

Estructura tridimensional de velocidad de onda P para el volcán Galeras

THREE DIMENSIONAL STRUCTURE OF THE GALERAS VOLCANO FROM P-WAVE VELOCITIES

JOHN MAKARIO **Londoño B.**¹

LUISA FERNANDA **Ospina A.**²

RESUMEN

Se realizó un estudio sísmico de la estructura interna para onda P en el Volcán Galeras (VG), utilizando tomografía sísmica tridimensional. Fueron invertidos 2.400 sismos de alta calidad, con magnitudes <2, con un total de 14.500 tiempos de arribos de onda P.

Se pudieron definir tres zonas de anomalías con bajos valores de velocidad, y dos zonas con altos valores de velocidad. Las zonas de baja velocidad (<-5%) se localizan al este del cráter activo entre 3 y 4 km de profundidad, al oeste del cráter entre 4 y 6 km, y bajo el cráter activo entre 4 y 8 km de profundidad con una amplia extensión, lo que supondría una gran zona de alimentación magmática con pequeños cuerpos embebidos en diferentes estados de cristalización. Estas zonas se asociarían básicamente a zonas de acumulación de magma o calor. La primera zona de alta velocidad (>5%) se encuentra cubriendo todo el edificio volcánico y hasta una profundidad de 4 km; la otra zona se encuentra a partir de 10 a 12 km de profundidad, que se asociaría con el basamento.

La zona de alta velocidad de 0 a 4 km de profundidad se asocia en superficie a los depósitos de lavas, y posiblemente al trazo de las fallas de Buesaco, Aranda y Romeral; en profundidad, hacia el oeste del volcán Galeras, se aumenta aún más la perturbación de la velocidad y estaría representando la cubierta de un cuerpo magmático antiguo en proceso de enfriamiento, cristalización y desgasificación. Igualmente, se encontró una zona de baja velocidad al este del cráter activo, la que se extiende hasta 5 km de profundidad, aproximadamente. Esta zona se asocia a un cuerpo magmático remanente y en estado más fluido. Las zonas de baja velocidad de gran extensión, encontradas en este trabajo, hacen suponer que el Volcán Galeras posee una extensa cámara magmática con volúmenes que alcanzarían 20 o 25 km³.

Palabras clave

Tomografía sísmica, sismicidad volcánica, actividad volcánica, modelo sísmico, volcán Galeras.

ABSTRACT

A study of the inner structure of the Galeras Volcano was conducted using P-wave velocity first arrivals and 3D seismic tomography. Twenty four hundred high quality earthquakes with local magnitudes less than 2.0 were used in the study and a total of 14,500 P-wave arrivals were inverted.

Three anomalous zones with low P-velocity and two zones with high P-velocity were delimited. The low P-velocity zones (<-5%) are located to the east of the active crater at 3-4 km depth, to the west of the active crater at 4-6 km depth and beneath the active crater at 4-8 km depth with a large extension implying a similarly large magmatic feeding zone with small embedded bodies in different stages of crystallization. The high P-velocity zones (>5%) cover all of the volcanic edifice down to 4 km depth and at 10-12 km depth associated with the basement.

The high Vp zone at 0-4 km depth is associated with lava deposits at the surface and possibly with the Buesaco, Aranda and Romeral faults. The deeper zone to the west may be associated with an old magma body in the process of cooling, crystallization and out-gassing. The low Vp zone to the west of the active crater at approximately 5 km depth may be related with a remnant magma body in the liquid or fluid stage. The low Vp zones delimited in this study suggest that the Galeras Volcano has a very large magmatic body with volumes nearing 20-25 km³.

Key words

Seismic tomography, volcanic seismicity, volcanic activity, seismic model, Galeras volcano

Artículo recibido el 29 de agosto de 2008. Aprobado el 16 de diciembre de 2008.

¹ Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. jmakario@ingeominas.gov.co

² Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. lfospina@ingeominas.gov.co

Introducción

El volcán Galeras fue declarado volcán de los años noventa por la UNDR0, dada su alta actividad y peligrosidad. Hasta la fecha se han realizado diferentes estudios geofísicos, especialmente relacionados con sismos asociados a liberación de gases, temblor volcánico, etc., sin que todavía exista un modelo de la estructura interna del volcán. Para este volcán, se ha estimado una considerable dinámica interna que involucra nuevo material magmático, corroborado en la continua actividad explosiva desde épocas históricas hasta la fecha.

El Galeras se compone principalmente de flujos de lavas, flujos y caídas de piroclastos, ignimbritas, nubes ardientes, avalanchas de escombros y lahares. Entre los estudios petrológicos y vulcanológicos, se destacan los realizados por Murcia & Cepeda (1991), Calvache (1990) y Cortés & Calvache (2002). Cepeda (1985), a partir de estudios de tipo regional, denominó Complejo Volcánico del Galeras (CVG) la región volcánica conformada por una serie de calderas y volcanes de distinta edad, genéticamente relacionados y localizados al norte del Sistema de Fallas El Diviso-Túquerres, entre la Falla del Guáitara al oeste y el Sistema de Fallas de Romeral al este (Cortés & Calvache 2002). Calvache (1995) redefinió el Complejo Volcánico Galeras, lo limitó a las rocas volcánicas emitidas por el Galeras actual y por los focos volcánicos que lo precedieron, e incluye, además de los depósitos de flujos de lodo secundario y de avalanchas de escombros generados en su área de influencia, un cono de escorias. Calvache (1995) y Calvache et ál. (1997) definen diferentes etapas en la evolución del complejo, basado en geología de campo detallada y dataciones ^{14}C y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El Galeras actual es un estrato volcán andesítico, con una actividad caracterizada fundamentalmente por erupciones de tipo vulcaniano. Durante su existencia se han identificado seis periodos de erupciones mayores con generación de flujos piroclásticos, caídas piroclásticas, flujos de lava y flujos de lodo o escombros (Calvache, 1990 & Calvache et ál., 1997). Los flujos piroclásticos son considerados el evento volcánico más característi-

co de este volcán. La actividad más reciente, que se inició en 1989, básicamente ha sido caracterizada por intrusión, extrusión y destrucción de domos, al igual que emisiones de ceniza periódicas.

Uno de los usos principales de los datos derivados de la vigilancia volcánica es la determinación de la estructura interna del volcán con el fin de conocer mejor su comportamiento y sus posibilidades de erupción en el futuro, partiendo del cálculo de posibles tamaños de reservorios magmáticos dentro del mismo. Para conocer la estructura interna de los volcanes y de la corteza, en general, se han desarrollado técnicas y métodos eficientes, como la tomografía sísmica (Thurber, 1983), que utiliza tiempos de viaje de las ondas sísmicas a diferentes estaciones en una red sísmica. Con estos datos se realiza una inversión matemática de los mismos, utilizando modelos de la corteza apropiados. De esta manera, se obtienen perturbaciones de la velocidad que pueden asociarse a rasgos estructurales y a posibles zonas de acumulación de magma o de gas.

En muchas regiones del mundo se han realizado estudios tomográficos en zonas volcánicas. Lees y Crosson (1990) realizaron una inversión tomográfica con la cual hallaron imágenes de variaciones de velocidad en tres dimensiones bajo la región Puget Sound, localizada entre las montañas Olímpic hacia el oeste y las montañas Cascade hacia el este al oeste de Washington, encontrando tres grandes zonas de baja velocidad hacia el centro y el sur de dicha región, las cuales son interpretadas como cuencas sedimentarias profundas. Las rocas del flanco este de Olímpic aparecen como una anomalía de alta velocidad, contrastando con los depósitos sedimentarios presentes. En cercanías al Monte Rainer, aparecen estructuras de alta velocidad correlacionadas con plutones observados en superficie, hacia el este y norte de la zona se encuentran alternancias de anomalías de alta y baja velocidad debido a la compleja geología de la zona.

En el volcán Etna se han realizado varios estudios tomográficos. La gran mayoría coincide con la presencia de zonas de alta velocidad bajo el volcán,

asociadas a cuerpos intrusivos antiguos a través de los cuales asciende nuevo magma (Chiarabba et ál., 2000 & Aloisi et ál., 2002).

En el volcán Redoubt, Benz et ál. (1996) realizaron un estudio tomográfico donde interpretan una estructura en forma de pipa en la parte superficial, y una zona de baja velocidad asociada a un plexo magmático, como soporte a un sistema de diques y conductos magmáticos.

Ohmi & Lees (1995) usaron sismos locales para hacer una inversión de velocidad en el volcán Unzen, Japón. Encontraron una gran zona de baja velocidad bajo el cráter activo del volcán, hasta 15 km de profundidad, y argumentan que un sistema de conductos y diques comprimen la zona de baja velocidad en la parte superficial.

Sobre volcanes colombianos, Londoño & Sudo (2002) realizaron una tomografía sísmica para el volcán Nevado del Ruiz, utilizando sismos locales. Ellos detectaron zonas de baja y alta velocidad bajo el cráter activo. Entre 5 y 10 km encontraron zonas de baja velocidad embebidas en zonas de alta velocidad, las cuales interpretan como fuentes de calor de dicho volcán.

No existe bibliografía publicada en cuanto a estudios relacionados con tomografía sísmica del volcán, aunque se ha realizado un trabajo de pregrado sobre tomografía de Q (Moncayo, 2004), el cual presenta serias inconsistencias y las interpretaciones realizadas no están acordes con la realidad y actividad actual del Galeras. Cardona (2004) realizó un ejercicio de tomografía sísmica, haciendo un estudio temporal de variaciones en imágenes tomográficas, donde propone una anomalía de baja velocidad entre 2 y 10 km. Igualmente, existe un estudio sobre mapeo tridimensional del parámetro b en el Galeras, el cual presenta unas zonas anómalas (altos valores de b) bajo el volcán hasta 5 km de profundidad, asociadas a posibles zonas de almacenamiento de magma (Sánchez et ál., 2005).

Sobre este volcán se han realizado varios estudios sísmicos, no relacionados con tomografía, que pueden ayudar en el entendimiento del comportamiento sísmico del volcán. Gil & Chouet (1997)

realizaron un estudio detallado sobre sismicidad de eventos tipo Largo-periodo, presentes durante el emplazamiento, extrusión y destrucción de domos en dicho volcán. Ellos asocian esta sismicidad a actividad del gas dentro de grietas del orden de 20 a 30 m de longitud y anchos entre 15 y 25 m. Gómez & Torres (1997) estudiaron un tipo de señales sísmicas, denominadas “tornillos”, asociadas a actividad magmática y movimiento de burbujas dentro del magma. Tales señales sísmicas han estado presentes antes de actividad eruptiva en el volcán Galeras.

El conocimiento de la estructura interna del Galeras permitirá comprender el desarrollo de la actividad sísmica eruptiva y servirá como insumo a la vigilancia permanente, dado que se podrá definir un modelo de velocidades 3D para localizar con más precisión los sismos producidos por la actividad del volcán. La obtención de un modelo de velocidades 3D a partir de la aplicación de un método tomográfico se convierte en una oportunidad para potenciar las técnicas de vigilancia y monitoreo continuo efectuado por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP).

Método, datos y procesamiento de datos

En este trabajo se utilizó el método tomográfico de Zhao et ál. (1992), modificado (Zhao et ál., 1994), el cual es muy conveniente para zonas heterogéneas, como los volcanes, sobre todo por el algoritmo de trazado de rayos 3D usado, que permite obtener residuos más pequeños, y por la posibilidad de combinar eventos sísmicos volcano-tectónicos (VT), es decir, asociados a actividad volcánica, y tectónicos locales (TL), asociados a actividad tectónica o fallamiento en cercanías del volcán, lo que permite modelar tanto la estructura superficial como la profunda del área de estudio. Este método posibilita, además, incluir estructuras de velocidad con discontinuidades de velocidad sísmicas de formas complejas y variaciones tridimensionales de la velocidad en el espacio modelado. Igualmente, permite utilizar tiempos de viaje de ondas P y S, al igual que usar fases tardías. Para realizar la inver-

Tabla 1. Modelos mínimos 1D de velocidad de onda P para el VG, obtenidos usando el método de Kissling et ál. (1994). El modelo 1 fue el seleccionado para la tomografía 3D.

MODELO 1. RMS: 0.3		MODELO 2. RMS: 0.40		MODELO 3. RMS: 0.29		MODELO 4. RMS: 0.46	
Vp (km/s)	Profundidad	Vp (km/s)	Profundidad	Vp (km/s)	Profundidad	Vp (km/s)	Profundidad
4,3	0,0	3,93	0,0	2,66	0,0	3,01	0,0
3,0	4,0	4,66	3,0	3,89	3,0	2,87	4,0
5,3	10,0	6,46	5,0	3,62	5,0	3,24	20,00
7,6	40,0	7,30	30,00	4,21	30,00		
		8,30	100,00	8,30	100,00	8,00	100,00

sión, la zona de estudio se divide en pequeñas porciones, mediante la superposición de una retícula tridimensional. En cada uno de los nodos se calcula la perturbación de velocidad, tomando el promedio de los 8 nodos que lo rodean; por último, se obtiene un modelo de corteza con variaciones tanto laterales como verticales de la velocidad, conformándose así las zonas anómalas de velocidad.

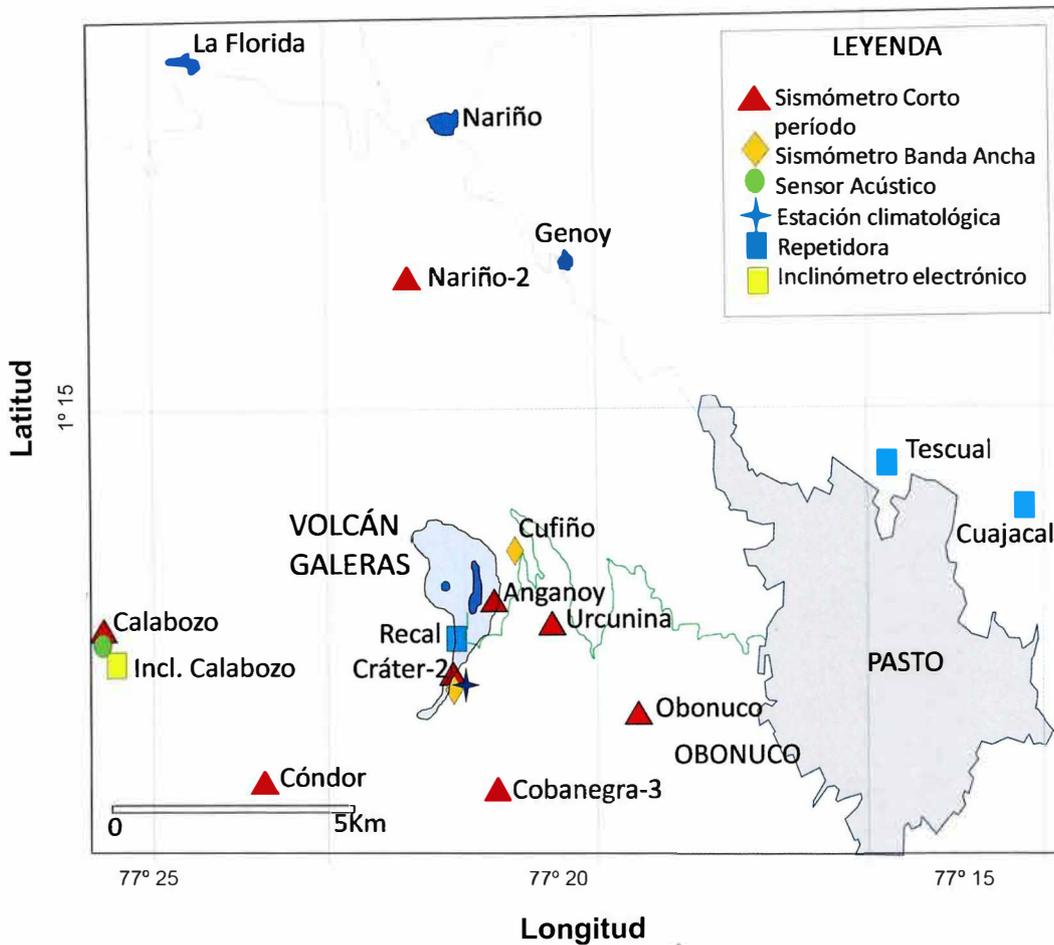
Antes de utilizar el método de Zhao et ál. (1994), se requiere la definición de un modelo unidimensional de velocidades de onda P para la corteza en la zona de estudio. En consecuencia, se usó el método de Kissling et ál. (1994), que permite la determinación de un modelo mínimo 1D de velocidades, el cual estuvo apoyado en la geología superficial, velocidades sísmicas nominales de rocas en laboratorio y estudios geofísicos regionales (Instituto Geofísico Pontificia Universidad Javeriana, 1973). Se definieron inicialmente varios modelos y se aplicó la metodología de Kissling et ál. (1994) hasta obtener el modelo de corteza más apropiado y realista posible. La tabla 1 presenta los resultados. El modelo de velocidad unidimensional generado con menor error (rms, modelo 1, tabla 1) se utilizó para la tomografía 3D.

Las señales sísmicas usadas en este trabajo se seleccionaron de la base de datos del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP) y la base de datos de la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC). La red sismológica actual del OVSP está compuesta de 7 estaciones de corto periodo y 2 de banda ancha (figura 1). Los sismos

se relocalizaron usando el modelo de velocidades utilizado de modo rutinario en el OVSP. Para este estudio se emplearon solo los tiempos de arribos de onda P, dado que normalmente presentan menor incertidumbre en la lectura que las lecturas de tiempos de arribo de las ondas S, las cuales en su mayoría fueron leídas en estaciones sísmicas de componente vertical. Los errores de las lecturas fueron del orden de 0,05 s para ondas P y entre 0,1 y 0,3 s para ondas S.

De más de 11.000 sismos disponibles, después de varias pruebas fueron seleccionados 2341 sismos volcano-tectónicos (VT) de alta calidad (relación señal: ruido mayor a 10:1) que cumplieron los siguientes criterios: número de lecturas de onda P mayor de 6, por lo menos 2 lecturas de onda S, error de residuos (rms) menor de 0,12 s. Estos criterios garantizan homogeneidad y alta calidad en los datos. En la figura 2 se muestran los sismos VT seleccionados para la inversión, donde se aprecian las fuentes sísmicas más características del volcán Galeras: dos ubicadas al Norte del cráter (las más recurrentes y energéticas), otra al NE, otra al W y otra alrededor del cráter activo. Para el caso de los sismos tectónicos locales, se seleccionaron 60 sismos localizados hasta un radio de 60 km, tomando como centro el cráter activo (figura 3). Un total de 14.500 tiempos de arribo de onda P fueron usados para la inversión.

Además del modelo de velocidad inicial 1-D y de la calidad de los datos, el tamaño de la retícula también afecta la calidad y resolución de la inver-

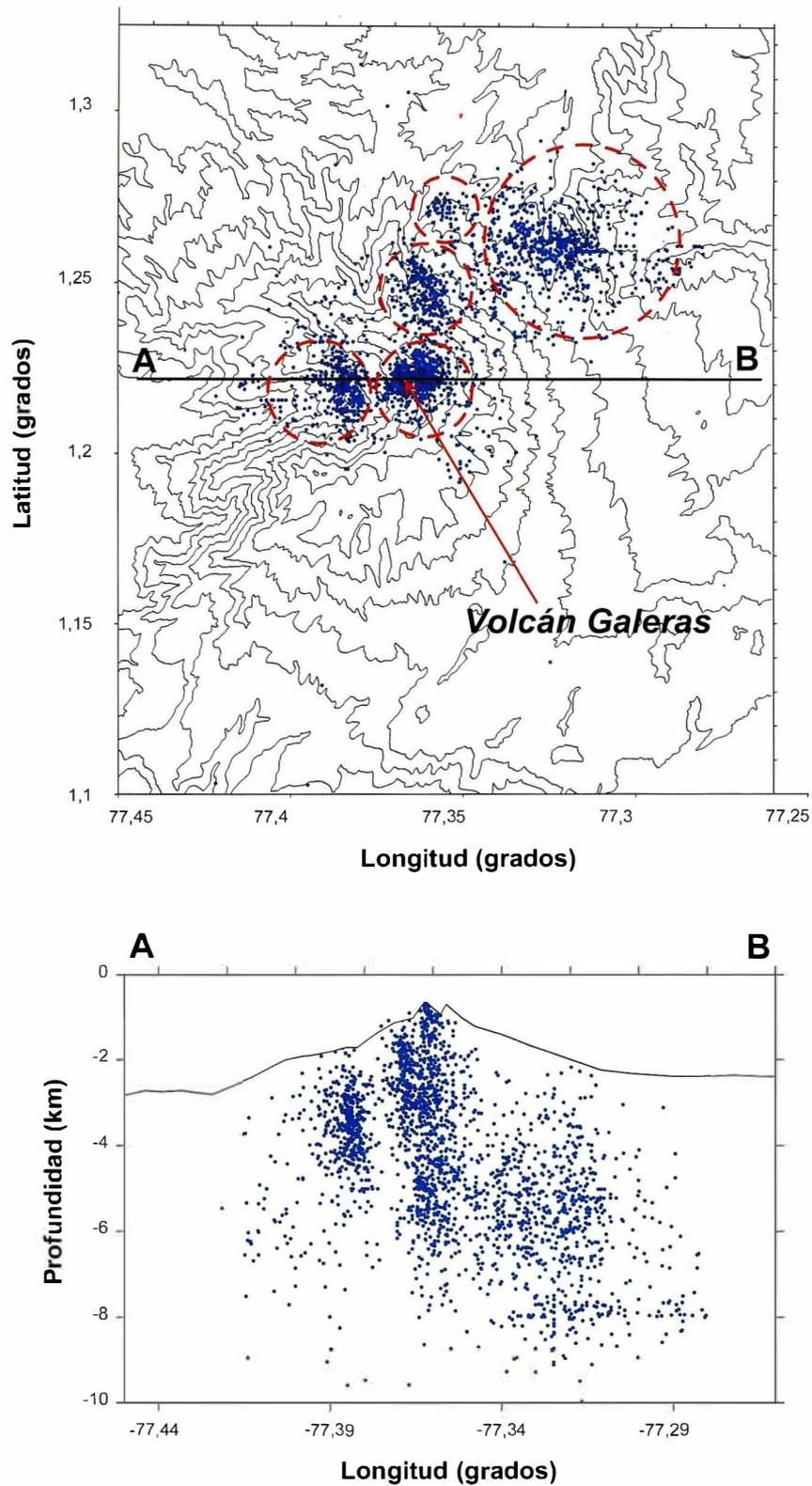


► Figura 1. Mapa de distribución de las estaciones que conforman la red de monitoreo sismológico del volcán Galeras y de otras técnicas de vigilancia (modificado de INGEOMINAS, 2008).

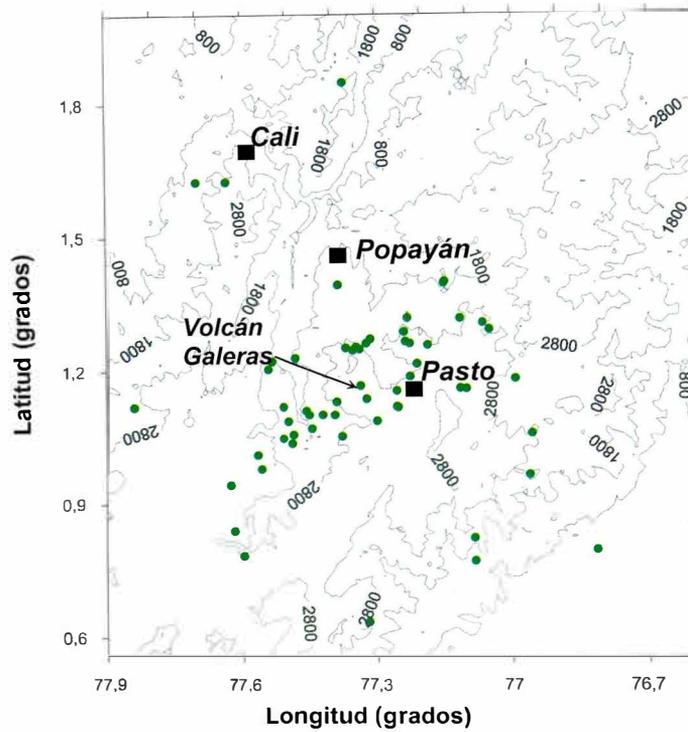
sión (Eberhart-Phillips, 1986). Para este estudio, se usaron diferentes configuraciones de retículas, cambiando el espaciamiento de los nodos hasta encontrar la mejor resolución por medio de la prueba del Checkerboard (Humphreys & Clayton, 1988). Esta prueba de resolución consiste en asignar valores alternados positivos y negativos de perturbación de velocidad para cada nodo. En este caso, se asignaron valores de +5% y -5% de perturbación de velocidad para todas las retículas probadas. La resolución del modelo se determina mediante la creación de un set sintético de datos, los cuales se obtienen calculando los tiempos de arribo teóricos para la configuración de velocidad inicial, usando el método de trazado tridimensional de rayos; luego se adiciona un error a los datos sintéticos similar al

contenido por los datos reales, y se invierten. Así determina la distribución de las anomalías encontradas y se evalúa si los datos sintéticos reconstruyen de manera apropiada la estructura inicial en forma de tablero de ajedrez (*checkerboard*) y los valores iniciales, donde se alternaban perturbaciones positivas de velocidad con perturbaciones negativas de -5% y +5%.

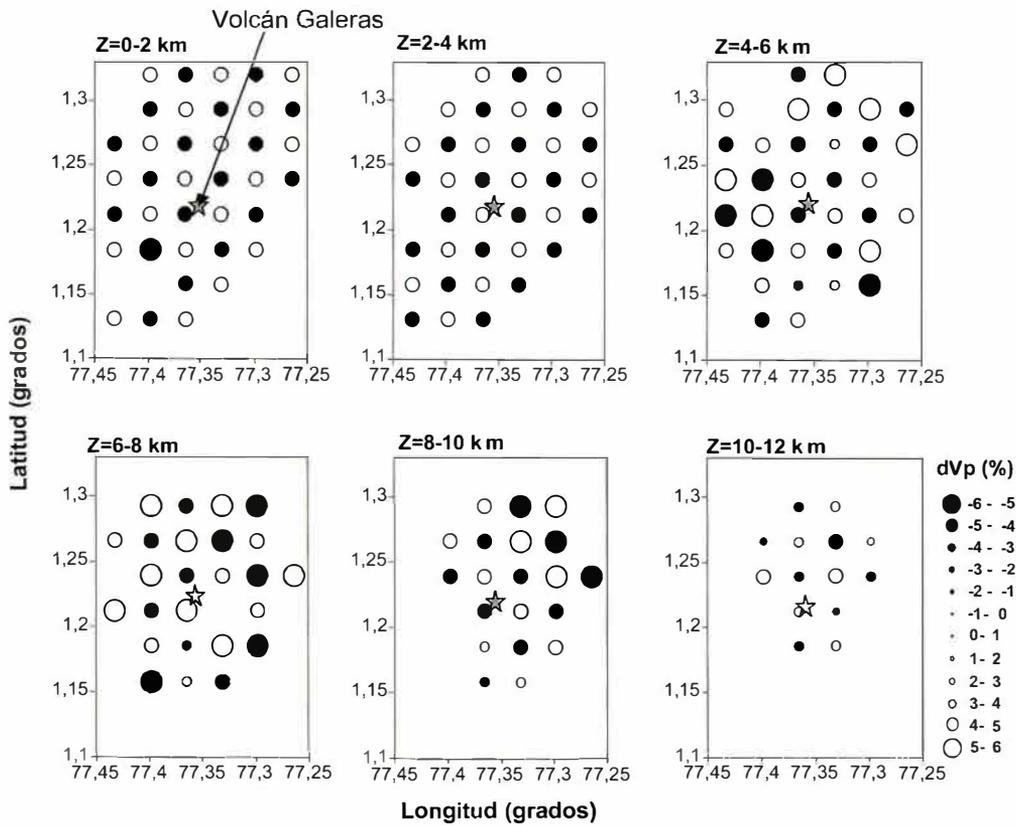
Después de varios ensayos, se seleccionó un tamaño de retícula con nodos espaciados cada 2 km en latitud, longitud y profundidad. La figura 4 muestra los resultados de esta prueba de resolución. Se observa que el tamaño de la retícula seleccionada permite una buena resolución entre 0 y 12 km aproximadamente, ya que reconstruye de modo adecuado los valores iniciales de velo-



► **Figura 2.** Localización epicentral e hipocentral (círculos rellenos) de sismos volcano-tectónicos (VT) utilizados en la tomografía para el volcán Galeras. Los círculos punteados encierran las fuentes sísmicas características del volcán. Los contornos representan curvas topográficas.



■ Figura 3. Localización epicentral (círculos rellenos) de sismos tectónicos locales (TL) usados para la tomografía 3D en el volcán Galeras (rectángulo relleno). Los contornos representan curvas topográficas.



■ Figura 4. Prueba del Checkerboard para la retícula seleccionada (2x2 km). Las zonas con baja resolución fueron blanqueadas. La estrella rellena representa al volcán Galeras.

cidad. La prueba de *checkerboard* muestra buena resolución alrededor y bajo el cráter activo del volcán Galeras en ese rango de profundidades; para profundidades superiores a 12 km, la resolución disminuye.

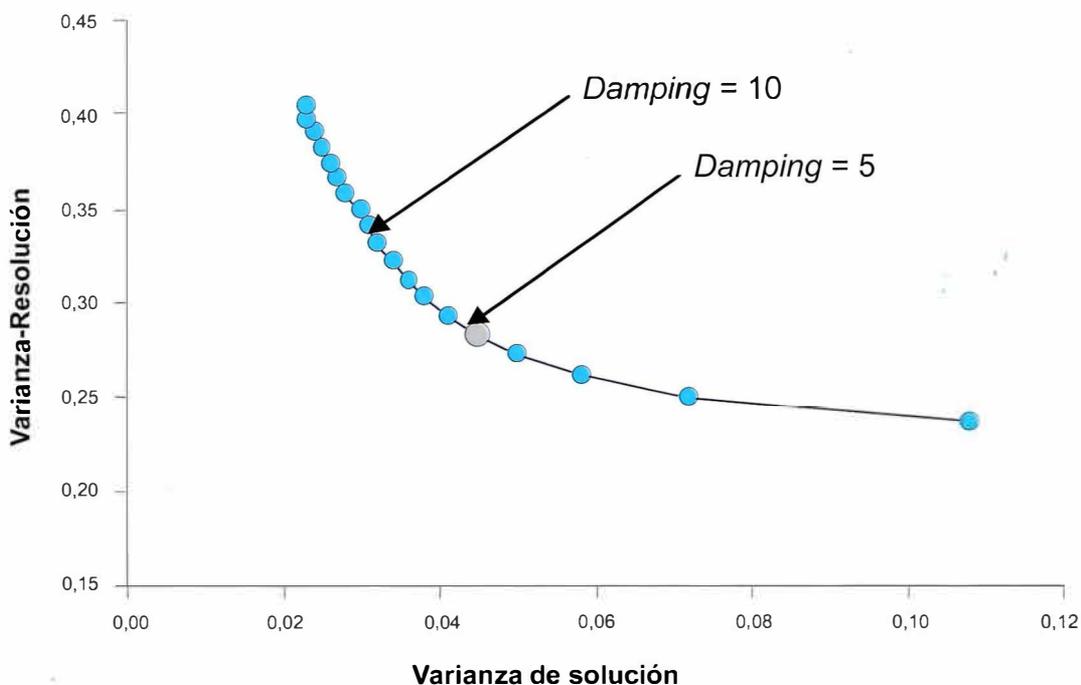
La tomografía sísmica es un problema inverso mixto determinado, ya que partes de la solución están sobredeterminadas (muchos rayos cruzan por un mismo nodo) y otras partes están subdeterminadas (pocos rayos cruzan por un mismo nodo). Por tanto, se requiere realizar un balance o regularización entre el error del modelo y la longitud de la solución. Para lograrlo se realiza, por un lado, la minimización del error de predicción o varianza de solución (parte sobre-determinada) y, por otro, la minimización de la longitud de la solución o varianza de resolución (parte subdeterminada). En este trabajo se realizó esta regularización usando un amortiguador o *damping* (λ), que tiene como objeto fijar la importancia relativa que debe emplearse en la minimización de las partes subdeterminadas del sistema; por consiguiente, es necesario encontrar

un óptimo *damping* que permita la minimización simultánea del error de predicción y de la longitud de la solución. El *damping* se obtiene por ensayo y error, mediante diferentes inversiones de los datos para el modelo, usando diferentes valores de *damping*. Después de varias pruebas se obtuvo como valor óptimo un *damping* de 5 (figura 5).

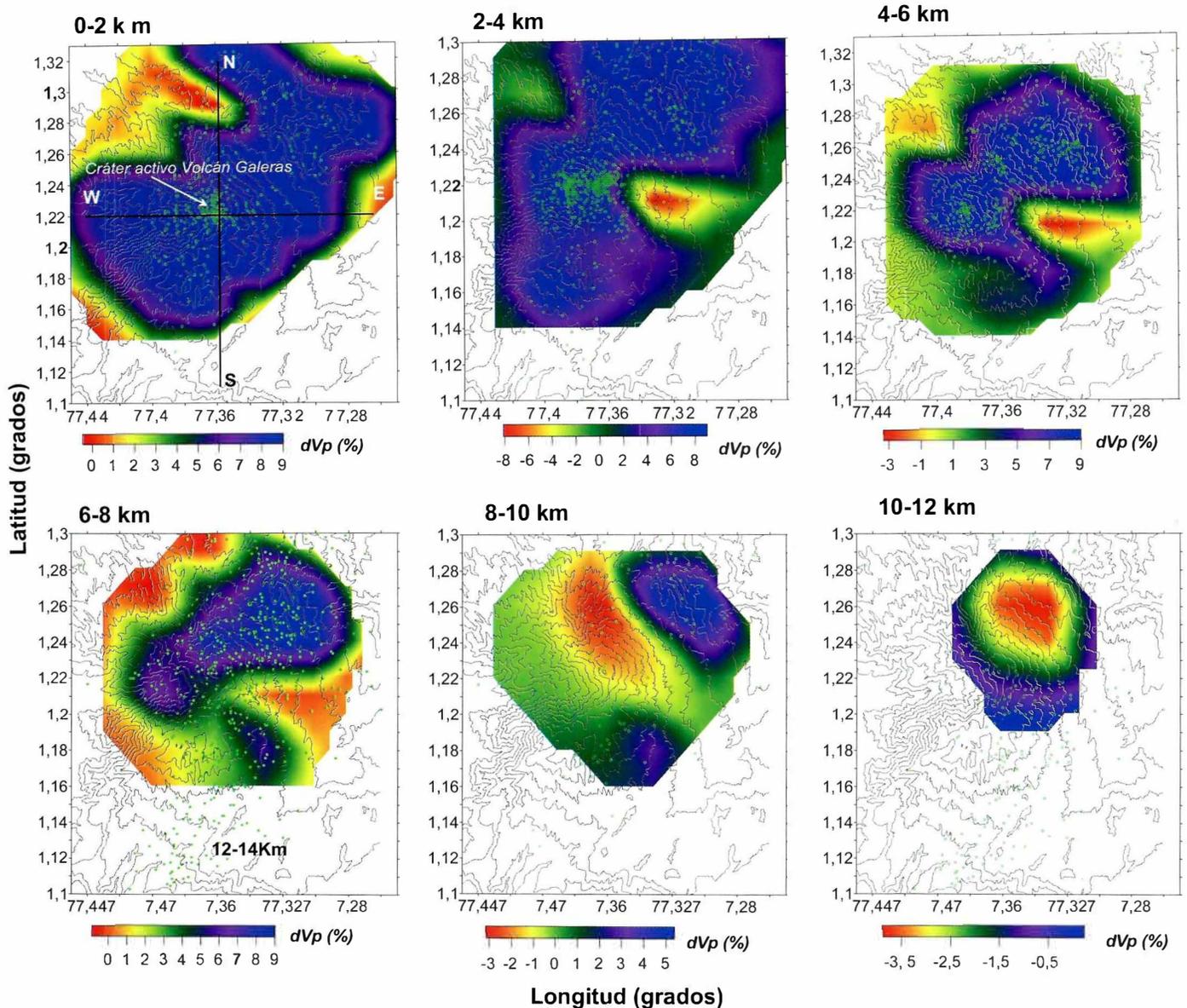
Una vez definidos el modelo 1D inicial de corteza, el tamaño de retícula apropiada y el valor de amortiguador o *damping* apropiado, se puede proceder a realizar la inversión. Antes de la inversión, el rms de los tiempos de viaje fue 0,60 s. Después de invertir los datos, el rms alcanzó un valor de 0,21 s y se alcanzó una reducción de la varianza de 60%. Se realizaron cuatro iteraciones, después de las cuales, el rms y la varianza no presentaron mayores variaciones.

Resultados

La figura 6 muestra la estructura tridimensional para ondas P para una retícula de $2 \times 2 \times 2$ km. Se definieron tres zonas de anomalías con bajos valores de velocidad, y dos zonas con altos valores de velocidad.



► Figura 5. Valor de *damping* (λ) escogido para la inversión. Se obtuvo realizando diferentes inversiones para diferentes valores de λ en el modelo. El *damping* óptimo hallado fue 5.



► **Figura 6a.** Estructura tridimensional para ondas P a diferentes profundidades en una retícula 3D de 2x2x2 km. Los contornos representan el porcentaje de perturbación de la velocidad; las curvas representan la topografía. Los círculos verdes representan epicentros de sismos VT para cada profundidad. Las líneas vertical y horizontal, en el cuadro 0-2 km, representan los sitios donde se realizaron los dos perfiles de la figura 6b.

Las zonas de baja velocidad ($<-5\%$) se localizan al este del cráter activo entre 3 y 4 km de profundidad, al oeste del cráter entre 4 y 6 km y bajo el cráter activo entre 4 y 8 km de profundidad y con una amplia extensión. Estas zonas se asociarían básicamente a zonas de acumulación de magma o flujo anómalo de calor. La primera zona de alta velocidad ($>5\%$) se encuentra cubriendo todo el edificio volcánico y hasta una profundidad de 4 km. Otra zona se encuentra a

partir de 10 a 12 km de profundidad, que se asociaría al basamento. La zona de alta velocidad de 0 a 4 km de profundidad se asocia, en superficie, a los depósitos de lavas, y posiblemente al trazo de las fallas de Romeral, Buesaco y Aranda; en profundidad, hacia el oeste del volcán Galeras, donde aumenta aún más la perturbación de la velocidad, representaría la cubierta de un cuerpo magmático antiguo en proceso de enfriamiento, cristalización y desgasificación.

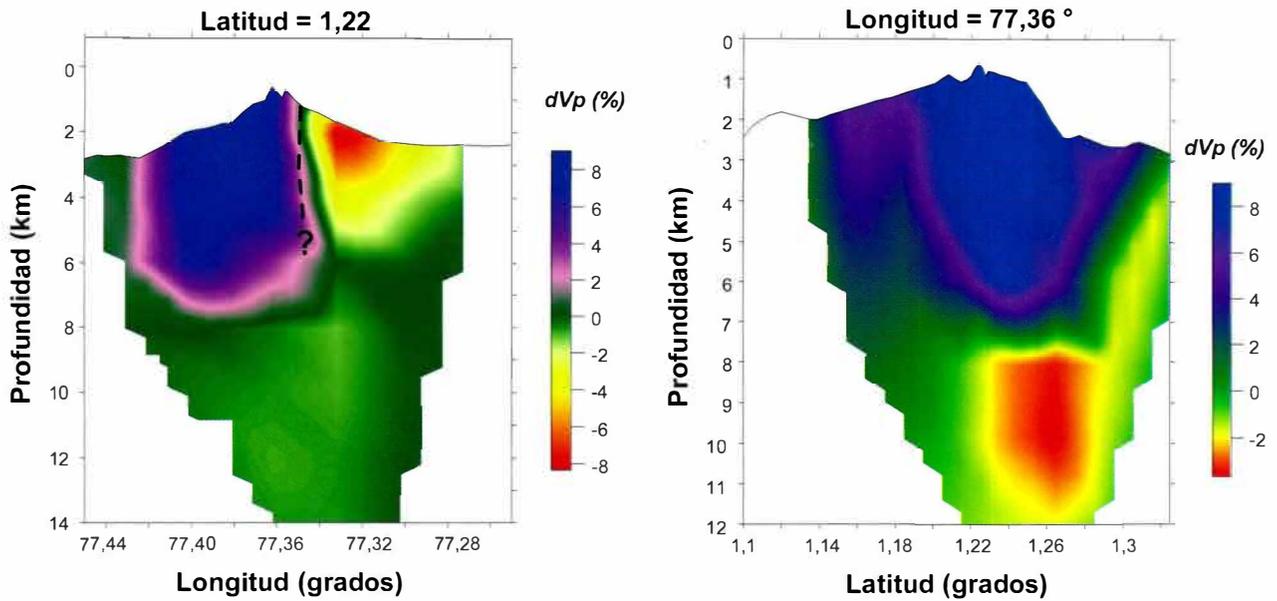


Figura 6b. Perfil EW (arriba) y perfil NS (abajo) de perturbaciones de velocidad V_p . Los cortes corresponden a los representados en la figura 6a (0 a 2 km). La línea punteada representa el cruce de fallas en el volcán Galeras (figura 7).

En la zona de alta velocidad, que va de 0 a 2 km de profundidad, aproximadamente, está ubicado el principal rasgo estructural cartografiado en el área (figura 7), que es el Sistema de Fallas Romeral, cuyo trazo principal pasa por el volcán Galeras con una dirección N45E y N10E hacia el sur. Igualmen-

te, se encuentra la Falla de Buesaco, que forma parte del Sistema de Fallas Romeral (Romero, 2002). Esta zona de alta velocidad se extiende hacia el NE. Aunque no es muy clara la correlación, dada la gran amplitud de la zona de alta velocidad, al menos la forma de la zona de alta V_p y la dirección de las fa-

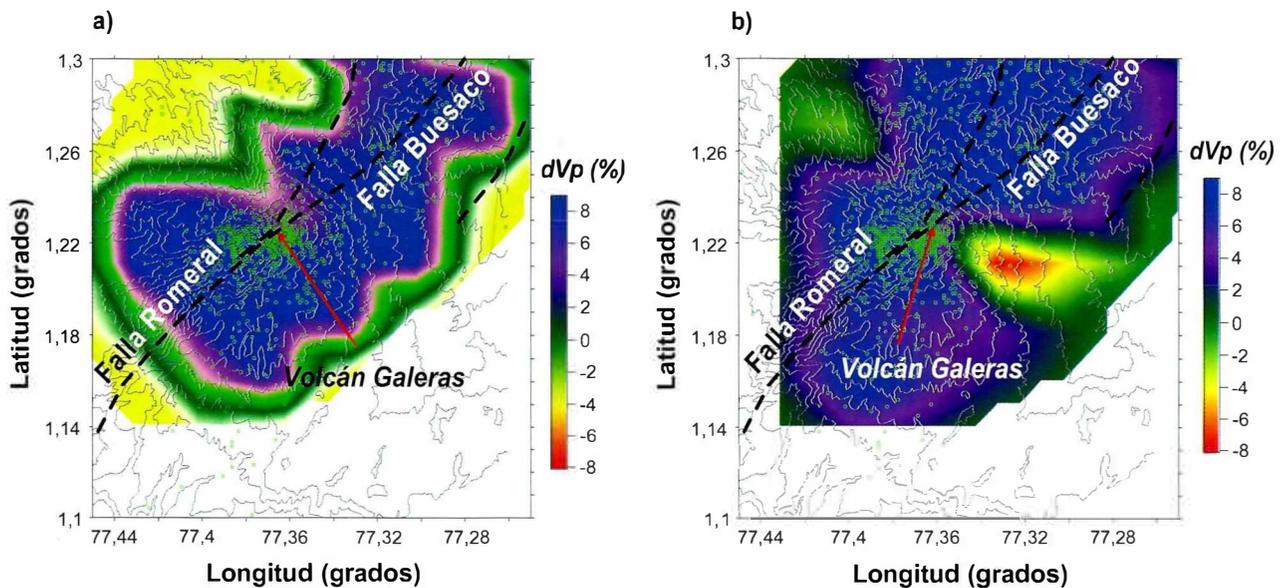


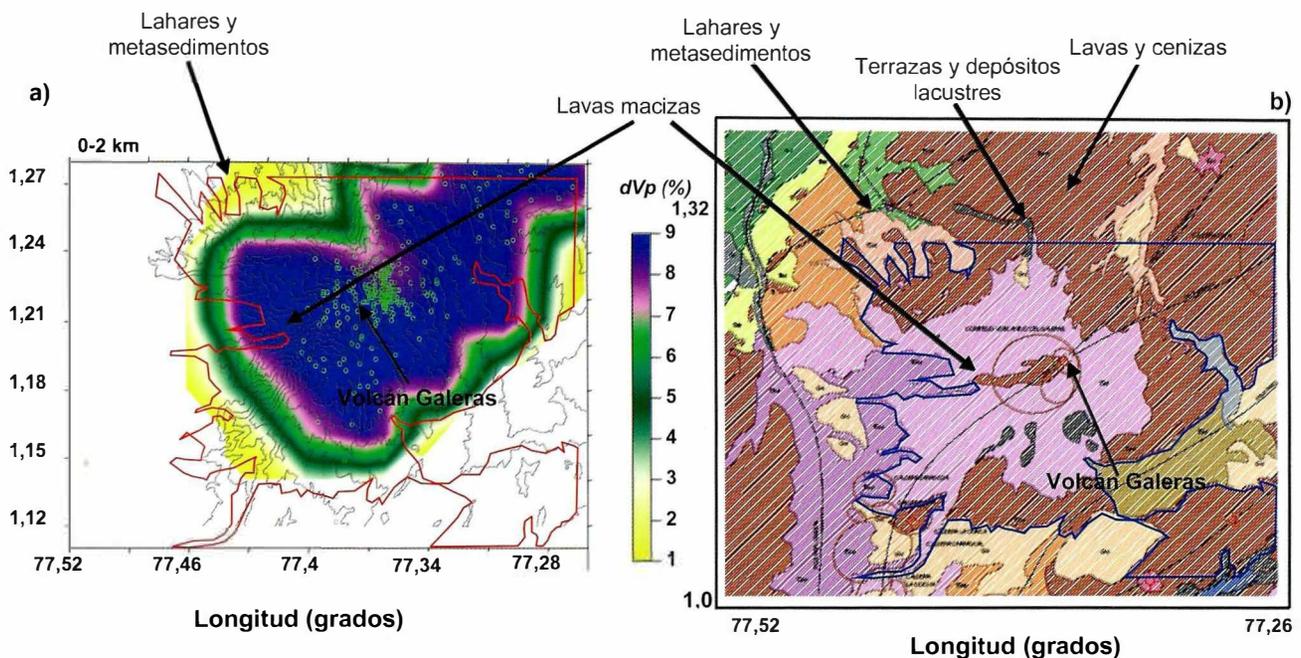
Figura 7. Posible correlación entre la perturbación de velocidad. a. 0 a 2 km. b. 2 a 4 km, con la geología estructural (líneas punteadas) del área del volcán Galeras. Las curvas representan la topografía. Los puntos verdes representan epicentros de sismos VT.

llas parecen tener una tendencia similar, lo que podría sugerir que una parte (superficial) de esta zona de alta V_p puede representar dichos trazos de fallas, pero por la resolución de la tomografía (2 km) no es posible obtener una imagen detallada que permita visualizar mejor esta posible relación. No obstante, en la figura 6b se aprecia un contraste interesante entre una anomalía de alta y una de baja V_p , en el perfil EW, cuyo límite podría corresponder al trazo de las fallas que cruzan el volcán Galeras.

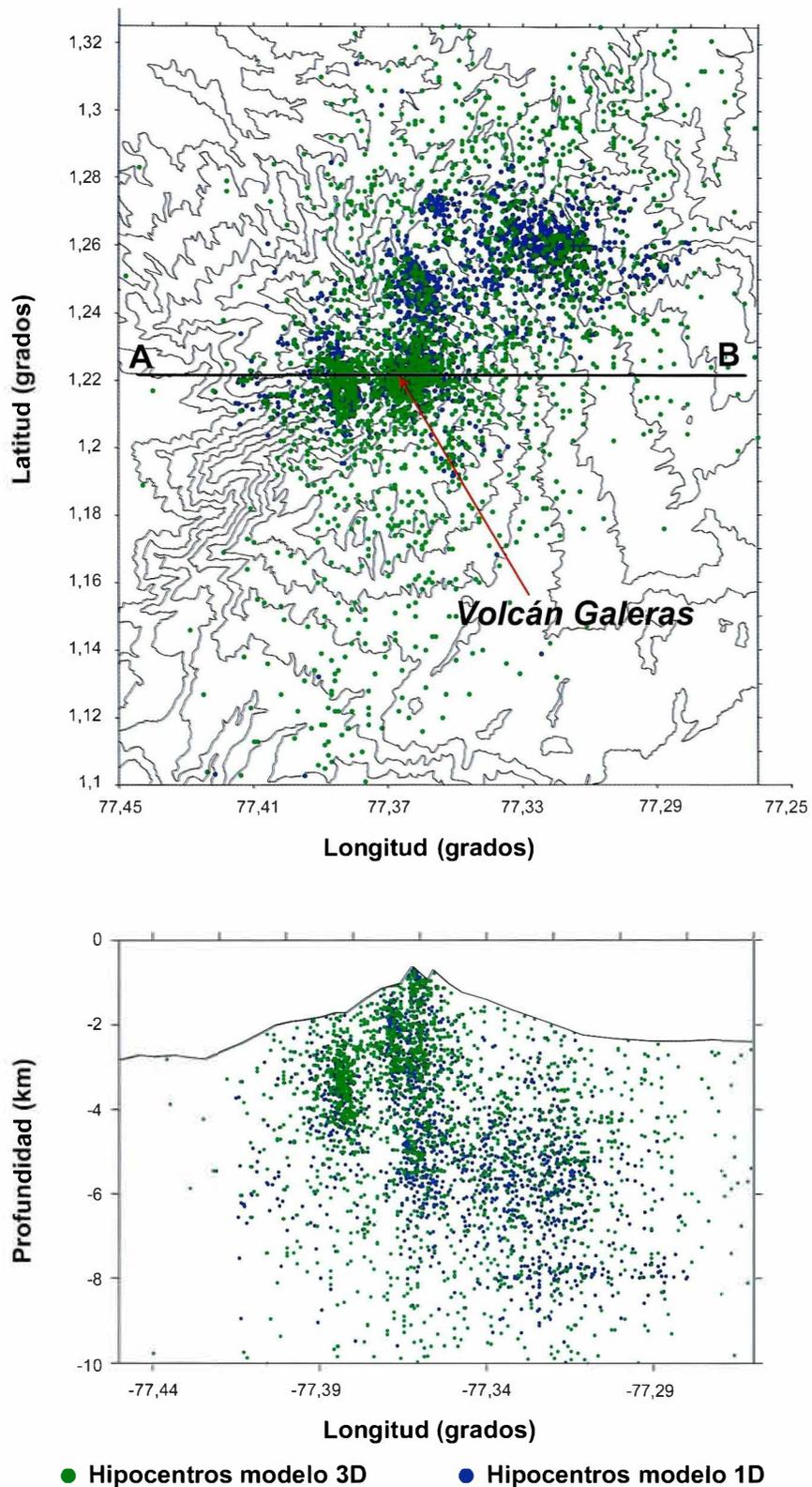
De acuerdo con los estudios geológicos realizados, la zona en general se encuentra conformada por una sucesión de lavas masivas y depósitos piroclásticos de composición predominantemente andesítica, emitidos durante el último millón de años, en seis etapas diferentes de actividad del Complejo Volcánico del Galeras, los cuales están intercalados con depósitos de flujos de lodo secundarios y avalanchas de escombros (Cortés & Calvache, 2002). La zona de alta velocidad entre 0 y 2 km podría estar correlacionada también con la geología de superficie, dada la presencia de lavas masivas que con-

forman esta parte, cuyos valores de velocidad para onda P encontrados en este estudio (>5 km/s), son similares a los hallados en laboratorio en rocas de esta composición a presiones atmosféricas y hasta 10 kb (Christensen & Mooney, 1997). Además, las zonas de más baja velocidad ($<4,2$ km/s) podrían corresponder a terrazas lacustres y metasedimentos (figura 8).

Haciendo una comparación de la localización de los sismos utilizados en la tomografía, entre el modelo 1D inicial y el modelo 3D encontrado después de la inversión, se puede apreciar mayor dispersión para los sismos localizados fuera de la red con el modelo tridimensional, mientras que se concentran más los localizados dentro de la red (figura 9). La profundidad no varió de manera importante. Este comportamiento es muy común en estudios tomográficos. Esto sugiere que el modelo 3D, o la generalización del mismo a un modelo 1D, permite mejorar las localizaciones de los sismos, lo que puede ayudar en el procesamiento rutinario de localización hipocentral en el volcán Galeras.



■ Figura 8. Correlación de la tomografía sísmica con la geología superficial. El contorno en color rojo, en a, y el azul, en b, representan parte del área cartografiada como lavas. Mapa geológico, tomado de Cortés & Calvache (2002).



► **Figura 9.** Comparación de la localización de los sismos utilizados en la inversión con el modelo 1-D inicial y el tridimensional obtenido en la tomografía sísmica. Los sismos más cercanos a la red tienden a concentrarse más con el modelo 3D, mientras que los lejanos se dispersan.

Discusión y modelo sísmico

Las configuraciones de anomalías de velocidad encontradas en el volcán Galeras, son muy similares a las encontradas en otros volcanes en el mundo. Una estructura similar se encontró en el volcán Nevado del Ruiz (Londoño & Sudo, 2002), donde zonas de alta velocidad están en la parte superior del volcán; a profundidad, se hallan zonas de baja velocidad embebidas o rodeadas de zonas de alta velocidad. Igualmente, en el volcán Kilauea (Haslinger et ál., 2001), el monte Etna (Aloisi et ál., 2002), el volcán Tungurahua (Molina et ál., 2005) y el volcán Santa Helena (Lees, 1992) se han encontrado estructuras similares a las encontradas en el volcán Galeras. Esto sugiere que existen, al parecer, ciertas condiciones termodinámicas que posibilitan que la parte superior de algunos volcanes permanezca más rígida que la de otros, donde es notoria la presencia de zonas de baja velocidad en gran parte del edificio volcánico, como el Pinatubo (Mori et ál., 1996) y el Unzen (Ohmi y Lees, 1995). Es posible que estas configuraciones de anomalías de velocidad reflejen estados de enfriamiento, desgasificación y cristalización de cuerpos magmáticos.

Existen varias líneas de evidencia sobre la posible presencia de una gran cámara magmática bajo el volcán Galeras. La primera es la existencia de enjambres de sismos VT muy energéticos con sismos cuyas magnitudes locales (M_L) son mayores de 4, y fuertes eventos asociados a tránsito de fluidos (sismos LP y “tornillos” de gran tamaño, con desplazamientos reducidos mayores de 60 cm^2). La segunda línea de evidencia es la deformación que ha sufrido el volcán recientemente. El inclinómetro electrónico denominado Calabozo (figura 1), localizado en las partes más lejanas al cráter activo ($>7 \text{ km}$), ha mostrado importantes variaciones en la deformación (>250 microradianes) desde que fue instalado a mediados de 2006, lo que refleja aportes de magma a profundidad y de extensión considerable, ya que para obtener deformaciones a esa distancia, se requieren fuentes profundas y de gran volumen. Igualmente, el vector corto, denominado La Quebrada, localizado cerca al inclinómetro Calabozo

(figura 1), también ha mostrado cambios importantes. Además, el volcán Galeras presenta grandes deformaciones (<500 microradianes) asociadas a la intrusión de domos, las cuales han ocurrido en las partes altas (Ordóñez & Rey, 1997). Aunque los volúmenes calculados son pequeños, son otra evidencia de que existe una fuente más profunda que alimenta los reservorios más superficiales o que los perturba para que el magma se movilice hacia la superficie. Estas evidencias se pueden correlacionar con la tomografía sísmica de este trabajo, que sugiere grandes zonas de acumulación magmática debajo del volcán Galeras, y que implicarían decenas de kilómetros cúbicos de magma. Esta suposición está en concordancia con estudios realizados en el monte Pinatubo, donde se han encontrado grandes zonas de acumulación de magma mediante métodos tomográficos de onda P, que alcanzan incluso más de 100 km^3 (Mori et ál., 1996).

La figura 10 presenta un esquema de lo que podría ser la estructura interna del volcán Galeras. El esquema está basado en datos sísmicos (incluida la tomografía de este trabajo), geoquímicos, petrológicos, geológicos y de deformación, entre otros. Los límites de las zonas de alta y baja velocidad se definieron usando los contornos de mayor perturbación de velocidad obtenidos en la tomografía sísmica. En este modelo se aprecia que los sismos LP, tornillos e híbridos, se localizan básicamente en la zona de alta velocidad superficial, la cual representaría en profundidad un antiguo cuerpo magmático en enfriamiento, que puede, en algunos sectores, tener manifestaciones de liberación de gases, lo que produciría eventos LP. Igualmente, esta zona, en general de alta velocidad, puede presentar zonas de baja velocidad internamente, asociadas a acumulación de gases o grietas, de tamaño pequeño (uno a varios metros) que no se pueden reconocer con la resolución usada en esta tomografía. Esto explicaría por qué aparecen localizados los eventos LP en zonas de alta velocidad. Un caso similar ocurre en el volcán Nevado del Ruiz (Londoño & Sudo, 2002), donde se realizó una tomografía con resolución similar a la de este trabajo y una tomografía

el volcán. Básicamente, el principal sistema hidrotermal del Galeras se restringe a las partes cercanas al cráter activo, hacia el norte del mismo. No hay evidencias de fuentes termales o campos fumarólicos en zonas alejadas del cráter activo (Alfaro & Zapata, 1997). Estudios de Rn y CO₂ sugieren que el volcán posee poca difusividad de gases en los flancos y partes alejadas del mismo (Heiligmann et ál., 1997). Fisher et ál. (1997) realizaron análisis geoquímicos de fuentes termales localizadas alrededor del volcán. Dicho estudio mostró bajas temperaturas e inmadurez del sistema hidrotermal del Galeras y sugieren que este sistema es muy pequeño, comparado con los de otros volcanes, como el del volcán Nevado del Ruiz (Sturchio et ál., 1988).

Esta línea de evidencias relacionadas con un sistema hidrotermal restringido concuerda con los resultados tomográficos obtenidos en este trabajo. Estos indican que, en la parte superficial del volcán, se localizan zonas de alta velocidad, en lugar de zonas de baja velocidad que podrían representar fuentes termales (*hot springs*) o un gran sistema hidrotermal superficial. Es muy probable que la zona de alta velocidad superficial represente una especie de sello o caparazón que impide que material más fluido y caliente, localizado a mayores profundidades (representado por una zona de baja velocidad entre 4 y 10 km), se manifieste en superficie en forma de campos fumarólicos o fuentes termales distantes del cráter activo. La resolución de este estudio tomográfico no permite diferenciar pequeñas zonas de acumulación de gas en la parte superficial y cercana al cráter activo del volcán Galeras, donde se concentra básicamente el sistema hidrotermal. Un estudio de tomografía de detalle de onda S o Vp/Vs ayudaría a definir las zonas con posible acumulación de gas en superficie o a profundidades someras en los alrededores del cráter activo, relacionadas con el relativamente pequeño sistema hidrotermal del Galeras.

Por último, se hizo una aproximación a la cantidad de magma que puede estar involucrado, por lo menos en los últimos 500 años, haciendo una extrapolación de los datos registrados con la red ins-

trumental que opera actualmente, en los que efectivamente se han detectado intrusiones magmáticas recientes. Luego se llevaron a las épocas históricas donde ha habido reporte de fuertes sismos sentidos en las poblaciones alrededor del volcán Galeras (Espinosa, 2001). Una vez se estimó una cantidad razonable de ese tipo de sismos, se calculó el volumen usando las expresiones de McGarr (1976) y se obtuvo un volumen aproximado de lo que podría ser el magma involucrado en los procesos intrusivos, asumiendo que para cada erupción histórica del volcán ha habido una intrusión previa que desequilibra el sistema.

Los resultados muestran que, por lo menos, el volumen de magma intruido, involucrado en los últimos 500 años, sería del orden de 3 o 4 km³, cifra muy inferior al volumen que puede haber en el interior del volcán, estimado con la tomografía sísmica. Esta diferencia de valores puede explicarse argumentando que lo observado en la tomografía sísmica es una imagen instantánea de un proceso que ha durado miles de años, lo cual sugeriría que puede existir material magmático muy antiguo (varios miles de años o incluso decenas de miles de años) que esté observándose en estos momentos y que ya esté muy desgasificado o cristalizado, pero todavía puede afectar las velocidades de las ondas sísmicas, reduciéndolas, sin que sea un magma que pueda salir con facilidad. Estos aspectos son complicados de evaluar, aunque analizándolos en un contexto general, podría decirse que los volúmenes calculados con el método descrito y los obtenidos por la tomografía sísmica son del mismo orden de magnitud. Lo que si parece quedar claro, con uno u otro método, es que el volumen de material magmático contenido en el volcán Galeras es considerable.

Conclusiones

Se realizó una tomografía 3D para la onda P, en el volcán Galeras, combinando sismos locales con regionales (2400 sismos con 14.500 tiempos de arribos de onda P). Se definieron, básicamente, tres zonas de anomalías con bajos valores de velocidad, y dos zonas con altos valores de velocidad. Las zo-

nas de baja velocidad ($<-5\%$) se localizan al este del cráter activo entre 3 y 4 km de profundidad, al oeste del cráter entre 4 y 6 km y la última bajo el cráter activo entre 4 y 8 km de profundidad con una amplia extensión. Estas zonas se asociarían básicamente a zonas de acumulación de magma o flujo de calor. La primera zona de alta velocidad ($>5\%$) se encuentra cubriendo todo el edificio volcánico y hasta una profundidad de unos 3 a 4 km; la segunda zona se encuentra a partir de 10 a 12 km de profundidad, que se asociaría al basamento.

La zona de alta velocidad de 0 a 4 km de profundidad se asocia en superficie a los depósitos de lavas y, posiblemente, al trazo de las fallas de Buesaco, Aranda y Romeral; en profundidad, hacia el oeste del volcán, aumenta aun más la perturbación de la velocidad y representaría la cubierta de un cuerpo magmático antiguo en proceso de enfriamiento, cristalización y desgasificación. Igualmente, se encontró una zona de baja velocidad al este del cráter activo, la que se extiende hasta 5 km de profundi-

dad, aproximadamente, y se asocia con un cuerpo magmático remanente y en estado más fluido. Las zonas de baja velocidad, de gran extensión, encontradas en este trabajo hacen suponer que el volcán Galeras posee una extensa cámara magmática con volúmenes que alcanzarían 20 o 25 km³.

Agradecimientos

Los autores desean expresar los más sinceros agradecimientos a las personas que de una u otra forma colaboraron en el desarrollo de este trabajo. Entre ellas se destacan los compañeros del Observatorio Vulcanológico de Manizales, por las constantes discusiones y apoyo; los compañeros del Observatorio Vulcanológico de Pasto, en especial Diego Gómez y Roberto Torres por su permanente colaboración, aporte de los datos originales y otra serie de información requerida para el desarrollo de este trabajo, así como por sus aportes y discusiones. Un revisor anónimo y John Jairo Sánchez hicieron importantes aportes al mejoramiento del manuscrito. ▀

Referencias bibliográficas

- Alfaro, C. M. & Zapata, J. A. (1997). Acid gas emissions from Galeras Volcano, Colombia, 1989-1994. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 209-228.
- Aloisi, M., Cocina, O., Neri, G., Orecchio, B. & Privitera, E. (2002). Seismic tomography of the crust underneath the Etna Volcano, Sicily. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 134(3-4), 139-155.
- Benz, H. et ál. (1996). Three-dimensional P and S-wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 101(4), 8111-8128.
- Calvache, M. L. (1990). *Geology and volcanology of the recent Evolution of Galeras Volcano*. Master thesis, Louisiana State University.
- Calvache, M. L., Cortés, G. P. & Williams, S. N. (1997). Stratigraphy and chronology of the Galeras Volcanic complex, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 21-38.
- Calvache, M. L., (1995). *The geological evolution of Galeras volcanic complex*. Ph. D. thesis. Arizona State University.
- Calvache M. L., Williams, S. N. (1997). Geochemistry and Petrology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 21-36.
- Cepeda, H. (1985). Anotaciones acerca de la geología del volcán Galeras (Colombia). *Memorias. VI Congreso Latinoamericano de Geología*. Bogotá, pp. 339-383.
- Cardona, C. (2006). *Determinación de la estructura de velocidades en 3D mediante un ejercicio de tomografía sísmica local pasiva y tomografía sísmica telesísmica para el Volcán Galeras*. Tesis de maestría. Geociencias. Universidad Nacional de Colombia.
- Chiarabba, C., Amato, A., Boschi, E. & Barberi, F. (2000). Recent seismicity and tomographic mode-

- ling of the Mount Etna plumbing system. *J. Geophys. Res.*, 105(5), 10923-10938.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, 100, 9761-9788.
- Cortés, G. P. & Calvache, M. L. (2002). *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. Neógeno. Formación Los Pastos*. Bogotá: INGOEMINAS, pp. 1-43.
- Eberhart-Phillips, D. (1986). Three-dimensional velocity structure in Northern California Coast from inversion of local earthquake arrival times. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 74(4), 1025-1052.
- Espinosa, B. A. (2001). Erupciones históricas de los volcanes colombianos. 1500-1995. Bogotá: Publicaciones de la Academia Colombiana de las Ciencias.
- Fisher, T. P., Surchio, N. C., Stix, J., Arehart, G. B., Counce, D. & Williams, N. S. (1997). The chemical and isotopic composition of fumarolic gases and spring discharges from Galeras Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 229-253.
- Gil, F. & Chouet, B. A. (1997). Long period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras volcano, Colombia, in 1991. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 121-158.
- Gómez, D. M. & Torres, R. A. (1997). Unusual low frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 731-193.
- Haslinger, F., Thurber, C. H., Mandernach, M., Okubo, P. G. (2001). Tomographic image of P-velocity structure beneath Kilauea's East Rift Zone and South Flank; seismic evidence for a deep magma body. *Geophysics. Res. Lett.*, 28(2), 375-378.
- Heiligmann, M., Sticks, J., Williams-Jones, G., Sherwood, B. & Garzón, G. (1997). Distal degassing of radon and carbon dioxide on Galeras volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 267-283.
- Humphreys, E. D. & Clayton, R. W. (1988). Clayton, Adaptation of tomographic reconstruction to seismic travel-time problems. *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085.
- Ingeominas. (2008). *Boletín de la actividad de los volcanes activos colombianos*. Segundo semestre 2007. Informe Interno. Bogotá: INGEOMINAS.
- Instituto Geofísico Pontificia Universidad Javeriana. (1973). Proyecto cooperativo internacional Nariño Gran Proyecto Multinacional. Proyecto Nariño primera parte. Estudio de transición océano-continenté, subducción en Colombia, Cuenca de Panamá, Perfiles sísmicos: Tumaco-Isla de Malpelo-Buenaventura-Neiva-Quito-Rocas de Suesca-Cundinamarca.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D. & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99, 19635-19646.
- Lees, J. M. (1992). The magma system of Mount St. Helens: non-linear high resolution P-wave tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53(1-4), 103-116.
- Lees, J. M. & Crosson, R. S. (1989). Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. *J. Geophys. Res.*, 94(B5), 5716-5728.
- Lees, J. M. & Crosson, R. S. (1990). Tomographic imaging of local earthquake delay times for 3-D velocity variation in western Washington. *J. Geophys. Res.*, 95 (B4), 4763-4776.
- Londoño, J. M. & Sudo, Y. (2002). Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 119, 61-87.
- McGarr, A. (1976). Seismic moments and volume changes. *J. Geophys. Res.*, 81(8), 1487-1494.
- Molina, I., Kumagai, H., Le Pennec, J. L., Hall, M. (2005). Three-dimensional P-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147(1-2), 144-156.
- Moncayo, G. E. (2004). *Tomografía por coda Q en el volcán Galeras, Nariño*. Tesis de pregrado. Universidad Nacional de Colombia.
- Mori, J. J., Eberhart-Phillips, D., Harlow, D. H. (1996). Three-dimensional velocity structure at Mount Pinatubo; resolving magma bodies and earthquake hypocenters. In Newhall, C. G. & Punongbayan, R. S. (Eds.). *Fire and Mud; Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, pp. 371-382.
- Murcia, A. & Cepeda H. (1991). Memoria explicativa plancha 429 Pasto (departamento de Nariño). *Mapa Geológico de Colombia*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Ohmi, S. & Lees, J. M. (1995). Three-dimensional P and S-wave velocity structure below Unzen Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 65, 1-26.

- Ordóñez M. I. & Rey C. A. (1997). Deformation associated with the extrusion of a dome at Galeras volcano, Colombia, 1990-1991. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 115-20.
- Romero, J. A. (2002). *Sismotectónica de la Región del Volcán Galeras Colombia*. Tesis de Doctorado. Universidad de Barcelona.
- Sánchez, J. J., Gómez, D. M., Torres, R. A., Calvache, M. L., Ortega, A., Ponce, P. A., Acevedo, A. P., Gil-Cruz, F., Londoño, J. M., Rodríguez, S. P., Patiño, J. J. & Bohórquez, O. P. (2005). Spatial Mapping of the b-value at Galeras Volcano, Colombia, using earthquakes recorded from 1995 to 2002. *Earth Sci. Res. J.*, 9(1), 30-36.
- Sturchio, N. C., Williams, N. S., García, N. P. & Londoño, A. C. (1988). The hydrothermal system of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Bull. of Volcanol.*, 50, 399-412.
- Thurber, C. H. (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.*, 88, 219-232.
- Zhao, D., Hasegawa, A. & Horiuchi, S. (1992). Tomographic Imaging of P and S wave Velocity Structure beneath Northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, 97 (B13), 19909-19928.
- Zhao, D., Hasegawa, A. & Kanamori, H. (1994). Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events. *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.