

Monitoreo de volcanes peruanos desde el espacio con sensores termales e InSAR

Francisco Delgado¹, Kevin Reath¹, Matthew Pritchard¹, Allison Alcott¹, Samantha Moruzzi¹, Alex Styler¹, Jennifer A. Jay¹, Felipe Aron^{2,3,4}, Diego Coppola⁵ y Paul Lundgren⁶

¹ Department of Earth & Atmospheric Sciences, Cornell University, Ithaca, New York, EE.UU. – fjd49@cornell.edu

² Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Vicuña Mackenna 4860, Macul, Santiago 7820436, Chile. E-mail: faaron@ing.puc.cl

³ National Division of Borders and Limits, Chilean Ministry of Foreign Affairs, Miraflores 222, piso 13, Santiago 8320198, Chile

⁴ Research Center for Integrated Disaster Risk Management (CIGIDEN) CONICYT/FONDAP/15110017, Santiago, Chile

⁵ Department of Earth Sciences, Università Delgi Studi di Torino, Via Valperga Caluso 35, 10139, Torino, Italy

⁶ Jet Propulsion Laboratory (JPL), California Institute of Technology, 4800 Oak Grove Dr., Pasadena, CA 91109

Palabras clave: teledetección, Anomalías termales, InSAR.

Los satélites brindan información útil sobre la actividad volcánica que complementa los sensores terrestres, ya que pueden usarse en volcanes con monitoreo terrestre limitado o nulo. Incluso cuando un volcán tiene sensores en el suelo, los satélites brindan cobertura en un área más grande y pueden llenar los espacios entre los sensores terrestres, incluidas las áreas peligrosas donde estos no se pueden colocar o se pueden destruir.

En este trabajo proporcionamos ejemplos de actividad volcánica detectada en Perú por la constelación de satélites internacionales. Primero, describimos los tres tipos de sensores satelitales de un rango específico de longitudes de onda del espectro electromagnético que son sensibles a diferentes tipos de actividad volcánica:

1. Los instrumentos infrarrojos térmicos (TIR) e infrarrojo medio (MIR) miden los cambios de temperatura.

2. Los instrumentos ultravioletas (UV) detectan las plumas de SO₂.

3. Los instrumentos de Radar de Apertura Sintética en Microondas (SAR) se pueden utilizar en todo tipo de clima durante el día o la noche para detectar cambios en la superficie con las imágenes de amplitud o deformación del suelo usando la técnica de interferometría de radar (InSAR).

Luego, documentamos de la literatura científica y nuestro trabajo anomalías de temperatura en 6 volcanes (Ubinas, Sabancaya, Ticsani, Huaynaputina, Misti y Auquihuato); desgasificación de SO₂ en dos volcanes (Sabancaya y Ubinas), y deformación del suelo en 3 volcanes (Sabancaya, Ticsani, Auquihuato).

Métodos Hemos compilado imágenes y series de tiempo de observaciones satelitales en volcanes activos o inquietos en América Latina, incluido Perú (Fig. 1). En esta sección describimos los conjuntos de datos utilizados y cómo se construyeron las series de tiempo.

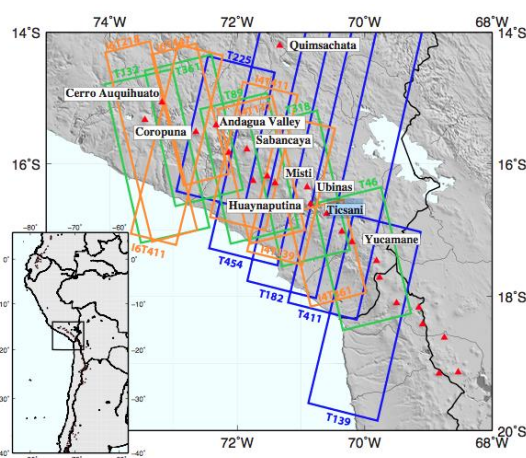


Fig. 1 – Mapa del sur del Perú que muestra las órbitas satelitales de una parte de la cobertura de datos SAR. Los rectángulos azules indican las órbitas descendentes de ERS y Envisat Beam 2, los rectángulos verdes muestran las órbitas ascendentes ERS y Envisat Beam 2, y los rectángulos naranjas muestran las órbitas descendentes y ascendentes de Envisat beam 4 y 6. Los triángulos rojos muestran las ubicaciones de los volcanes del Holoceno de la base de datos Smithsonian.

1. Las temperaturas se miden utilizando dos sensores satelitales: el Radiómetro de Emisión y Reflexión Térmica Avanzada Satelital (ASTER) en el satélite Terra y el Espectroradiómetro de Imágenes de Resolución Moderada (MODIS) en los satélites Aqua y Terra. El sensor ASTER tiene una resolución espacial de 90 m en la región TIR y una resolución temporal que está limitada a 1-7 días en las regiones polares y 16 días en el ecuador (Yamaguchi et al., 1998). Estos datos son sensibles a cambios de temperatura más pequeños que MODIS, pero la baja resolución temporal y las áreas con nubosidad persistente pueden dar lugar a un número limitado de buenas observaciones. Hemos compilado manualmente las temperaturas por encima de un nivel basal (e.g., Fig. 2c) en volcanes holocenos de América Latina en imágenes ASTER nocturnas sin nubes entre 2000-2017 como parte de la Base de

Datos de Anomalías Térmicas Volcánicas ASTER (AVTAD) (Reath et al, 2017).

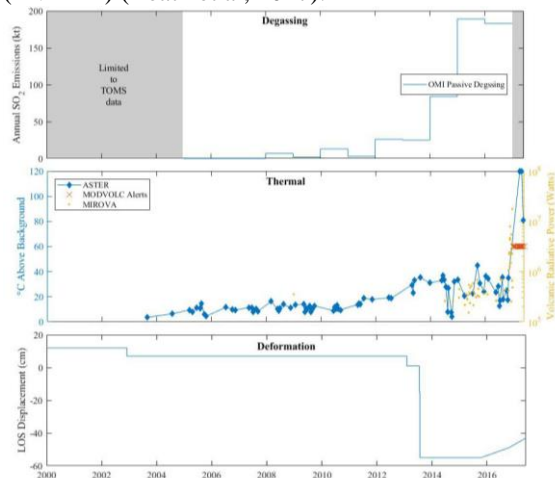


Fig. 2 – Series temporales de tres tipos de observaciones satelitales en Sabancaya. La información sobre la desgasificación de SO₂ proviene del sensor OMI y compilada por Carn et al. (2017). Los datos térmicos provienen de dos sensores: ASTER (analizado por este estudio) y MODIS detectado por dos algoritmos diferentes: MIROVA y MODVOLC (más información en el texto). Los saltos en la serie de tiempo de deformación corresponden a subsidencia producto de terremotos con mecanismos focales de fallas normales (Jay et al., 2015). Inflación del 10/2015 al 12/2017 según la información de Sentinel-1 procesada por INGEMMET (Katherine Gonzales, comunicación personal) y Pritchard et al. (en revision).

Los datos de MODIS son complementarios a ASTER: tienen una resolución más baja (~ 1 km / pixel) pero se adquieren con mayor frecuencia (generalmente al menos dos veces al día en todos los volcanes). Por lo tanto, proporcionan una serie temporal más completa de eventos termales, pero solo cuando tienen una gran amplitud (por ejemplo, grandes erupciones, flujos de lava). Usamos dos algoritmos automatizados diferentes que detectan anomalías termales en las imágenes MODIS: MODVOLC (Wright et al., 2004) y MIROVA (Coppola et al., 2016). La mayoría de los datos MODVOLC que utilizamos vienen en forma de alertas detectadas: estas alertas se activan siempre que una anomalía termal sea lo suficientemente grande como para superar el umbral de detección del índice térmico normalizado (NTI). Estas alertas se trazan como una "X" en la Fig. 2b y otras figuras. Este umbral está diseñado para limitar las falsas detecciones, sin embargo, también limita la capacidad de MODVOLC para detectar anomalías termales de baja amplitud (Wright et al., 2004). El algoritmo MIROVA incorpora filtrado espacial y espectral y proporciona una mayor sensibilidad a las anomalías termales de menor amplitud (Coppola et al., 2016), por lo que hay más detecciones que en las alertas MODVOLC. Los datos de MIROVA se calculan como potencia de radiación volcánica (VRP) en

unidades de vatios y se trazan como puntos amarillos en la Fig. 2b y en otras figuras.

2. La desgasificación de SO₂ se cuantifica por dos métodos según el estilo de las emisiones: explosivo o pasivo. Para las emisiones de SO₂ liberadas durante las erupciones explosivas, estas mediciones se obtuvieron utilizando una variedad de sensores ultravioletas e infrarrojos y se compilan en Carn et al. (2016). Para medir emisiones de SO₂ de menor nivel (pasivo), utilizamos datos del Instrumento de Monitoreo del Ozono (OMI) en el satélite Aura que entró en pleno funcionamiento en septiembre de 2004 (Carn et al., 2016). También hemos compilado las emisiones pasivas medias anuales de SO₂ (kilotones por año) de Carn et al. (2017). Las mediciones de desgasificación pasiva se muestran como una barra que abarca el año en que se realizaron las mediciones (e.g., Fig. 2b).

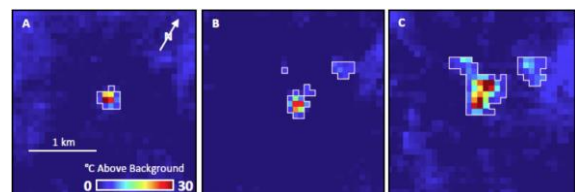


Fig. 3 – Temperaturas ASTER nocturnas por encima del nivel de base en el volcán Sabancaya en a. 23/10/2015; segundo. 19/6/2016; do. 11/03/2016. Los píxeles con temperaturas superiores a 2°C por encima del nivel basal aparecen en blanco, mostrando un crecimiento de la anomalía térmica con el tiempo.

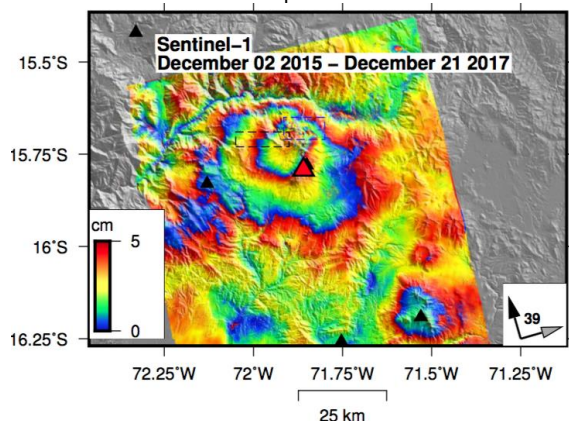


Fig. 4 – Interferograma del volcán Sabancaya (triángulo rojo) que muestra alzamiento de la superficie centrado en el NO del volcán, deslizamiento asísmico de la falla que produjo un terremoto Mw 5.9 en Julio del 2013 (cuadro negro) y en otros lugares (cuadro azul), así como también efectos atmosféricos.

3. Hemos recopilado medidas de deformación de la superficie de InSAR a partir de publicaciones previas con algunos resultados nuevos no publicados utilizando doce satélites entre 1992 y 2017 (ver Pritchard et al., enviado para más información: ERS-1/2; ENVISAT; ALOS-1; TerraSAR-X / TanDEM-X; COSMO-SkyMED 1-4; Sentinel-1A / B). Debido a que los datos varían en cantidad y calidad de volcán

a volcán y han sido procesados por diversos grupos con diferentes objetivos, las series de tiempo son heterogéneas. Para algunos volcanes durante algunos periodos de tiempo, hay series de tiempo procesadas utilizando métodos de SBAS (small baseline subset), mientras que, para otros casos, solo hay un pequeño número de interferogramas disponibles y no se ha calculado una serie temporal. También hemos registrado períodos de tiempo cuando los datos de InSAR están disponibles, pero no se detecta una verdadera deformación del terreno; estos se llaman resultados nulos y tienen un fondo azul (por ejemplo, Fig. 5d). Aunque a veces hay un aparente desplazamiento en estos datos, análisis adicional muestra que estos falsos desplazamientos probablemente se deben a efectos atmosféricos.

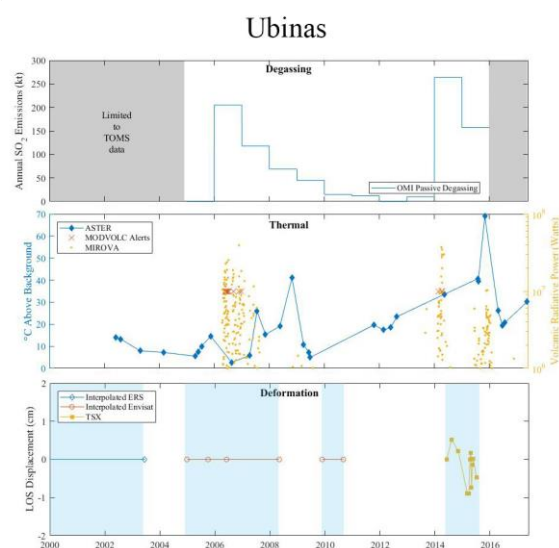


Fig. 5 – Series temporales de tres tipos de observaciones satelitales en el volcán Ubinas. Consulte la leyenda de la Fig. 1 para obtener información sobre la degasificación y los datos térmicos. Datos de deformación ERS y Envisat (Jay, 2014), TerraSAR-X (Pritchard et al., enviado) para el punto -70.908, -16.35. El área azul clara del gráfico de deformación representa el área donde se cree que el desplazamiento es cero, por lo que cualquier variabilidad es el resultado de perturbaciones atmosféricas.

Resultados: *Sabancaya:* A partir de 2012, ASTER ha detectado un aumento en la temperatura (Fig. 2b), con detecciones MIROVA de pequeñas erupciones a partir de 2014 y MODVOLC a partir de erupciones más grandes a partir de 2016. Los datos satelitales muestran que no solo la temperatura de la anomalía térmica aumentó, sino que también la superficie (Fig. 3). La degasificación de SO₂ también aumentó entre 2013 y 2014 (Fig. 2a), pero dado que solo se dispone de promedios anuales, es difícil determinar el momento exacto del cambio. La deformación del suelo desde 2000-2014 está relacionada con varios terremotos y deformaciones post-sísmicas (Jay et al., 2015) sin una inflación clara hasta 2014-2016 que podría estar relacionada con

intrusión de magma (Fig. 2d). Además de la gran zona de alzamiento, la deformación actual incluye movimiento asísmico en una falla con ruptura superficial y deformación localizada en varias áreas diferentes (Fig. 4).

Ubinas: Hay variaciones en la temperatura y la degasificación del SO₂ a través del tiempo que parecen estar relacionadas con la actividad eruptiva (Fig. 5a, b; Coppola et al., 2015), pero no hay una deformación del terreno detectada por InSAR por encima del ruido de fondo que abarca varias erupciones (Fig. 5c). El análisis de observaciones adicionales de InSAR continua para detectar posibles pulsos de deformación superficial.

Ticsani: Una anomalía térmica de bajo nivel ha aumentado en temperatura durante los últimos años (Fig. 6), sin que se haya detectado degasificación de SO₂ ni deformación durante los enjambres de terremotos en junio-septiembre, 2015 (no incluido), pero el umbral de detección probablemente fue de aproximadamente 5 cm / año. La deformación del terreno durante un enjambre de terremotos en 2005 fue descrita por Holtkamp et al. (2011) y González et al. (2006) e incluye no solo la deformación sísmica (7 km al NW del volcán Ticsani incluyendo alzamiento y subsidencia) sino también un patrón de subsidencia elíptica de 17 km SE de Ticsani (Fig. 7).

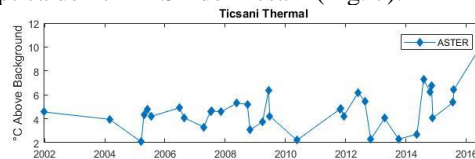


Fig. 6 – Series de tiempo de la temperatura nocturna del instrumento ASTER en Ticsani.

Misti: Entre 2000-2017, ASTER no detectó variaciones significativas en la temperatura más allá de los límites de error de 2°C (Moussallam et al., 2017) y no se detectaron deformaciones ni degasificación de SO₂.

Huaynaputina: Entre 2000-2017, ASTER no detectó variaciones significativas en la temperatura más allá de los límites de error de 2°C y no se detectaron deformaciones ni degasificación de SO₂.

Auquihuato: InSAR detectó deformación superficial de ~ 1.8 cm/año entre 2007-2011 (Morales-Rivera et al., 2016) en este volcán que no tiene monitoreo. No hemos observado deformación desde 04/14-07/16, pero el umbral de detección fue probablemente de aproximadamente 5 cm/año. Pese a que se observa una pequeña anomalía térmica cerca del Cerro Auquihuato, la deformación del suelo es de 7 km hacia el SE y no hay anomalías termales ni de degasificación de SO₂ detectables.

Discusión: Sabancaya fue el único volcán del Perú donde se detectaron deformaciones, degasificaciones y cambios térmicos desde el

espacio. Los terremotos, la desgasificación y la actividad térmica aumentaron en 2012-2014 antes de la deformación del terreno. Sin embargo, la sensibilidad de las observaciones InSAR para la deformación del terreno durante este período de tiempo fue limitada (probablemente varios cm/año) por lo que la deformación sutil relacionada con esta actividad podría no ser detectable.

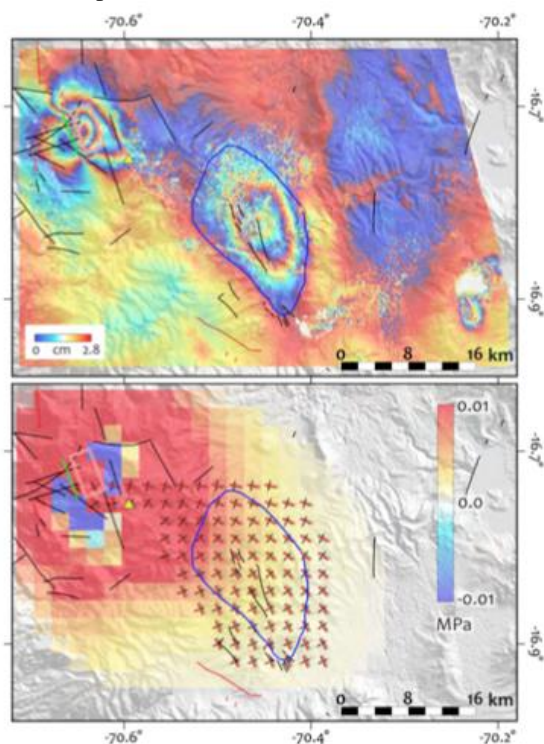


Fig. 7 – (Arriba) Interferograma ENVISAT con fase enrollada (04/12/2004 al 06/17/2006) que muestra deformación relacionada con el enjambre sísmico en el volcán Ticsani. Las líneas rojas representan fallas normales y las líneas negras representan fallas con cinemática indeterminada (INGEMMET 1975, Lavallée et al., 2009). (Abajo) Cambio de estrés normal estático (MPa) en estructuras extensionales orientadas de forma óptima impuestas por el enjambre de terremotos a 5 km de profundidad. Las líneas rojas muestran la orientación de las estructuras extensionales y las flechas negras muestran la dirección de la extensión (Jay 2014).

En Ubinas, la falta de deformación detectada por InSAR puede estar relacionada tanto con los límites del InSAR disponible como con las características eruptivas de Ubinas como un volcán con un conducto abierto. Se ha medido deformación en Ubinas con inclinómetros durante periodos de tiempo muy cortos durante erupciones (e.g., Inza et al., 2014) que no se pueden registrar con InSAR cuyas imágenes se adquieren días o semanas antes y después de las erupciones.

En Ticsani, planteamos la hipótesis de que el enjambre de terremotos de 2005 impuso tensiones en las fallas subsuperficiales y las grietas en la vecindad del área con subsidencia elíptica y que permitió que fluidos escaparan del sistema hidrotermal. Un

fenómeno similar fue observado en los volcanes del sur de Chile después del terremoto del Maule en 2010 (Pritchard et al., 2013).

Para probar esta hipótesis, calculamos el cambio de estrés normal estático en las estructuras extensionales orientadas de forma óptima impuestas por el enjambre de terremotos a 5 km de profundidad. Usamos el modelo de Holtkamp et al. (2011) como modelo inicial para calcular la orientación y la magnitud del cambio de estrés estático en la región de subsidencia. Encontramos que el cambio de estrés normal estático está orientado predominantemente en la dirección NO-SE, que es paralela al semieje mayor del patrón de subsidencia elíptico y a las fallas mapeadas en el área (Fig. 7). Esto implica que el enjambre sísmico causó una región de tensión SO-NE en la región de subsidencia. Este cálculo respalda la hipótesis de que las grietas preexistentes fueron abiertas por el enjambre sísmico, lo que permite que los fluidos hidrotermales fluyan y produzcan hundimientos en el suelo.

Sin embargo, hay un par de observaciones que contradicen esta hipótesis. Primero, la magnitud del cambio de estrés estático es menor a 0.01 MPa. En Chile, los volcanes que disminuyeron debido al terremoto del Maule experimentaron cambios de estrés estáticos que eran $\sim 10^2$ veces mayores en magnitud que lo que observamos en Ticsani (Pritchard et al., 2013). Si estos cambios de estrés estáticos son suficientes para desencadenar subsidencia es cuestionable; sin embargo, los cambios de tensión dinámicos relacionados con el paso de las ondas sísmicas transitorias también podrían ser significativos. En segundo lugar, la ubicación de la subsidencia al sureste de Ticsani no está en una zona donde se haya identificado el sistema hidrotermal, que se extiende hacia el oeste desde la cumbre del volcán (Byrdina et al., 2013). No se conocen manantiales o fumarolas en la región de subsidencia; los manantiales más cercanos se encuentran al oeste del lago Toro Bravo, que se encuentra a 5 km al sureste de Ticsani y a 12 km al NO del centro de hundimiento.

Una posibilidad es que la subsidencia estuviese realmente relacionada con el flujo de fluidos subsuperficial, pero relacionado con un sistema geotérmico ciego o con uno de los mecanismos propuestos para aumentar el caudal después de los terremotos (ver referencias en Pritchard et al., 2013).

Con base en las observaciones satelitales, postulamos que la actividad en otros volcanes peruanos (Auqui huato, Misti) está relacionada con la desgasificación superficial y actividad hidrotermal y no con nuevas intrusiones magmáticas. En Huaynaputina, el origen de la anomalía de temperatura no es seguro.

Agradecimientos

Agradecemos a CEOS por el proyecto piloto de monitoreo volcánico y las agencias espaciales que proporcionaron datos: Agenzia Spaziale Italiana (ASI) para datos CSK, la Agencia Espacial Alemana para datos TSX/TDX y CoSSCs, la Agencia Espacial Europea por datos de ENVISAT y Sentinel, NASA, METI y LPDAAC por los datos ASTER y MODIS. Agradecemos a los muchos autores que contribuyeron series de tiempo de sus trabajos publicados, entre ellos a Anieri Morales.

Referencias

- Byrdina, S., Ramos, D., Vandemeulebrouck, J., Masias, P., Revil, A., Finizola, A., Gonzales Zuniga, K., Cruz, V., Antayhua, Y., and Macedo, O. (2013). Influence of the regional topography on the remote emplacement of hydrothermal systems with examples of Ticsani and Ubinas volcanoes, Southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 152–164.
- Carn, S., Clarisse, L., & Prata, A. (2016). Multi-decadal satellite measurements of global volcanic degassing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 311, 99-134.
- Carn, S. A., Fioletov, V. E., McLinden, C. A., Li, C., & Krotkov, N. A. (2017). A decade of global volcanic SO₂ emissions measured from space. *Scientific Reports*, 7, 44095. <https://doi.org/10.1038/srep44095>
- Coppola, D., Macedo, O., Ramos, D., Finizola, A., Delle Donne, D., del Carpio, J., White, R., McCausland, W., Centeno, R., Rivera, M., Apaza, F., Ccallata, B., Chilo, W., Cigolini, C., Laiolo, M., Lazarte, I., Machaca, R., Masias, P., Ortega, M., Puma, N., Taipe, E., (2015). Magma extrusion during the Ubinas 2013–2014 eruptive crisis based on satellite thermal imaging (MIROVA) and ground-based monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 302, p. 199–210. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.07.005.
- Coppola, D., Laiolo, M., Cigolini, C., Donne, D. D., & Ripepe, M. (2016). Enhanced volcanic hot-spot detection using MODIS IR data: results from the MIROVA system. *Geological Society, London, Special Publications*, 426(1), 181–205. <https://doi.org/10.1144/SP426.5>
- González, 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).
- Holtkamp, S. G., M. E. Pritchard and R. B. Lohman (2011) Earthquake swarms in South America, *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05137.x
- Inza, L.A., Métaixian, J.P., Mars, J.I., Bean, C.J., O'Brien, G.S., Macedo, O. and Zandomenighi, D., 2014. Analysis of dynamics of vulcanian activity of Ubinas volcano, using multicomponent seismic antennas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 270, pp.35-52.
- INGEMMET. (1975). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Huaitire*. Retrieved from http://www.ingemmet.gob.pe/publicaciones/serie_a/mapas/34-v.jpg
- Jay, J. A., Welch, M., Pritchard, M. E., Mares, P. J., Mnich, M. E., Melkonian, A. K., Aguilera, F., Naranjo, J. A., Sunagua, M., Clavero, J. (2013). Volcanic hotspots of the central and southern andes as seen from space by ASTER and MODVOLC between the years 2000 and 2010. *Geological Society Special Publication*, 380(1), 161–185. <https://doi.org/10.1144/SP380.1>
- Jay, J. (2014). A geophysical survey of active volcanism in the Central and Southern Andes. Cornell University, Ph.D. thesis. 281 pp.
- 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. <https://doi.org/10.1002/2015GL063589>
- Lavallée, Y., de Silva, S. L., Salas, G., & Byrnes, J. M. (2009). Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3-4), 253–264
- Morales Rivera, A. M., Amelung, F., & Mothes, P. (2016). Volcano deformation survey over the Northern and Central Andes with ALOS InSAR time series. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(7), 2869–2883. <https://doi.org/10.1002/2016GC006393>
- Moussallam, Y., Peters, N., Masias, P., Apaza, F., Barnie, T., Schipper, C.I., Curtis, A., Tamburello, G., Aiuppa, A., Bani, P. and Giudice, G., (2017). Magmatic gas percolation through the old lava dome of El Misti volcano. *Bulletin of Volcanology*, 79(6), doi: 10.1007/s00445-017-1129-5
- Pritchard, M. E., J. Biggs, C. Wauthier, E. Sansosti, D. W. D. Arnold, F. Delgado, S. K. Ebmeier, S. T. Henderson, K. Stephens, C. Cooper, K. Wnuk, F. Amelung, V. Aguilar, P. Mothes, O. Macedo, L. E. Lara, M. P. Poland, and S. Zoffoli, Towards coordinated regional multi-satellite InSAR volcano observations: Results from the Latin America pilot project, *Journal of Applied Volcanology*, submitted.
- Pritchard, M. E., J. A. Jay, F. Aron, S. T. Henderson, and L. E. Lara (2013) Subsidence at southern Andes volcanoes induced by the 2010 Maule, Chile earthquake, *Nature Geoscience*, 6, p. 632–636, doi:10.1038/ngeo1855
- Reath, K., M. Pritchard, A. Alcott, S. Moruzzi, D. Pieri, J. Linick (2017) The ASTER Volcanic Thermal Anomaly Database (abstract PE42A-8) IAVCEI Scientific Assembly, Portland, OR.
- Wright, R., Flynn, L. P., Garbeil, H., Harris, A. J. L., & Pilger, E. (2004). MODVOLC: Near-real-time thermal monitoring of global volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135(1–2), 29–49. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2003.12.008>