



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

boletindegeologia.uis@gmail.com

Universidad Industrial de Santander  
Colombia

Ponce, Patricia

ESTIMACIÓN DE LAS EMISIONES DE DIÓXIDO DE AZUFRE - SO<sub>2</sub>, ASOCIADAS  
CON EL CRECIMIENTO DE UN DOMO DE LAVA EN EL VOLCÁN GALERAS EN 2008

Boletín de Geología, vol. 39, núm. 1, enero-abril, 2017, pp. 69-81

Universidad Industrial de Santander  
Bucaramanga, Colombia

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349649971004>

- ▶ Cómo citar el artículo
- ▶ Número completo
- ▶ Más información del artículo
- ▶ Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal  
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

# ESTIMACIÓN DE LAS EMISIONES DE DIÓXIDO DE AZUFRE - SO<sub>2</sub>, ASOCIADAS CON EL CRECIMIENTO DE UN DOMO DE LAVA EN EL VOLCÁN GALERAS EN 2008

Patricia Ponce<sup>1</sup>

DOI: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v39n1-2017003> 

**Forma de citar:** Ponce, P. 2017. Estimación de las emisiones de dióxido de azufre - SO<sub>2</sub>, asociadas con el crecimiento de un domo de lava en el volcán Galeras en 2008. Boletín de Geología, 39(1): 69-81.

## RESUMEN

Se estimó la cantidad de Dióxido de Azufre (SO<sub>2</sub>) emitido en 2008 durante el ascenso y extrusión de un domo de lava en el volcán Galeras y se comparó el comportamiento de las emisiones con otros parámetros como los sismos asociados con movimiento de fluidos y la deformación volcánica. El flujo de SO<sub>2</sub> es el parámetro que comienza a evidenciar el ascenso del domo de lava de 2008, los demás parámetros reflejan similar comportamiento pero con desfases en el tiempo. Utilizando un valor promedio de velocidad del viento de 5 m/s se estimó que fueron emitidas a la atmósfera 334.947 toneladas de SO<sub>2</sub>, equivalentes al 2,2% del total anual de las emisiones volcánicas globales (mundiales) y al 15,9% de las emisiones anuales correspondientes a los volcanes de la zona de subducción de Sur América.

**Palabras clave:** volcán Galeras, Dióxido de Azufre, domo de lava.

## ESTIMATION OF THE EMISSIONS OF SULPHUR DIOXIDE - SO<sub>2</sub>, ASSOCIATED WITH THE GROWTH OF A LAVA DOME IN GALERAS VOLCANO IN 2008

## ABSTRACT

The amount of sulphur dioxide (SO<sub>2</sub>) emitted in 2008 during the ascent and extrusion of a lava dome in Galeras volcano was estimated and the behavior of emissions was compared with other parameters such as earthquakes associated with fluid motion and volcanic deformation. The flux of SO<sub>2</sub> is the parameter that begins to show the rise of the 2008 lava dome, the other parameters reflect similar behavior but with time lags. Using a wind speed average value of 5 m/s, was estimated that 334.947 tons of SO<sub>2</sub> were emitted into the atmosphere, equivalent to 2,2% of the global total annual volcanic emissions and 15,9% of the annual emissions of the South America subduction zone volcanoes.

**Keywords:** Galeras volcano, Sulphur Dioxide, lava dome.

<sup>1</sup> Servicio Geológico Colombiano, Pasto, Colombia. [pponce@sgc.gov.co](mailto:pponce@sgc.gov.co)

## INTRODUCCIÓN

El volcán Galeras es un estrato volcán de composición andesítica, que se localiza al sur de Colombia en el Departamento de Nariño, aproximadamente a 9 km al occidente de la capital San Juan de Pasto, en las coordenadas  $1^{\circ} 13' 43,8''$  N,  $77^{\circ} 21' 33,0''$  W y con una altura de 4276 m.s.n.m. Su estilo eruptivo es de tipo vulcaniano con generación de flujos piroclásticos, lo cual es la principal amenaza para cerca de 500.000 personas que viven en su zona de influencia (INGEOMINAS, 1997). Es considerado el volcán más activo de Colombia, debido a presenta una alta recurrencia de períodos de actividad. Según los registros históricos, desde 1535 hasta 1936, existen 48 erupciones reportadas (INGEOMINAS, 2000); y en la época instrumentada del volcán, desde 1992 hasta la fecha, tiene 21 erupciones registradas. En 475 años de historia se han reportado 44 años en los que han ocurrido erupciones, con períodos de descanso entre 2 y 56 años. La última erupción del volcán Galeras ocurrió el 25 de agosto de 2010, seguida por una actividad de menor intensidad caracterizada por sismicidad, emisiones de gases y emisiones esporádicas de ceniza durante 2011 y 2012. Según la escala establecida por el Servicio Geológico Colombiano, desde 2010 hasta la fecha, el estado de la actividad del volcán Galeras se encuentra en amarillo, lo cual significa “cambios en el comportamiento de la actividad volcánica” (Servicio Geológico Colombiano, 2016a). Otros volcanes activos de Colombia presentan menor recurrencia eruptiva, por ejemplo el volcán Puracé entre 1816 y 1977 presenta 33 erupciones reportadas (INGEOMINAS, 2000) y en su época instrumentada (desde 1986 hasta la fecha) no se han registrado erupciones (Servicio Geológico Colombiano, 2016b). En el caso del Nevado del Ruiz, entre 1595 y 1916, éste presenta 9 erupciones reportadas (INGEOMINAS, 2000), y en su época instrumentada (desde 1984 hasta la fecha) se han registrado 3 erupciones freatomagnéticas y 5 episodios de emisión de cenizas (Servicio Geológico Colombiano, 2016c).

El volcán Galeras es monitoreado por el Servicio Geológico Colombiano mediante el Observatorio Vulcanológico de Pasto con una red instrumental que adquiere datos de varios parámetros de la actividad, entre otros, de la sismicidad, la deformación cortical

y las emisiones de  $SO_2$ . La red sísmica se encuentra operativa desde febrero de 1989 y actualmente consta de 14 estaciones sísmicas triaxiales y 3 acelerómetros (FIGURA 1). Para el monitoreo de  $SO_2$  se cuenta con 3 estaciones escanDOAS y un móvilDOAS que operan desde noviembre de 2007 (FIGURA 1). Adicionalmente se cuenta con una estación meteorológica que monitorea velocidad y dirección del viento, la cual opera con algunas interrupciones desde 1997. Para los períodos con ausencia de datos de la estación meteorológica, se han utilizado los datos de pronóstico de viento del IDEAM (2007-2010) (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales). La red de deformación cuenta entre otros equipos con 8 inclinómetros electrónicos, dos de los cuales operan desde 1989 (FIGURA 1).

El último periodo de actividad de Galeras va desde junio de 2004 hasta la fecha y se ha caracterizado por presentar los siguientes fenómenos: enjambres de sismos asociados con fractura de roca, denominados volcano-tectónicos (VT); enjambres de sismos asociados con movimiento de fluidos al interior del volcán, denominados de largo periodo (LP); enjambres compuestos, en los que se observa la ocurrencia simultánea de sismos LP, VT e híbridos (HIB) que conjugan tanto la fractura del material como el movimiento de los fluidos; episodios de tremor (TRE) que se encuentran asociados con emisiones de ceniza, y con duraciones desde pocos minutos hasta días; generación y extrusión de 2 domos de lava y diversas erupciones vulcanianas, la mayoría de las cuales han sido precedidas por el registro de sismos de tipo tornillo (TOR) y la disminución en la emisión de Dióxido de Azufre ( $SO_2$ ). La última erupción registrada ocurrió el 25 de agosto de 2010.

Durante el año 2008 se registró el ascenso de un domo de lava, el cual fue evidenciado por el aumento de las emisiones de Dióxido de Azufre –  $SO_2$ , el incremento en la ocurrencia de sismos asociados con movimiento de fluidos al interior del volcán (TRE y LP) y deformación cortical. En este estudio se analizó un *set* de datos entre febrero 1 de 2008 y febrero 13 de 2009, intervalo de tiempo entre las dos erupciones vulcanianas ocurridas en enero 17 de 2008 y febrero 14 de 2009 y que comprende el periodo de ascenso y extrusión de un domo de lava.

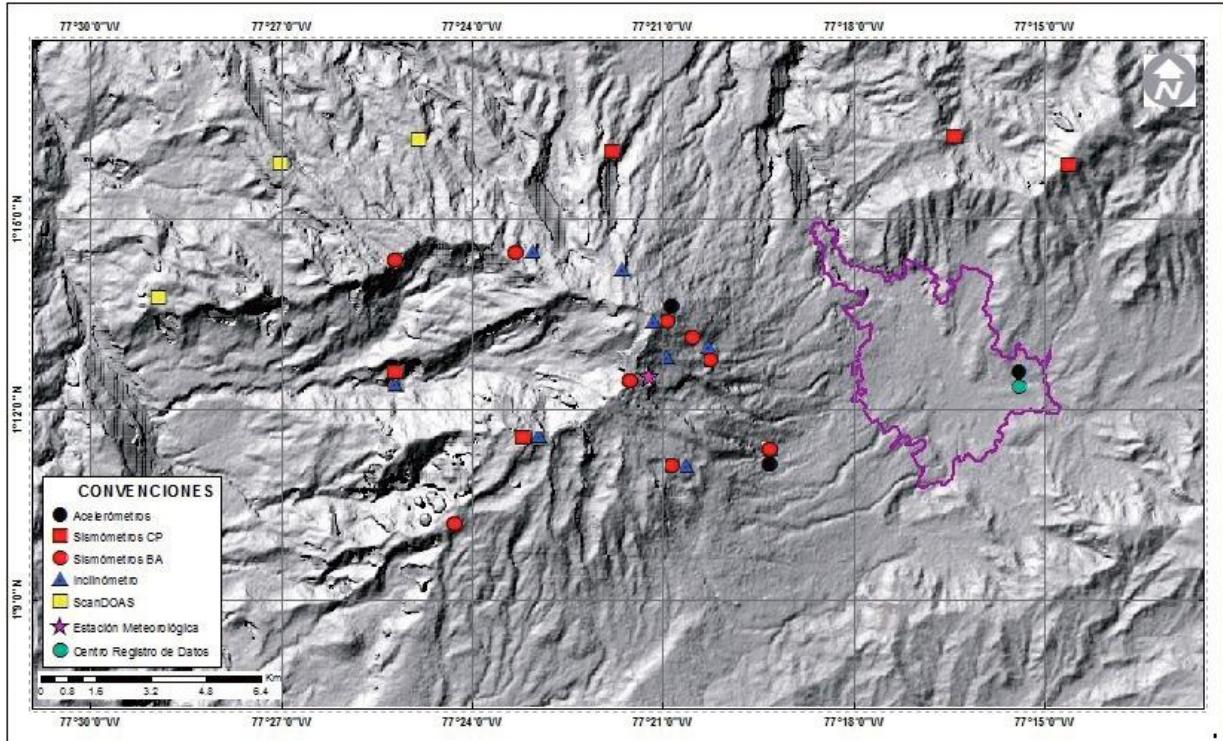


FIGURA 1. Estaciones de monitoreo del volcán Galeras.

## METODOLOGÍAS

El flujo de  $\text{SO}_2$  se puede medir con instrumentos miniDOAS que aplican la técnica de espectroscopía con sensores remotos en tierra, la cual se basa en medidas de espectros de radiación electromagnética que ha sido atenuada al pasar a través de la pluma volcánica (McGonigle, 2005). Cada especie en el gas volcánico tiene una estructura molecular única con características de absorción específicas, por ejemplo una longitud de onda particular será atenuada en diferente extensión por cada gas presente, por lo tanto, si se examina una ventana espectral apropiada, la presencia de una especie puede ser inferida por la impresión espectral que hace en la radiación incidente. Este principio es usado para determinar cuantitativamente las concentraciones de gas usando la ley de Beer-Lambert (McGonigle, 2005):

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[-\sigma(\lambda)NL] \quad (1)$$

Donde  $I(\lambda)$  e  $I_0(\lambda)$  son las intensidades de la radiación medida por el instrumento a una longitud de onda  $\lambda$ , cuando la pluma está presente y ausente en la ruta óptica, respectivamente;  $\sigma(\lambda)$  es la absorción de la sección de corte de la molécula absorbente, una medida que cuantifica que tan fuerte se atenúa la luz;  $N$ , es la concentración media de las especies atenuantes y  $L$  es el ancho de la pluma observada (cantidad de columna).

Las tasas de emisión o el flujo se obtienen de la cantidad de columna ( $\text{kg/m}^2$ ) integrada en la sección transversal de la pluma y multiplicada por la velocidad del viento ( $\text{m/s}$ ).

Los instrumentos miniDOAS fueron desarrollados para medir emisiones de gases volcánicos, especialmente  $\text{SO}_2$ , recolectando la luz UV del Sol por medio de un telescopio, la cual es dispersada por aerosoles y moléculas en la atmósfera (Galle *et al.*, 2002). El miniDOAS usa el método de Espectroscopía de Absorción Óptica Diferencial (DOAS, por su sigla en inglés), que determina la concentración de un gas midiendo la absorción de banda estrecha del mismo en las regiones esenciales UV y visible (Platt and Stutz, 2008), utilizando la ley de Beer-Lambert modificada (Galle, 2011; Rodríguez y Nadeau, 2015).

$$I(\lambda, L) = I_0(\lambda) \exp[-S\sigma(\lambda, T)] \quad (2)$$

$$S = \int_0^L c(l) dl \quad (=c * L, \text{ si } c = \text{cte.}) \quad (3)$$

Donde  $I_0(\lambda)$  es la intensidad de la luz fuera de la capa de gas que se quiere medir;  $I(\lambda, L)$  es la intensidad de la luz después de pasar la capa de gas que se quiere medir,  $\lambda$  es longitud de onda de la radiación,  $c(l)$  es la concentración del gas traza como función de la posición  $l$  a lo largo de la trayectoria de la luz,  $\sigma(\lambda, T)$  es la sección transversal

de absorción del gas traza,  $T$  es la temperatura, y  $L$  es la longitud de la trayectoria de la luz. La absorción típica del  $\text{SO}_2$  se encuentra alrededor de los 300 nm (Galle, 2011).

La intensidad  $Io$  real es difícil de determinar en la atmósfera, debido a que hay absorción de otros gases traza, hay dispersión por moléculas de aire, nubes y partículas de aerosoles (Rodríguez y Nadeau, 2015). La técnica DOAS separa las estructuras espectrales de banda ancha y de banda estrecha en un espectro de absorción para aislar las absorciones de banda estrecha, utilizando el espectro ancho como un espectro de intensidad  $Io$  y la ecuación se puede aplicar a las absorciones de banda estrecha (Platt and Stutz, 2008). Por esta razón, lo que se mide es la absorción diferencial siendo importante medir la intensidad de radiación en múltiples longitudes de onda. En el caso de  $\sigma$ , se usa una  $\sigma$  diferencial calibrada y ajustada al instrumento (Rodríguez y Nadeau, 2015).

Las mediciones se realizan captando la luz mediante un telescopio y una fibra óptica de cuarzo que la transfiere al espectrómetro, donde se separan los diferentes componentes espectrales mediante una rejilla y el espectro se registra en un dispositivo de carga acoplada (CCD por su sigla en inglés) (Rodríguez y Nadeau, 2015). Se obtiene un espectro oscuro cubriendo el telescopio para evitar la entrada de luz, removiendo así el ruido instrumental, luego se obtiene un espectro de “cielo” (sky) fuera de la pluma volcánica que es el espectro de transfondo, luego se hace la adquisición de los espectros bajo la pluma volcánica, los cuales se normalizan con el espectro de transfondo, eliminando así la absorción y dispersión de fuentes no volcánicas (Galle *et al.*, 2002) y la interferencia de las líneas Fraunhofer (Oppenheimer *et al.*, 2011). Los espectros adquiridos son filtrados para eliminar la interferencia del Ozono ( $\text{O}_3$ ) y el efecto de la dispersión Raman, utilizando espectros de referencia, luego son ajustados a un espectro de referencia para  $\text{SO}_2$  (específico para cada espectrómetro), usando un algoritmo no lineal de mínimos cuadrados (Galle *et al.*, 2002). El espectro de referencia de  $\text{SO}_2$  se deriva de un espectro de laboratorio de alta resolución (Vandaele *et al.*, 1994), convolucionado con la función de forma de línea del espectrómetro (Rodríguez y Nadeau, 2015). Las cantidades de columna verticales de  $\text{SO}_2$  (ppm m) son integradas para obtener la cantidad total de  $\text{SO}_2$  en una sección de dos dimensiones de la pluma (en ppm  $\text{m}^2$ , o  $\text{kg m}^{-1}$ ). El flujo de emisión, en kilogramos por segundo ( $\text{kg s}^{-1}$ ) o en toneladas diarias ( $\text{t d}^{-1}$ ) se obtiene multiplicando las cantidades integradas por el valor promedio de la velocidad del viento.

La transferencia radiativa es fuente de incertidumbre en el tipo de plumas volcánicas que se miden con el miniDOAS. En 2005 comenzó el proyecto de la Unión Europea NOVAC (Red de Observación de Cambios Volcánicos y Atmosféricos), con el objetivo de incrementar el conocimiento de la desgasificación de los volcanes (Galle *et al.*, 2010). Durante el proyecto NOVAC se realizaron estudios aplicando el modelo de transferencia radiativa TRACY-II, que es la sigla en inglés de Implementación de Monte Carlo para la Transferencia Radiativa de un Gas Traza (Deutschmann, 2008) en varios escenarios volcánicos. TRACY-II es un modelo inverso de Monte Carlo que genera un conjunto representativo de trayectorias de fotones individuales a través de la atmósfera simulada, siendo cada trayectoria una solución de la ecuación de transferencia radiativa monocromática (Kern *et al.*, 2010). El modelo tridimensional fue desarrollado en el Instituto de Física Ambiental de la Universidad de Heidelberg y validado con otros modelos de transferencia radiativa (Wagner *et al.*, 2007 en Kern *et al.*, 2010) y con mediciones (Deutschmann, 2008). La ventaja de la aproximación de Monte Carlo es que el modelo es cercano a los procesos físicos subyacentes y por lo tanto sus resultados son más reales (Kern *et al.*, 2010).

La implementación de la técnica DOAS en el monitoreo volcánico ha provisto la primera indicación real y consistente de que las tasas de emisión de  $\text{SO}_2$  varían en lapsos de tiempo que comprenden minutos u horas, lo cual se puede correlacionar con la actividad volcánica (Galle *et al.*, 2002).

La dirección y velocidad del viento es medida mediante una estación meteorológica localizada en el borde de la caldera, a 1,5 km al sur del cráter activo de Galeras, a una altura de 4048 m. El sensor de medición era un anemómetro ultrasónico Thies Clima 2D, diseñado para adquirir las componentes horizontales de la velocidad y la dirección del viento. El sensor consiste en 4 transformadores ultrasónicos en pares de 2 que están opuestos entre sí a una distancia de 200 mm, por lo tanto las dos rutas de medición formadas son verticales entre sí. Los transformadores actúan como transmisores y receptores acústicos, los trayectos de medición respectivos y su dirección de medición se seleccionan mediante un control electrónico. Cuando una medición comienza, se lleva a cabo una secuencia de 8 mediciones individuales en las 4 direcciones de las trayectorias de medición a máxima velocidad. Las direcciones de medición (direcciones de propagación acústica) rotan en sentido horario, primero de sur a norte, luego de occidente a oriente, de norte a sur y

finalmente de oriente a occidente. Los valores promedio se forman a partir de las 8 mediciones individuales de las direcciones de trayectoria y se utilizan para cálculos posteriores (Thies Clima, 2016).

La velocidad de propagación del sonido en aire calmado se sobrepone a las componentes de velocidad de un flujo de aire en la dirección del viento. Una componente de la velocidad del viento en la dirección de la propagación del sonido soporta la velocidad de propagación, lo que conduce a un aumento de la velocidad. Una componente de velocidad del viento opuesta a la dirección de propagación, por el contrario, conduce a una reducción de la velocidad de propagación. La velocidad de propagación resultante de la superposición conduce a diferentes tiempos de propagación del sonido a diferentes velocidades y direcciones del viento sobre una trayectoria de medición fija. Como la velocidad del sonido es muy dependiente de la temperatura del aire, el tiempo de propagación del sonido se mide en ambas trayectorias de medición en ambas direcciones. De esta manera, se puede eliminar la influencia de la temperatura en la velocidad del sonido en el resultado de la medición. Mediante la combinación de las dos trayectorias de medición que están en ángulo recto entre sí, se obtienen los resultados de medición de la suma y el ángulo del vector de velocidad del viento. Posteriormente, se recibe el ángulo y la suma de la velocidad del viento por transformación en coordenadas polares (Thies Clima, 2016).

La deformación del suelo por actividad volcánica se puede determinar mediante inclinómetros electrónicos. En este estudio se utilizaron los datos de un inclinómetro *Applied Geomechanics* modelo 701-2A (Jewell Instruments, 2016) instalado en la estación Peladitos, localizada a 1,4 km al sureste del cráter principal a una altura de 3850 m. Un inclinómetro es un dispositivo que se utiliza para medir cambios en la inclinación local de la superficie de la tierra (Dzurisin, 2007). El instrumento mayormente utilizado para monitorear la inclinación del suelo en los volcanes activos es el inclinómetro de burbuja, cuyo sensor incluye una burbuja en un fluido electrolítico contenido en un pequeño tubo de algunos centímetros en tamaño, en el cual 3 cables están sellados para formar electrodos. El electrolito cubre completamente uno de los cables, pero incluye una pequeña burbuja en la cual los otros dos cables penetran. Cuando el sensor se inclina, el movimiento de la burbuja con respecto a los cables causa un cambio en la conductividad que puede ser medido

electrónicamente. Para inclinaciones pequeñas la magnitud del cambio de inclinación es una función lineal del cambio de la conductividad. La dirección de la inclinación puede ser determinada con dos sensores de eje sencillo, perpendiculares entre sí (Dzurisin, 2007). Para mediciones de inclinación del suelo en monitoreo volcánico, los sensores de burbuja usualmente están adosados a una placa base de aluminio de forma triangular con tornillos nivelantes, adicionalmente disponen de un sensor de temperatura y todo el sistema está cubierto por un domo protector de aluminio (Jewell Instruments, 2016). Los sensores perpendiculares entre sí, representan las componentes tangencial y radial (X e Y) del inclinómetro.

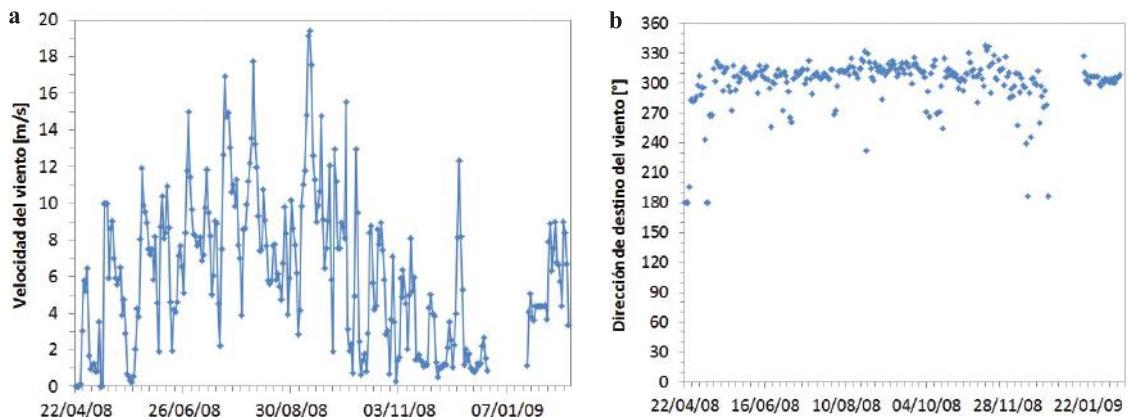
Para registrar la sismicidad volcánica se utilizan sismómetros, en este caso un sensor de componente vertical de corto periodo instalado en la estación Anganoy, localizada a 0,8 km al oriente del cráter activo de Galeras a una altura de 4170 m. La ruptura de la roca a lo largo de fracturas y fallas, al igual que la actividad volcánica, originan ondas sísmicas que a su vez producen vibraciones en la superficie de la tierra, denominados sismos (Zobin, 2003). Los sismos volcánicos ocurren dentro y en los alrededores de los edificios volcánicos y reflejan la interacción de dos procesos geológicos: la migración del magma hacia la superficie de la tierra y la actividad tectónica de la corteza (Zobin, 2003). Un sismómetro inercial de componente vertical detecta movimiento vertical del suelo y consta de una masa suspendida de un resorte, el movimiento de la masa es amortiguado para evitar que la masa se mueva excesivamente. Dado que las mediciones se realizan en un marco de referencia en movimiento (la superficie de la tierra) casi todos los sensores sísmicos se basan en la inercia de una masa suspendida, que tiende a permanecer inmóvil en respuesta al movimiento externo. El movimiento relativo entre la masa suspendida y el suelo será entonces una función del movimiento del suelo (Havskov and Alguacil, 2002). Casi todos los sismómetros tradicionales usan un transductor de velocidad para medir el movimiento de la masa, el principio es tener una bobina móvil dentro de un campo magnético, esto puede ser implementado con una bobina fija y un imán que se mueve con la masa o un imán fijo y una bobina que se mueve con la masa. La salida de la bobina es proporcional a la velocidad de la masa relativa al marco y por lo tanto a este tipo de sismómetros electromagnéticos se les llama transductores de velocidad (Havskov and Alguacil, 2002).

## PROCESAMIENTO Y RESULTADOS

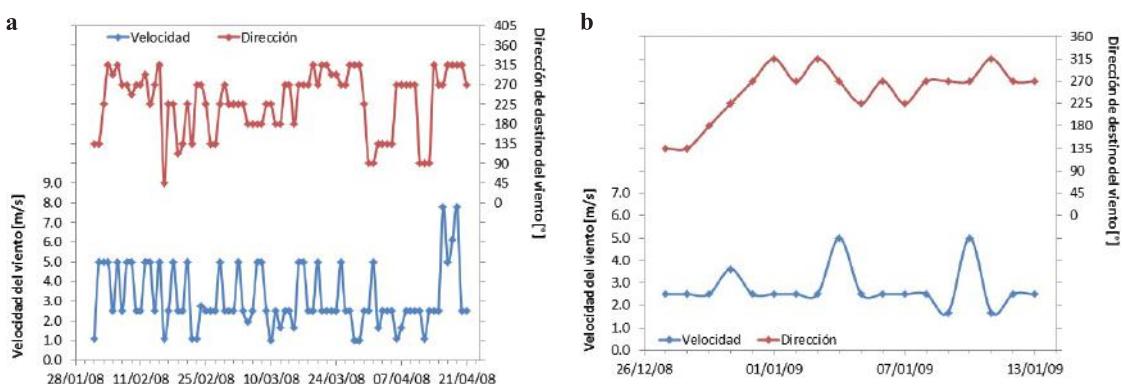
Para medir el flujo de  $SO_2$  se utilizan las estaciones escan-DOAS ubicadas en el flanco noroccidental de Galeras, dotadas con espectrómetros *Ocean Optics S2000* y se hacen recorridos por la carretera Circunvalar Galeras, utilizando un móvil-DOAS dotado con un espectrómetro *Ocean Optics USB2000*. Tanto las estaciones permanentes como el móvil-DOAS usan sensores de GPS para registrar la posición del instrumento. Las estaciones permanentes escan-DOAS y el móvil-DOAS se obtuvieron mediante la participación del Servicio Geológico Colombiano (antes INGEOMINAS) en el proyecto internacional NOVAC (2005-2010) (Galle *et al.*, 2010) y fueron instaladas en noviembre de 2007. La adquisición y el procesamiento de los datos se hace mediante un programa desarrollado también dentro del proyecto NOVAC (2007), el cual ajusta el espectro ultravioleta medido con un espectro de referencia en tiempo real durante el registro de datos, permitiendo la visualización de la columna de  $SO_2$  mientras es realizada la medición. El flujo de  $SO_2$  es determinado por corrección geométrica de las cantidades de  $SO_2$  que representan una sección

ortogonal a la dirección del viento, siendo la sección integrada y multiplicada por la velocidad del viento. La principal ventaja en la utilización de un espectro artificial de referencia es la obtención de cantidades de  $SO_2$  en unidades absolutas, las cuales son convertidas en tiempo real a columnas de  $SO_2$  antes de ser procesadas con el programa de cálculo de flujo (NOVAC, 2007).

Los datos de dirección y velocidad del viento fueron medidos con la estación meteorológica instalada en la cima a 1,5 km al sur del cráter activo de Galeras, a una altura 4048 m la cual funcionó en los siguientes períodos de tiempo: 22 de abril a 26 de diciembre de 2008 y 19 de enero a 13 de febrero de 2009, reportando el valor promedio diario de la velocidad del viento en m/s y de la dirección de destino del viento en grados (FIGURA 2a y 2b). Para los dos períodos de tiempo en que la estación meteorológica estuvo fuera de funcionamiento, entre el 28 de febrero y el 21 de abril de 2008 y entre el 27 de diciembre de 2008 y el 13 de enero de 2009, se contó con los datos de pronóstico diarios de velocidad y dirección de destino del viento del IDEAM (FIGURA 3a y 3b).

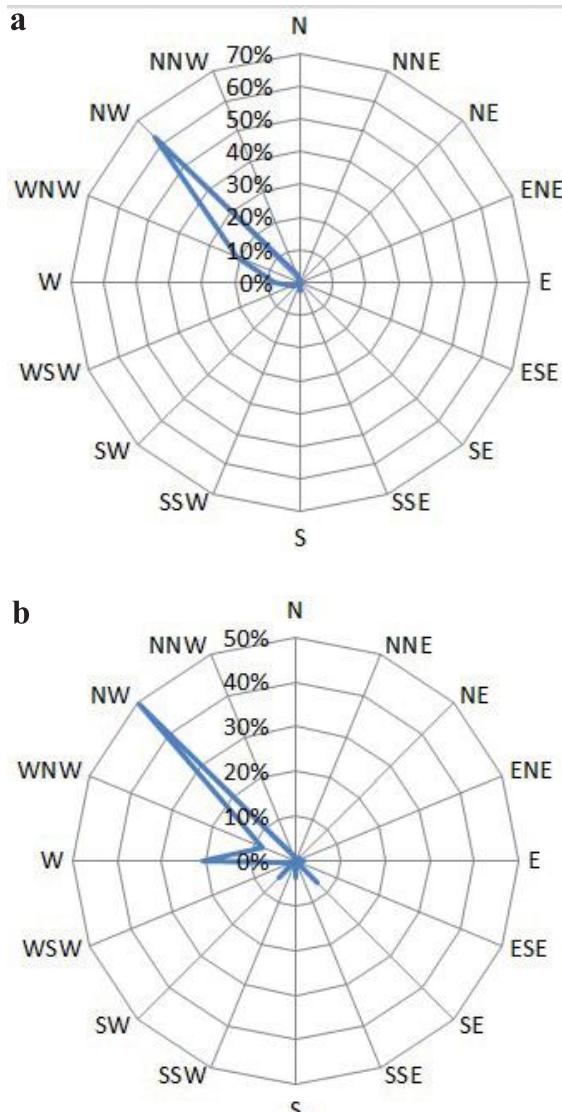


**FIGURA 2.** Datos del viento obtenidos de la estación meteorológica Cráter: a. Promedios diarios de velocidad; b. Promedios diarios de dirección de destino del viento.



**FIGURA 3.** Pronósticos diarios de velocidad y dirección de destino del viento obtenidos del IDEAM: a. Período uno: 28 de febrero a 21 de abril de 2008; b. Período dos: 27 de diciembre de 2008 a 13 de enero de 2009.

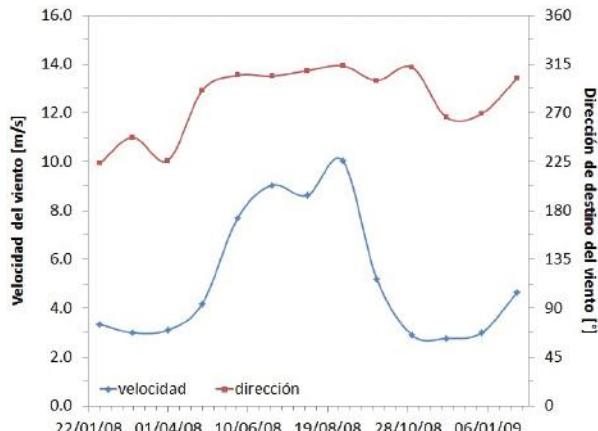
Las estaciones escan-DOAS están ubicadas en el cuadrante noroccidental de Galeras, debido a que durante cerca del 80% del año, el viento apunta en dirección noroccidente, o sea el cuadrante con azimut entre 270 y 360 grados, de acuerdo a los datos de la estación meteorológica y a los datos del IDEAM (FIGURA 4a y 4b). Cabe destacar que no hay cobertura total en las mediciones de  $\text{SO}_2$  debido a diversos factores, tales como la geometría y dirección de la pluma, el clima, la nubosidad, la dirección y la velocidad del viento que varían a lo largo del tiempo y el periodo de medida que puede efectuarse exclusivamente durante el día (espectro ultravioleta de la luz).



**FIGURA 4.** Rosa de los vientos que muestra los porcentajes de dirección de destino del viento, obtenidos de la estación meteorológica Cráter y del IDEAM: **a.** Datos para el año 2008 solamente medidos con la estación meteorológica Cráter; **b.** Datos para 2008, 2009 y 2010, obtenidos de la estación meteorológica y del IDEAM.

Se calcularon los promedios mensuales de la velocidad y la dirección de destino del viento para el periodo comprendido entre febrero de 2008 y febrero de 2009, utilizando tanto los datos de la estación meteorológica Cráter como los datos proporcionados por el IDEAM (FIGURA 5). Para 2008 los mayores valores de velocidad se registraron en los meses de junio, julio, agosto y septiembre (FIGURA 5); el valor promedio de la velocidad del viento en el año fue de 5,2 m/s y su dirección de destino fue de 300° (WNW).

Se calculó el flujo promedio diario de  $\text{SO}_2$ , expresado en toneladas por día, en las estaciones escan-DOAS de Alto Tinajillas (W) y Santa Bárbara (NW), usando los promedios diarios de velocidad de viento de la estación meteorológica Cráter y del IDEAM (FIGURA 6), también se realizó este cálculo en las mismas estaciones asumiendo una velocidad de viento estándar de 1 m/s (FIGURA 7), con la intención de destacar el ascenso y la extrusión del domo. La estación de funcionamiento más regular y por ende la que más datos tiene es Santa Bárbara, por lo tanto se toma como base para éste estudio.



**FIGURA 5.** Promedios mensuales de velocidad y dirección de destino del viento obtenidos de la estación meteorológica Cráter y del IDEAM, entre febrero de 2008 y febrero de 2009.

La tendencia de los valores del flujo de  $\text{SO}_2$  en la estación Santa Bárbara refleja el ascenso y extrusión del domo, lo cual parece ocurrir principalmente en dos pulsos, el primero de los cuales va desde el 6 de abril hasta el 3 de septiembre de 2008, con un flujo promedio de 1.322 t/d, registrando un pico máximo en junio 12 con un flujo de 4.807 t/d; el segundo pulso va desde el 4 de septiembre hasta el 20 de diciembre, con un flujo promedio de 958 t/d, registrando un pico máximo en septiembre 10 con un flujo de 3.874 t/d; al final del periodo analizado se observó un tercer pulso más pequeño que duró pocos días, el cual comenzó

su ascenso en diciembre 21, con un flujo promedio de 362 t/d, registrando un pico máximo en febrero 10 con un flujo 1.780 t/d y luego descendiendo hasta el día de la erupción (FIGURA 6). Utilizando una velocidad del viento de 1 m/s, para el primer pulso el flujo promedio fue de 192 t/d, con un pico máximo de 555 t/d registrado el 12 de junio; para el segundo pulso el flujo promedio fue de 172 t/d, con un pico máximo de 394 t/d registrado el 23 de noviembre; para el pequeño pulso final el flujo promedio fue de 115 t/d, con un pico máximo de 285 t/d, registrado el 16 de enero de 2009 (FIGURA 7).

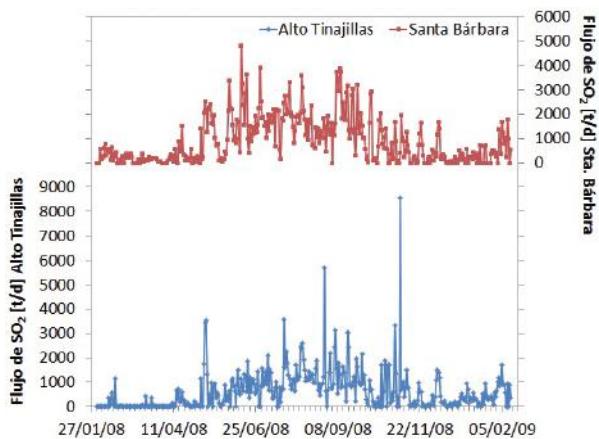


FIGURA 6. Flujo de  $SO_2$  promedio diario, medido en las estaciones Alto Tinajillas y Santa Bárbara, calculado con los valores de velocidad promedio del viento.

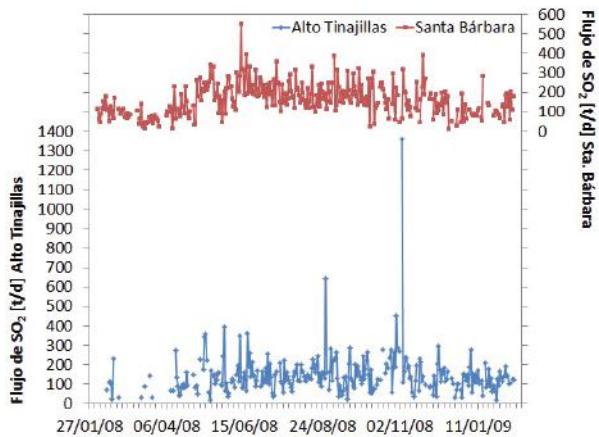


FIGURA 7. Flujo de  $SO_2$  promedio diario, medido en las estaciones Alto Tinajillas y Santa Bárbara, calculado con una velocidad de viento de 1 m/s.

La ocurrencia diaria de la sismicidad asociada con movimiento de fluidos al interior de los conductos volcánicos, tanto de fuente transitoria denominados

de Largo Periodo (LP), como de fuente persistente, denominados episodios de Tremor (TRE), también mostró relación con el ascenso y la extrusión del domo de lava, el cual fue observado en superficie por primera vez en septiembre 19 de 2008 desde un sobrevuelo. En el periodo estudiado, los sismos de tipo LP mostraron las siguientes fluctuaciones: entre el 1 de febrero y el 14 de marzo de 2008 se registró un promedio de 7 sismos diarios; entre el 15 y el 22 de marzo se registró un pequeño enjambre que alcanzó los 1.135 sismos LP, con un promedio diario de 141 sismos; entre el 23 de marzo y el 7 de octubre de 2008 se registró un promedio diario de 13 sismos; entre el 8 de octubre y el 17 de diciembre de 2008 se observó un pulso de ascenso y descenso en la ocurrencia de sismos LP con un promedio diario de 122 eventos y un máximo de 198 registrado el primero de diciembre, este pulso comenzó 19 días después de ser observado el domo en superficie; finalmente se registró otro pulso de ascenso y descenso de la ocurrencia de LP entre el 18 de diciembre de 2008 y el 13 de febrero de 2009, con un promedio diario de 118 eventos y un máximo de 194 registrado el 26 de enero de 2009 (FIGURA 8). La sismicidad LP ha sido observada en relación con el crecimiento de domos de lava y procesos de extrusión de sólidos en cráteres somitales de estrato volcanes andesíticos y dacíticos (Chouet and Matoza, 2013). También ha sido ampliamente observada en relación con desgasificación magmática en volcanes de varios tipos (Chouet and Matoza, 2013).

Con relación a los episodios de TRE, éstas mostraron las siguientes fluctuaciones: entre el 1 de febrero y el 11 de septiembre de 2008 se registró un promedio de 12 episodios de TRE; entre el 12 de septiembre y el 4 de diciembre de 2008 se observó un pulso de ascenso y descenso en la ocurrencia de los episodios de TRE con un promedio diario de 46 episodios y un máximo de 95 registrado el 7 de octubre, este pulso comenzó 7 días antes de ser observado el domo en superficie; entre el 5 de diciembre de 2008 y el 30 de enero de 2009 se observó otro pulso de ascenso y descenso en la ocurrencia de los episodios de TRE con un promedio diario de 41 episodios y un máximo de 132 registrado el 2 de enero de 2009; finalmente entre el 31 de enero y el 13 de febrero de 2009 se observó otro pulso de ascenso y descenso en la ocurrencia de los episodios de TRE, con un promedio diario de 43 episodios y un máximo de 95 registrado el 10 de febrero de 2009 (FIGURA 8). Ambas series de ocurrencia diaria de sismos asociados con tránsito de fluidos parecen indicar que el ascenso

y extrusión del domo ocurrió al menos en dos pulsos (FIGURA 8). Cuando las condiciones meteorológicas en la cima lo permitieron, fue posible relacionar muchos de estos episodios de TRE con emisiones de ceniza, debido a su registro simultáneo en las cámaras web y en los sismógrafos.

Los eventos sísmicos denominados Volcano Tectónicos (VT), asociados con fractura de roca al interior del volcán, no muestran una clara relación con el ascenso del domo de 2008, su ocurrencia diaria fue baja durante este periodo. El promedio diario de los VT en todo el intervalo estudiado fue de 2 sismos, es bajo comparado con el promedio diario de los LP que fue de 52. Entre septiembre 19 de 2008 y febrero 13 de 2009 cuando el domo alcanza la superficie y comienza a crecer hasta el día de la erupción, el promedio diario de VT siguió siendo de 2 sismos y el de LP fue de 108 sismos.

Las componentes radial y tangencial del inclinómetro electrónico Peladitos, ubicado a 1,4 km al sureste del cráter principal a una altura de 3850 m., también reflejaron el ascenso y extrusión del domo de lava (FIGURA 9). La componente radial refleja de manera tenue dos pulsos; el primer pulso registró una tendencia ascendente entre el primero de mayo y el 18 de septiembre con una variación total de 22  $\mu$ rad, luego descendió hasta el 30 de diciembre, con una variación total de 7  $\mu$ rad; el segundo pulso comenzó en diciembre 31 y siguió ascendiendo hasta el día de la erupción, con una variación total de 5  $\mu$ rad (FIGURA 9). Por su parte la componente tangencial mostró un solo pulso que comenzó el 22 de mayo y siguió su ascenso hasta el día de la erupción, con una variación total de 92  $\mu$ rad (FIGURA 9).

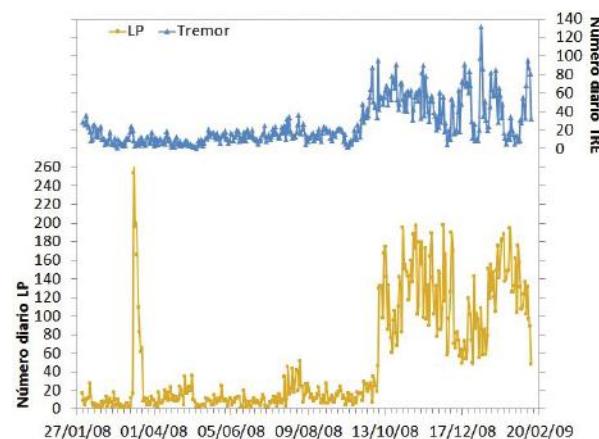


FIGURA 8. Ocurrencia diaria de eventos LP y TRE.

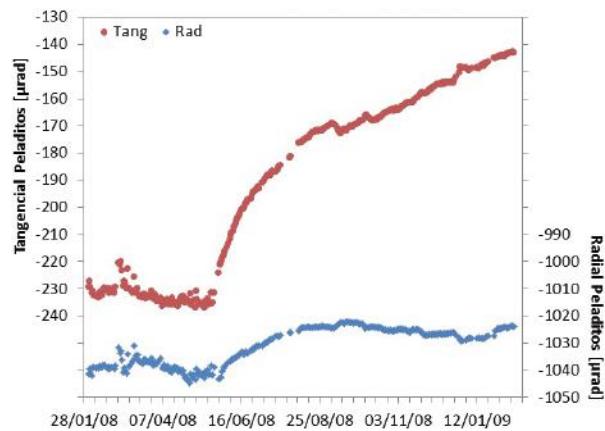


FIGURA 9. Comportamiento de las componentes tangencial y radial del inclinómetro electrónico Peladitos.

Cuando las condiciones meteorológicas y la disponibilidad del recurso lo permitieron, durante 2008 se realizaron registros con cámara térmica de la zona del cráter principal, tratando de hacer un seguimiento a la evolución de las temperaturas. En enero 23 de 2008 la temperatura máxima en las rocas del fondo del cráter principal fue de 160°C, el 8 de abril alcanzó los 210°C y el 15 de agosto subió a 470°C. El domo de lava fue observado con incandescencia a simple vista y fotografiado por primera vez el 19 de septiembre de 2008, desde un sobrevuelo en colaboración con la Fuerza Aérea Colombiana. Las temperaturas máximas medidas con una cámara térmica FLIR (ThermaCAM PM595PAL) alcanzaron los 550°C, coincidiendo con las zonas de incandescencia; hasta diciembre de 2008 la temperatura se mantuvo por encima de los 530°C. Empleando las imágenes térmicas tomadas durante el sobrevuelo del 19 de septiembre y las coordenadas del cráter y los principales campos fumarólicos del cono activo, se realizó un estimativo del tamaño del domo emplazado en superficie; a éste cuerpo se le calculó un diámetro mayor de aproximadamente 140 metros, un diámetro menor de aproximadamente 120 metros, un área de 12.300 m<sup>2</sup> y un perímetro aproximado de 410 m. Asumiendo una altura del domo extruido de 2 a 2,5 veces el diámetro mayor, se estimó un volumen entre 800.000 y 1'000.000 de metros cúbicos (INGEOMINAS, 2009) (FIGURA 10).

Aplicando técnicas de modelamiento basado en imágenes y tomando como insumos las coordenadas de puntos conocidos del cono activo y fotografías tomadas durante diferentes sobrevuelos realizados entre septiembre y diciembre de 2008, se elaboró un modelo de elevación digital del terreno del cono

activo, incluyendo el domo de lava, con lo cual se estimó un volumen aproximado del domo, cercano a 4'500.000 metros cúbicos (a diciembre 12 de 2008). En general el seguimiento visual del domo permitió evidenciar su progresión paulatina pero lenta, con tasas de crecimiento promedio de 20.000  $m^3$  por día (INGEOMINAS, 2009). En muchas ocasiones no fue posible fotografiar el domo en superficie, debido a la columna de gases de color blanco que emanaba de la zona límitrofe entre la periferia del domo y las paredes del cráter (FIGURA 11).

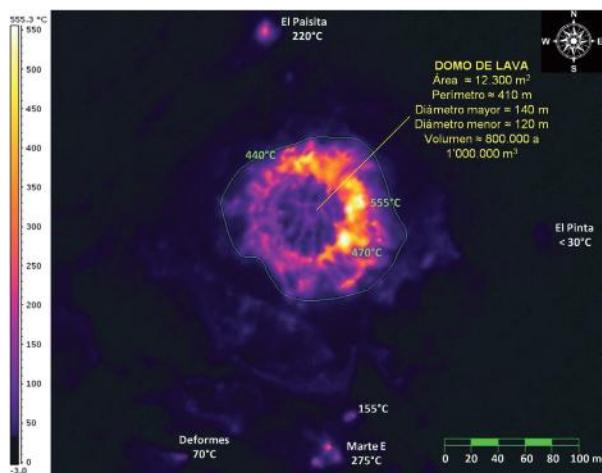


FIGURA 10. Imagen térmica del domo de lava de 2008, tomada el 19 de septiembre desde un sobrevuelo.



FIGURA 11. Imagen del domo de lava de 2008, tomada el 12 de diciembre desde un sobrevuelo.

Con el fin de observar de manera simultánea las tendencias de los parámetros estudiados, se tomaron sus valores mensuales, se normalizaron y se graficaron juntos (FIGURA 12). Todos los parámetros mostraron varios pulsos, cuyos picos en algunas ocasiones coinciden y en otras ocasiones se desfasan en el tiempo. Todos los parámetros disminuyen en sus

valores mensuales antes de la erupción como lo muestra la FIGURA 12. El pico de ocurrencia de LP de marzo coincide con pequeños picos en las componentes radial y tangencial del inclinómetro Peladitos. El pico más alto de  $SO_2$  de junio, coincide con dos picos en las componentes radial y tangencial de Peladitos y se observa un desfase de un mes con un pequeño pico en la ocurrencia de TRE, registrado en julio y un desfase de dos meses con un pequeño pico en la ocurrencia de LP, registrado en agosto. El siguiente pico de  $SO_2$  ocurrió en septiembre, coincidiendo con la primera observación del domo en superficie y con el máximo pico de la componente radial de Peladitos, de aquí en adelante los valores mensuales de la componente radial comienzan a descender y los valores de ocurrencia de LP y TRE comienzan a ascender, se nota un desfase de un mes con el máximo pico de ocurrencia mensual de TRE que se registró en octubre, un desfase de dos meses con el máximo pico de ocurrencia mensual de LP que se registró en noviembre y un desfase de tres meses con el máximo pico de la componente tangencial de Peladitos, registrado en diciembre. De aquí en adelante, los valores mensuales de la componente tangencial comienzan a descender. El último pico mensual de  $SO_2$  registrado en enero, coincide con el último pico de ocurrencia de LP y de TRE registrados en enero; de aquí en adelante los valores descienden hasta el día de la erupción (FIGURA 12).

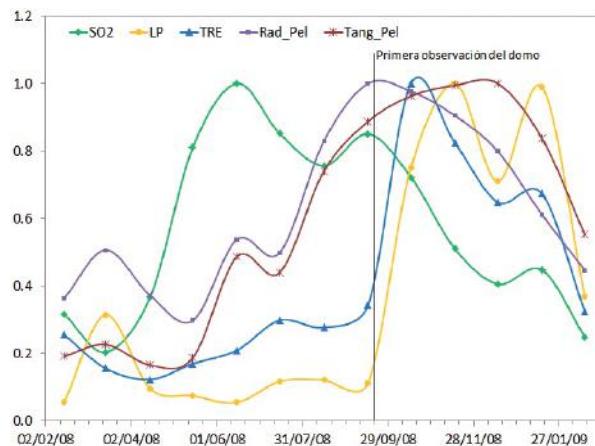


FIGURA 12. Valores mensuales normalizados de  $SO_2$ , número de LP y TRE, y componentes Radial y Tangencial del inclinómetro Peladitos.

Tomando el periodo de tiempo evaluado entre el primero de febrero de 2008 y el 13 de febrero de 2009 y los valores mensuales normalizados de los parámetros analizados, se observa que la tendencia de los datos de flujo de  $SO_2$  evidencia muy bien el proceso de ascenso de una porción de magma, desde niveles internos del

volcán, comenzando en abril de 2008 y alcanzando un pico en el mes de junio, luego de lo cual su tendencia general va disminuyendo hasta el día de la erupción.

Se estimó que la tasa promedio de emisión para el periodo analizado fue de 883 toneladas diarias con una velocidad promedio del viento de 5 m/s y de 160 toneladas diarias con un viento estándar de 1 m/s. La tasa promedio para los meses de abril a diciembre de 2008 fue de 1.109 toneladas diarias con viento de 5 m/s y de 180 toneladas diarias con un viento estándar de 1 m/s. La tasa promedio para el periodo entre el primero de enero y el 13 de febrero de 2009 fue de 404 toneladas diarias con viento de 5 m/s y de 120 toneladas diarias con un viento estándar de 1 m/s. La emisión total estimada del año fue de 334.947 toneladas con viento promedio de 5 m/s y de 55.123 toneladas con viento estándar de 1 m/s, para comparar con los estimados en otros volcanes, los valores equivalentes en gramos son 3,35E+11 g y 5,51E+10 g respectivamente.

El estimado de emisiones de  $\text{SO}_2$  de origen volcánico a la atmósfera es del orden de 15E+12 a 21E+12 gramos por año y el estimado para los volcanes de la zona de subducción en Sur América es de entre 2,1E+12 a 3,6E+12 gramos por año (Halmer *et al.*, 2002). Comparando los valores estimados para el año 2008 de las emisiones de  $\text{SO}_2$  de Galeras con viento estándar de 1 m/s, se tiene que equivalen entre 0,37% y 0,26% del total anual de emisiones de origen volcánico; y equivalen entre 2,62% y 1,53% de las emisiones anuales correspondientes a los volcanes de la zona de subducción de Sur América. Si se tiene en cuenta los estimados con la velocidad del viento de 5 m/s que es el promedio de ese año, las emisiones de  $\text{SO}_2$  de galeras muestran porcentajes mayores con respecto a las emisiones globales, siendo de entre 2,23% y 1,60% del total anual de emisiones volcánicas y de entre 15,95% y 9,31% de las emisiones anuales correspondientes a los volcanes de la zona de subducción de Sur América.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este estudio se centra en analizar un *set* de datos entre febrero 1 de 2008 y febrero 13 de 2009, intervalo de tiempo entre las dos erupciones vulcanianas ocurridas en enero 17 de 2008 y febrero 14 de 2009 y que comprende el periodo de ascenso y extrusión de un domo de lava en el volcán Galeras. El flujo de  $\text{SO}_2$  es el parámetro que comienza a evidenciar el ascenso del domo de lava de 2008, iniciando después de un enjambre de sismos LP ocurrido en marzo, el cual podría estar relacionado con un proceso de intrusión. La tendencia de las tasas de

emisión de  $\text{SO}_2$  muestra un rápido ascenso hasta llegar a un pico máximo de flujo en el mes de junio, luego de lo cual la tendencia general de sus valores mensuales es descendente hasta el momento de la erupción, pero muestra tres ciclos que podrían indicar que el magma subió por pulsos. Esta depleción puede ser debida al agotamiento paulatino de los volátiles en el cuerpo de magma mientras estaba en ascenso, y luego al enfriamiento y a la solidificación de la corteza del domo cuando ya estaba en superficie. Los valores mensuales de ocurrencia de la sismicidad LP reflejan casi el mismo comportamiento pero con un desfase en el tiempo, registrando la posible intrusión en marzo y luego se relaja para comenzar a incrementar rápidamente su ocurrencia en septiembre, mostrando dos picos claros en noviembre y enero, para luego descender rápidamente hasta la erupción. La mayor ocurrencia de sismos LP se observó cuando el domo ya alcanzó la superficie, pudiendo relacionarse con la desgasificación y también con los movimientos de emplazamiento y crecimiento del domo dentro del cráter. La sismicidad de tipo tremor no muestra la intrusión pero tiene un comportamiento muy similar al de la sismicidad LP, con un desfase de adelanto en el tiempo, los dos picos ocurren en octubre y enero, para luego comenzar a descender hasta el día de la erupción, su mayor ocurrencia se registra cuando el domo ya está en la superficie. Durante el emplazamiento del domo, fue posible observar columnas de emisión de gases y cenizas con altura y dispersión variable sobre la cima, por acción del viento. Los valores mensuales de la componente radial del inclinómetro electrónico Peladitos reflejan la intrusión, el ascenso y la extrusión con un pico máximo en septiembre, luego comienza a descender hasta el día de la erupción; la componente tangencial tiene el mismo comportamiento pero el pico máximo ocurre en diciembre. Después de la erupción de enero 17 de 2008, comenzó un nuevo ascenso de una porción de magma hacia la superficie el cual tenía facilidad de desgasificación porque el sistema volcánico estaba abierto, lo cual es reflejado por las tasas de emisión de  $\text{SO}_2$ , que comienzan a incrementarse en abril de 2008, luego probablemente la tendencia del  $\text{SO}_2$  se vio afectada por el descenso de la temperatura del domo al salir a la superficie, el agotamiento paulatino de los volátiles y la solidificación progresiva de la corteza del domo, lo cual se refleja en la disminución de las tasas de emisión. Por su parte la sismicidad asociada con fluidos tiene su mayor expresión cuando el domo ya alcanzó la superficie y comienza su crecimiento progresivo, al final también la tendencia de la sismicidad se vio afectada por la solidificación paulatina de la corteza del domo y por el agotamiento paulatino de los volátiles en el magma. Durante el ascenso y extrusión del domo de

lava fueron emitidas a la atmósfera 334.947 toneladas, utilizando un viento promedio de 5 m/s, lo cual equivale a un porcentaje de entre 2,23% y 1,60% del total global anual de emisiones volcánicas y equivale a un porcentaje entre 15,95% y 9,31% de las emisiones anuales correspondientes a los volcanes de la zona de subducción de Sur América. Si el cálculo se hace con una velocidad del viento estándar de 1 m/s, el domo de 2008 de Galeras emitió a la atmósfera 55.123 toneladas, que equivalen a un porcentaje de entre 0,37% y 0,26% del total anual de emisiones de origen volcánico; también equivalen a un porcentaje de entre 2,62% y 1,53% de las emisiones anuales correspondientes a los volcanes de la zona de subducción de Sur América.

## AGRADECIMIENTOS

Al Servicio Geológico Colombiano por facilitar los datos de monitoreo del año 2008 utilizados en éste estudio. Al Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia – IDEAM por facilitar los datos de pronóstico de dirección y velocidad del viento utilizados en éste estudio. A los jefes del proyecto de Investigación y Monitoreo de la actividad Volcánica del Servicio Geológico Colombiano por el apoyo para éste estudio. A los dos revisores, especialmente el Dr. Gustavo Garzón Valencia por sus amables observaciones que hicieron posible que el manuscrito fuera más claro y más pertinente.

## REFERENCIAS

- Chouet, B., and Matoza, R. 2013. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252: 108-175.
- Deutschmann, T. 2008. Atmospheric radiative transfer modelling with Monte Carlo methods. Diploma thesis, University of Heidelberg. Heidelberg. 80p.
- Dzurisin, D. 2007. Volcano Deformation: New Geodetic Monitoring Techniques. Springer, published in association with Praxis Publishing. Berlin. 441p.
- Galle, B., Oppenheimer, C., Geyer, A., McGonigle, A., Edmonds, M., and Horrocks, L. 2002. A miniaturised ultraviolet spectrometer for remote sensing of  $SO_2$  fluxes: a new tool for volcano surveillance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1-4): 241-254.
- Galle, B., Johansson, M., Rivera, C., Zhang, Y., Kihlman, M., Kern, C., Lehmann, T., Platt, U., Arellano, S., and Hidalgo, S. 2010. Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change (NOVAC) — A global network for volcanic gas monitoring: Network layout and instrument description. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-19.
- Galle, B. 2011. Method and device for measuring emissions of gaseous substances to the atmosphere using scattered sunlight spectroscopy. US Patent No. 8035813 B2. United States.
- Halmer, M.M., Schmincke, H.U., and Graf, H.F. 2002. The annual volcanic gas input into the atmosphere in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115: 511-528.
- Havskov, J., and Alguacil, G. 2002. Instrumentation in Earthquake Seismology. Bergen: Versión Preliminar.
- IDEAM. 2007-2010. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Pronósticos y Alertas. <http://pronosticos.ideam.gov.co/jsp/750>.
- INGEOMINAS. 1997. Memoria del Mapa de Amenaza Volcánica del Galeras (Tercera Versión). Publicación Especial de INGEOMINAS. Bogotá. 38p.
- INGEOMINAS. 2000. Atlas de Amenaza Volcánica en Colombia. ed. Cepeda Héctor. Popayán: Ingeominas.
- INGEOMINAS. 2009. Boletín Semestral de Actividad del Volcán Galeras, Julio a Diciembre de 2008. Pasto: Instituto Colombiano de Geología y Minería. 72p.
- Jewell Instruments. 2016. Geophysical/Tech Tilt Sensors. Consultado el 30 de agosto de 2016. <http://jewellinstruments.com/wp-content/uploads/2016/01/L00209-A701-2-Rev-B.pdf>.
- Kern, C., Deutschmann, T., Vogel, L., Wöhrbach, M., Wagner, T., and Platt, U. 2010. Radiative transfer corrections for accurate spectroscopic measurements of volcanic gas emissions. *Bulletin of Volcanology*, 72: 233-247.
- McGonigle, A. 2005. Volcano remote sensing with ground-based spectroscopy. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1837), 2915-2929.
- NOVAC. 2005-2010. Network for observation of volcanic and atmospheric change. Consultado el 30 de agosto de 2016. <http://www.novac-project.eu/project-results.html>

- NOVAC. 2007. NOVAC Station User Manual: Technical Report / Department of Radio and Space Science; Chalmers University of Technology. Göteborg, Sweden: [s.n.].
- Oppenheimer, C., Scaillet, B., and Martin, R. 2011. Sulfur degassing from volcanoes: Source conditions, surveillance, plume chemistry and Earth system impacts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 73: 363-421.
- Platt, U., and Stutz, J. 2008. Differential optical absorption spectroscopy: Principles and applications. Heidelberg: Springer-Verlag, 272p.
- Rodríguez, L., y Nadeau, P. 2015. Resumen de las principales técnicas de percepción remota usadas en volcanes para monitorear las emisiones de gas en la superficie. *Revista Geológica de América Central*, 52: 67-105.
- Servicio Geológico Colombiano. 2016a. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto. Consultado el 15 de febrero de 2016. <http://www.sgc.gov.co/Pasto.aspx>
- Servicio Geológico Colombiano. 2016b. Observatorio Vulcanológico de Popayán. Consultado el 15 de febrero de 2016. <http://www.sgc.gov.co/Popayan/Volcanes/Volcan-Purace/Generalidades.aspx>
- Servicio Geológico Colombiano. 2016c. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales. Consultado el 15 de febrero de 2016. <http://www.sgc.gov.co/Manizales/Volcanes/Nevado-del-ruiz/Videos.aspx>
- Thies Clima. 2016. The complete Program for Meteorology and Environmental measurement technology. Consultado el 31 de agosto de 2016. [https://thiesclima.com/ultrasonic\\_anemometer\\_e.html](https://thiesclima.com/ultrasonic_anemometer_e.html)
- Vandaele, A.C., Simon, P.C., Guilmot, J.M., Carleer, M., and Colin, R. 1994. SO<sub>2</sub> absorption cross section measurement in the UV using a Fourier transform spectrometer. *Journal of Geophysical Research*, 99(D12): 599-605.
- Wagner, T., Burrows, J.P., Deutschmann, T., Dix, B., von Friedeburg, C., Frieß, U., Hendrick, F., Heue, K.P., Irie, H., Iwabuchi, H., Kanaya, Y., Keller, J., McLinden, C.A., Oetjen, H., Palazzi, E., Petritoli, A., Platt, U., Postylyakov, O., Pukite, J., Richter, A., van Roozendael, M., Rozanov, A., Rozanov, V., Sinreich, R., Sanghavi, S., and Wittrock, F. 2007. Comparison of box-air-mass-factors and radiances for Multiple-Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy (MAX-DOAS) geometries calculated from different UV/visible radiative transfer models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(7): 1809-1833.
- Zobin, V.M. 2003. *Introduction to Volcanic Seismology*. Elsevier Science. Amsterdam, 290p.
- 
- Trabajo recibido: enero 27 de 2015  
Trabajo aceptado: noviembre 16 de 2016  
Manuscrito publicado en internet: diciembre 05 de 2016