

ISSN: 0120-1425 • Diciembre de 2015

SERVICIO
GEOLOGICO
COLOMBIANO



43

Boletín
Geológico

www.sgc.gov.co





ISSN: 0120-1425 • Diciembre de 2015

SERVICIO
GEOLOGICO
COLOMBIANO



43

Boletín Geológico

www.sgc.gov.co

Publicación del Servicio Geológico Colombiano



Boletín Geológico

43, 2015

Servicio Geológico Colombiano

Oscar Paredes Zapata

Director General

Alberto Ochoa Yarza

Director de Geociencias Básicas

Gloria Prieto Rincón

Directora de Recursos Minerales

Marta Lucía Calvache Velasco

Directora de Geoamenazas

Margarita Bravo Guerrero

Directora de Gestión de Información

Fernando Mosos Patiño

Director de Asuntos Nucleares

Héctor Manuel Enciso Prieto

Director de Laboratorios

Boletín Geológico

Publicación del Servicio Geológico Colombiano dirigida a académicos, investigadores e interesados en los temas de geociencias, recursos minerales, geoamenazas, geoquímica y aspectos nucleares y ambientales.

Periodicidad anual
Formato 21,5 x 28 cm
ISSN: 0120-1425

El Servicio Geológico Colombiano hace presente que las opiniones y hechos consignados en los artículos son de exclusiva responsabilidad de los autores.

Preparación editorial

Luis Eduardo Vásquez Salamanca

Coordinación

Andrés Leonardo Cuéllar Velásquez

Diseño y diagramación

Correspondencia

Diagonal 53 n.º 34-53
Teléfonos 2200100, 2221811
boletingeologico@sgc.gov.co
Bogotá, Colombia

Fotografía de portada

volcán Nevado del Huila, 2009
Servicio Geológico Colombiano

Impresión digital

Imprenta Nacional de Colombia
Bogotá, Colombia. 2015

Comité Editorial (2009)

Ph. D. Cristhian Huggel

Universidad de Zúrich, Suiza

Ph. D. John Jairo Sánchez

Universidad de Guadalajara, México

Ph. D. Iván Darío Correa

Universidad EAFIT, Colombia

Ph. D. Georgina Guzmán

Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras

Especialista **Orlando Navas Camacho**

Instituto Colombiano de Geología y Minería

M. Sc. Francisco Velandia Patiño

Instituto Colombiano de Geología y Minería

Ph. D. Marta Lucía Calvache Velasco

Instituto Colombiano de Geología y Minería

Ph. D. Gloria Prieto Rincón

Instituto Colombiano de Geología y Minería

M. Sc. Héctor Mora Páez

Instituto Colombiano de Geología y Minería

M. Sc. María Luisa Monsalve

Instituto Colombiano de Geología y Minería

M. Sc. María Luisa Bermúdez

Instituto Colombiano de Geología y Minería

M. Sc. Bernardo Pulgarín

Instituto Colombiano de Geología y Minería

Ph. D. Mónica Arcila

Instituto Colombiano de Geología y Minería

Comité Científico

Ph. D. Robert Trenkamp

University of South Carolina, Estados Unidos

Licenciado Roberto S. N. Pagés

Servicio Geológico Minero Argentino

Ph. D. Renate Wall Ziegler

Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Ph. D. Michael F. Sheridan

University at Buffalo, Estados Unidos

Ph. D. Vyacheslav Zobin

Universidad de Colima, México

Ph. D. Barry Voight

Sociedad Colombiana de Geotecnia

Ph. D. Fernando Crisancho

Universidad Nacional de Colombia

Ph. D. Gloria Toro

Universidad EAFIT

Ph. D. José Ignacio Martínez

Universidad EAFIT

Ph. D. Thomas Heinrich Cramer

Universidad Nacional de Colombia

Ph. D. Fernando Etayo Serna

Instituto Colombiano de Geología y Minería

Ph. D. Jesús García

Instituto Colombiano de Geología y Minería

Ph. D. John Makario Londoño

Instituto Colombiano de Geología y Minería

Ph. D. Hans Diederix

Instituto Colombiano de Geología y Minería

CONTENIDO

- 5** Editorial
El resurgir de una publicación geocientífica colombiana
- 7** Análisis geodésico y deformación sismotectónica asociada al sismo de Quetame, Colombia, 24-de mayo de 2008
Héctor Mora Páez, Sergio A. López I., Natalia Acero P., Jair Ramírez Cadena, Elkin Salcedo Hurtado y Robert Trenkamp
- 23** Firma Adakítica en los productos recientes de los volcanes Nevado del Huila y Puracé, Colombia
María Luisa Monsalve, Ana María Correa Tamayo , Mónica Arcila y Jaqueline Dixon
- 41** Complejo volcánico Nevado del Huila: evidencias de su historia eruptiva
Ana María Correa Tamayo y Eumenio Ancochea Soto
- 53** Consideraciones geoquímicas y petrogenéticas para establecer la evolución magmática del Complejo Volcánico Nevado del Huila
Ana María Correa Tamayo y Eumenio Ancochea Soto
- 63** Ajuste del método Lahar-Z en el sector del volcán Nevado del Huila, con base en los flujos de escombros de 1994 y 2007
Carlos Cardona, Bernardo Pulgarín, Adriana Agudelo, Marta Calvache, Milton Ordóñez y Óscar Manzo
- 75** Erupciones Recientes del Volcán Nevado del Huila: Lahares Asociados y Cambios Morfológicos del Glaciar
Bernardo Pulgarín, Carlos Cardona, Adriana Agudelo, Cristian Santacoloma, María Luisa Monsalve, Marta Calvache, Carlos Murcia, Mario Cuéllar, Enif Medina, Reny Balanta, Yolanda Calderón, Ómar Leiva, Milton Ordóñez y Diego Ibáñez
- 88** Normas editoriales

El resurgir de una publicación geocientífica colombiana

En lo que va de sus sesenta años de historia, un tanto irregular desde sus comienzos en 1953, y luego de repetidas interrupciones (1974-1978, 1985-1986, 1991, 1996, 1998, 2003-2005 y 2007) reapareció en 2009 el *Boletín Geológico*, conservando el nombre que tenía cuando era la publicación del Ingeominas. En esta oportunidad lo hace como publicación del Servicio Geológico Colombiano, creado por Decreto Ley 4131 del 3 de noviembre de 2011, en el marco de un nuevo proceso de reestructuración estatal que plantea grandes e importantes retos tanto para la institución como para el *Boletín*.

Para esta publicación en particular, y teniendo en cuenta que el Servicio Geológico Colombiano ahora forma parte del Sistema Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación (SNCTI), creado mediante la Ley 1286 de 2009, es importante que el *Boletín* tenga una periodicidad que le permita alcanzar los estándares de publicaciones científicas indexadas de reconocida trayectoria nacional e internacional.

El objetivo histórico del *Boletín* ha sido la publicación de informes técnicos, mapas, guías y manuales, resultados de los proyectos institucionales en el ámbito de las geociencias, producidos dentro y fuera del Servicio Geológico Colombiano en el entorno nacional, principalmente.

Con la publicación del *Boletín Geológico 43* editado en 2009, después de seis años de escrito, se da inicio a una nueva fase, debido a la necesi-

dad identificada por parte del Servicio Geológico Colombiano de reactivar una de las publicaciones insignia, como también de incentivar la comunicación de sus investigaciones, no solo de sus profesionales en ciencias de la Tierra, sino también de profesionales externos.

En esta nueva etapa el *Boletín Geológico* está diseñado con la estructura establecida en las resoluciones 325 y 326 del 10 de julio de 2015 por la Dirección General, en las que se definieron el Sistema de Publicaciones del Servicio Geológico Colombiano y la conformación y funciones del Comité Editorial, con la visión de llegar a ubicarse como una de las publicaciones más reconocidas nacional e internacionalmente, y hacer énfasis en la calidad científica de sus contenidos, calidad editorial, periodicidad y visibilidad.

Para lograrlo, se plantea que los artículos de las siguientes ediciones los revisen evaluadores pares nacionales oficialmente certificados dentro del Sistema Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación (SNCTI) que administra el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación (Colciencias) para Colombia, y por evaluadores pares internacionales oficialmente categorizados en los Consejos Nacionales de Investigadores de la plataforma SCIENTI de Latinoamérica y el Caribe, o pares oficiales de plataformas científicas de otros continentes.

La publicación del volumen 43 del *Boletín Geológico* del Servicio Geológico Colombiano, com-

puesta por seis documentos inéditos, aprobada por el entonces Comité Editorial (2009) debido a su calidad y pertinencia, incluía un producto diagramado y digitalizado. Razones operativas y limitaciones presupuestales impidieron en su momento la impresión de un tiraje importante de dicho volumen, labor que retomó ahora el nuevo Comité Editorial, creado en julio de 2015, previa consulta a los autores de los artículos.

Esta decisión permite dar comienzo a una nueva etapa para la difusión de la información geocientífica y nuclear, que permite concentrar esfuerzos científicos desde los georrecursos, las geociencias básicas, la geoquímica, la fisicoquímica, las ciencias nucleares, hidrocarburíficas y ambientales, y también aspectos de desarrollo e innovación ingenieril y tecnológico.

Análisis geodésico y deformación sismotectónica asociada al sismo de Quetame, Colombia, 24-de mayo de 2008

GEODETTIC ANALYSIS AND SEISMOTECTONIC STRAIN ASSOCIATED TO THE QUETAME
EARTHQUAKE, COLOMBIA, MAY 24 2008

HÉCTOR **Mora Páez**¹
SERGIO A. **López I.**
NATALIA **Aceró P.**
JAIR **Ramírez Cadena**¹
ELKIN **Salcedo Hurtado**²
ROBERT **Trenkamp**³

Resumen

El 24 de mayo de 2008, a las 14:20 hora local, se registró un evento sísmico que fue sentido en la región central de Colombia, cuyo epicentro se localizó 8,6 km al norte de la cabecera municipal de la población de Quetame (Cundinamarca), con coordenadas 4,399° N y 73,814° W, profundidad superficial y magnitud local en la escala de Richter de 5,7, calculada a partir de la amplitud máxima del registro de acuerdo con el informe de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). El Grupo de Sismología de la Universidad de Harvard estableció, para este sismo, una magnitud $M_w = 5,9$. El mecanismo focal del terremoto, calculado por el USGS, muestra que el plano de ruptura tiene una orientación de N16° E – S16° W y corresponde a una falla de desgarre lateral derecho con una componente de movimiento normal, consistente con la Falla Naranjal como una de las principales estructuras tectónicas presentes en la región epicentral.

El análisis sismotectónico cuantitativo señala que las réplicas se pudieron presentar dentro un área de 199,5 km², confinadas en una extensión horizontal y vertical del foco aproximada 21 km y 14 km, respectivamente; por tanto, que de acuerdo con su profundidad, se establece que el volumen de ruptura pudo haber sido de unos 4887 km³. Estos datos sugieren que la tasa de deformación sismotectónica en la región focal está siendo sometida a una velocidad de $4,5 \cdot 10^{-6} \text{cm/seg}$ en la dirección horizontal (I_x) y de unos $3,0 \cdot 10^{-6} \text{cm/seg}$ en la dirección vertical (I_z). La tasa de deformación señalada ocurre bajo una resistencia física del medio, $Q = 3,6$, en la región focal.

Palabras clave

GPS, sismo, geodinámica, deformación, geodesia, sismotectónica.

Abstract

On May 24, 2008, at 14:20 hour's local time, there was a seismic event that was felt in the central region of Colombia. The epicenter was located 8,6 km north from the urban area of the Quetame Municipality (Cundinamarca), with coordinates 4,399° N in latitude and 73,814° W in longitude, shallow depth and a Richter Scale local magnitude of 5,7, computed from the maximum amplitude of the record according to the RSNC report. The Seismology Group of Harvard University reported this earthquake with an $M_w = 5,9$. The earthquake's focal mechanism, calculated by the USGS, shows that the rupture plan has an orientation of N16° E – S16° W and belongs to a right lateral rip failure with a normal movement component, solid with the Naranjal fault as one of the main tectonic structures in the epicentral region.

The quantitative seism tectonics analysis indicates that the aftershocks could be presented inside an area of 199,5 km², confined in a horizontal and vertical extension with respect to the focus about 21 and 14 km, respectively; so, according to the depth, it is established that the rupture volume could be about 4887 km³. This information suggests that seism tectonics strain rate in focal region is being submitted to a velocity of $4,5 \cdot 10^{-6} \text{cm/seg}$ in the horizontal direction (I_x) and about $3,0 \cdot 10^{-6} \text{cm/seg}$ in the vertical direction (I_z). The indicated deformation rate occurs under a physical resistance of the half a $Q = 3,6$, in the focal region

Key words

GPS, earthquake, geodynamics, strain, geodesy, seismotectonics.

Artículo recibido el 29 de agosto del 2009. Aprobado el 16 de diciembre del 2009.

1 Servicio Geológico Colombiano, hmora@sgc.gov.co, jairamir@sgc.gov.co

2 Universidad del Valle, Departamento de Geografía, Director del Observatorio Sismológico y Geofísico de la Universidad del Valle. Cali. el-salced@univalle.edu.co

3 University of South Carolina. Department of Earth and Ocean Sciences. trenkamp@geol.sc.edu

Antecedentes

El 24 de mayo de 2008, a las 14:20 hora local, 21 estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) registraron un evento sísmico cuyo epicentro se localizó 8,6 km al norte de la cabecera municipal de la población de Quetame (Cundinamarca), con coordenadas $4,399^{\circ}$ N y $73,814^{\circ}$ W, profundidad superficial y magnitud local en la escala de Richter de 5,7, calculada a partir de la amplitud máxima del registro de acuerdo con el informe de la RSNC. El Grupo de Sismología de la Universidad de Harvard estableció, para este sismo, una magnitud $M_w = 5,9$. Se destaca que antes de la ocurrencia de este sismo, se registraron tres eventos a las 12:00, 12:08 y 12:12 horas del mismo día, con magnitudes locales 2,8, 4,1

y 2,5, respectivamente, localizados en zonas cercanas al evento de este estudio, los cuales se han denominado precursores del evento principal. En la zona de ocurrencia de este sismo, se habían presentado cuatro sismos en 1743, 1917, 1966 y 1988, los cuales causaron efectos de consideración, de acuerdo con los estudios de sismicidad histórica elaborados por Ingeominas (2008).

El informe elaborado por la Cruz Roja Colombiana (2008) dos días después de la ocurrencia del evento señalaba un número de 5 personas fallecidas, 69 heridos, 2127 familias afectadas, 312 viviendas destruidas y 1270 viviendas averiadas. La figura 1 muestra el grado de afectación de la iglesia (la cual tuvo que ser demolida) y de una de las viviendas.



► **Figura 1.** Grado de afectación de la iglesia de la población de Quetame y de una vivienda como consecuencia del sismo del 24 de mayo de 2008.

Fuente: Ingeominas.

Contexto geotectónico

La cordillera Oriental de Colombia corresponde a un orógeno invertido que coincide con un rift del Cretácico Inferior (Colleta et ál., 1990; Cediel et ál., 2003 & Mora et ál., 2006). Este orógeno ha

sido interpretado como una estructura de doble vergencia limitada por dos zonas de despegue (*detachments*) donde se concentra el acortamiento, de los cuales el oriental es la estructura principal, mientras que el occidental se considera un retroca-

balgamiento (*backthrust*). Además, ambas discontinuidades se vuelven horizontales en profundidad para transferir la deformación desde el oeste y a través de la corteza media (Mora et ál., 2008). Durante la Orogenia Norandina, hacia la parte media del flanco oriental de la cordillera Oriental, algunas fallas mesozoicas de carácter normal fueron reactivadas, destacándose actualmente la Falla de Servitá como un cabalgamiento mayor de basamento, y las fallas San Juanito y Naranjal, que solo han sufrido una reactivación compresiva menor (Mora et ál., 2006). Esta última estructura, cuyo plano posee una orientación general N15° E/90°, cruza sobre el epicentro relocalizado del sismo del 24 de mayo de 2008 (Ingeominas, 2008).

Según Orozco (2004) y Cortés & Angelier (2005), de acuerdo con la zonificación regional del régimen de esfuerzos en el noroccidente suramericano, el área del sismo está ubicada en la transición de dos regiones mayores con las siguientes características: 1) compresión pura WNW-ESE del frente oriental de cabalgamiento de la cordillera Oriental entre 4,8 y 8° N, con influencia de la colisión frontal del bloque Panamá-Costa Rica, y 2) compresión WSW-ENE oblicua con respecto al eje de la cordillera y bajo la influencia de la Placa Nazca, que hacia el sur de la latitud 3,5° N permitió el desarrollo de transcurrencias dextrales presentes en el frente oriental de cabalgamiento. Regionalmente, las fallas del borde oriental de la cordillera (Sistema de Fallas de los Llanos), según Cedié et ál. (2003) constituyen un límite tectónico entre el bloque Norandino y la Placa Suramericana (Pennington, 1981; Aggarwal, 1983; Freymueller et ál., 1993; Kellogg & Vega, 1995; Trenkamp et ál., 2002; Colmenares & Zoback, 2003), a lo largo del cual se destaca una importante actividad sísmica superficial (Velandia et ál., 2005; Cortés & Angelier, 2005; Catálogo de

Sismicidad de la Red Sismológica Nacional de Colombia, Ingeominas, 2009, entre otros). Hacia este límite se ha concentrado un acortamiento cortical durante los últimos 10 millones de años con valores pico de $\sim 5 \text{ mm año}^{-1}$ para los últimos tres millones de años. Dicho acortamiento acelerado, que representa $\sim 25\%$ del acortamiento orogénico total de 60 km y el 50% del acortamiento total en el flanco oriental de la cordillera, puede generar una cantidad representativa de flexura litosférica en áreas adyacentes que no han sido levantadas (Mora et ál., 2008).

Datos GPS y procesamiento

La campaña de campo 2008, realizada en la zona cercana al epicentro del sismo, permitió obtener datos GPS antes, durante y después de la ocurrencia del sismo. Las estaciones objeto de toma de datos en la zona cercana al sismo son BVIS (Buenavista), VILL (Villavicencio), MART (San Martín) y PLLE (Puerto Lleras), con tasa de muestreo de 30 segundos. Los equipos utilizados corresponden a receptores GPS doble frecuencia marca Trimble, modelo NetRS y antenas marca Trimble, tipo choke-ring, modelo 29659, con radome corto SCIGN, y sistemas de montaje de altura única (spike-mount de un metro), lo cual garantiza la toma de datos de muy alta calidad y, por consiguiente, de alta precisión (figura 2). En el marco del proyecto GeoRed, anualmente se ejecutan campañas GPS de campo con el fin de recolectar información en estaciones previamente construidas. En este caso, días antes de la ocurrencia del sismo objeto de este análisis, se había ocupado la estación BVIS; en el momento de la ocurrencia estaban tomándose datos en la estación VILL, razón por la cual se extendió el tiempo de observación en este sitio. Posteriormente volvió a recuperarse la estación BVIS.



► **Figura 2.** Sistema de montaje de antena GPS para la toma de datos empleando sistema de altura constante (spike-mount) de un metro. La foto corresponde a la estación BVIS.

Para el procesamiento, se tuvieron en cuenta datos de diferentes años con el fin de analizar el comportamiento de cada uno de los sitios. Los tiempos de observación y datos empleados de cada uno de los sitios de campo son:

- Estación BVIS: observaciones por 47 horas en 1994, 72 horas en 2008, antes del sismo, y 77 horas después del sismo.
- Estación MART: observaciones de 48 horas en 1996 y 96 horas en 2008, después del sismo.
- Estación PLLE: 48 horas de observación en 1996, 72 horas de observación en el 2003 y 96 horas en el 2008, después del sismo.
- Estación VILL: observación de 144 horas en 1994, 168 horas en 1996, 72 horas en 2003 y 120 horas en 2008; en 2008, las observaciones para el procesamiento se dividieron en dos periodos: 70 horas antes del sismo y 49 horas después del mismo, por ser la estación que estaba

rastreando satélites en el momento de la ocurrencia del sismo.

También se tuvieron en cuenta los datos de las estaciones permanentes de operación continua BOGT (Bogotá) y MZAL (Manizales). La primera, en operación 1994 como parte integrante de la red global de observación geodésica, corresponde a un receptor GPS doble frecuencia, marca Ashtech, modelo Z-Xtreme, y antena marca Ashtech, tipo choke-ring, configurado para toma de datos cada 30 segundos, mientras que la estación MZAL, en operación desde diciembre de 2003, consta de un receptor GPS doble frecuencia marca Trimble, modelo NetRS y antena marca Trimble, tipo Choke Ring, modelo 29659 con radome corto SCIGN, configurado para toma de datos cada 15 segundos. En la tabla 1 se indica la localización de las estaciones GPS incorporadas en el análisis geodésico del evento sísmico.

Tabla 1. Estaciones empleadas en el análisis geodésico del sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008 (P: Estación permanente; C: Estación de campo)

ID	Nombre	Latitud	Longitud	Altura	Tipo
BOGT	Bogotá	4° 38' 24.26"	-74° 4' 51.38"	2577.1228	P
MZAL	Manizales	5° 1' 47.97"	-75° 28' 13.89"	2101.3751	P
BVIS	Buenavista	4° 9' 41.01"	-73° 41' 2.99"	400.5829	C
VILL	Villavicencio	4° 3' 56.09"	-73° 22' 48.17"	324.2647	C
MART	San Martín	3° 16' 20.99"	-73° 41' 53.95"	481.2504	C
PLLE	Puerto Lleras	3° 16' 18.80"	-73° 22' 15.45"	250.1938	C

Por consiguiente, las estaciones permanentes GPS denominadas BOGT y MZAL, y de campo VILL y BVIS, tienen datos directos antes y después de la fecha de ocurrencia del sismo, así como de otros años antes de 2008, los cuales fueron empleados para este análisis. La figura 3 muestra la localización de las estaciones GPS permanentes (cuadrado azul) y de campo (cuadrado rojo) empleadas en

el análisis geodésico del sismo del 24 de mayo de 2008. Los triángulos azules corresponden a algunas de las estaciones sismológicas de la Red Sismológica Nacional operada por Ingeominas, que registraron el sismo en cuestión. Se muestra, además, la proyección esterográfica del mecanismo focal estimado por el Proyecto Global CMT (Centroid Moment Tensor, consultado en 2009).

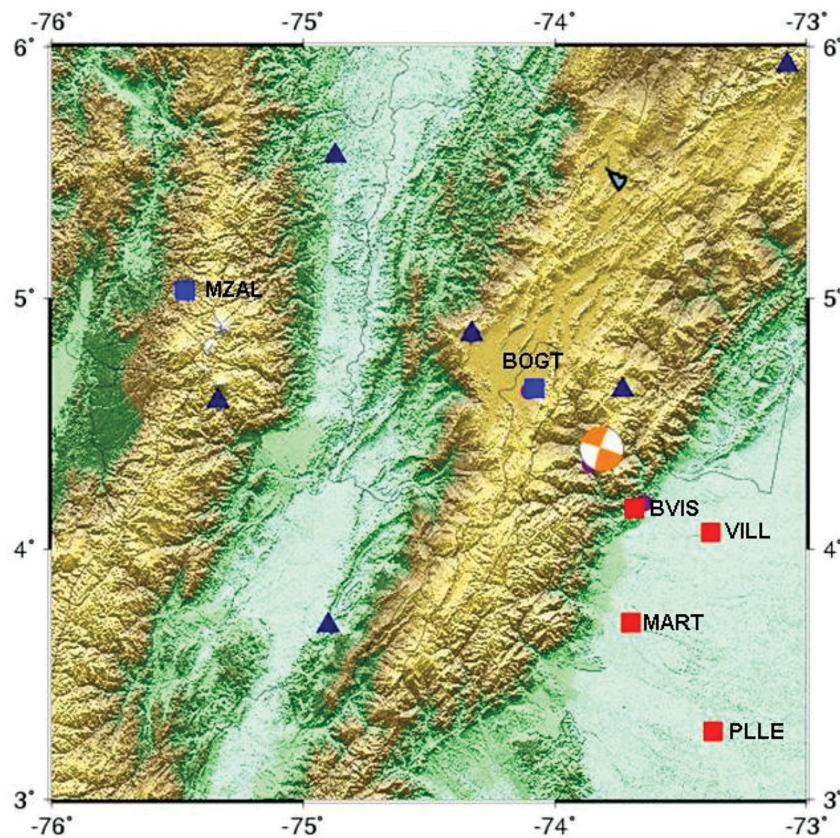


Figura 3. Localización de las estaciones GPS permanentes (cuadrado azul) y de campo (cuadrado rojo) empleadas para el análisis geodésico del sismo del 24 de mayo de 2008. Los triángulos azules corresponden a algunas de las estaciones sismológicas de la RSN que registraron el sismo en cuestión. El mecanismo global corresponde a la solución dada por el Proyecto Global CMT.

Los datos GPS de estaciones de campo de operación temporal, así como de estaciones permanentes de operación continua, son objeto de control de calidad y de conversión al formato universal RINEX mediante el empleo del software TEQC desarrollado por Unavco. El procesamiento de los datos se realizó mediante el empleo del software GIPSY-OASIS II, desarrollado por Jet Propulsion Laboratory (JPL-NASA), California Institute of Technology (Lichten & Border, 1987; Blewitt, 1989; Blewitt, 1990; Webb

and Zumberge, 1997; Zumberge et al., 1997), en el Centro Nacional de Procesamiento de Datos GPS del proyecto GeoRed, en virtud del convenio suscrito con Ingeominas. Como es requerido en el procesamiento científico de datos GPS, se emplearon datos de estaciones de rastreo de la red global IGS (International GNSS Service). La figura 4 muestra la localización de dichas estaciones, cuyos datos son proporcionados por la NASA, al igual que los archivos de órbitas corregidas.

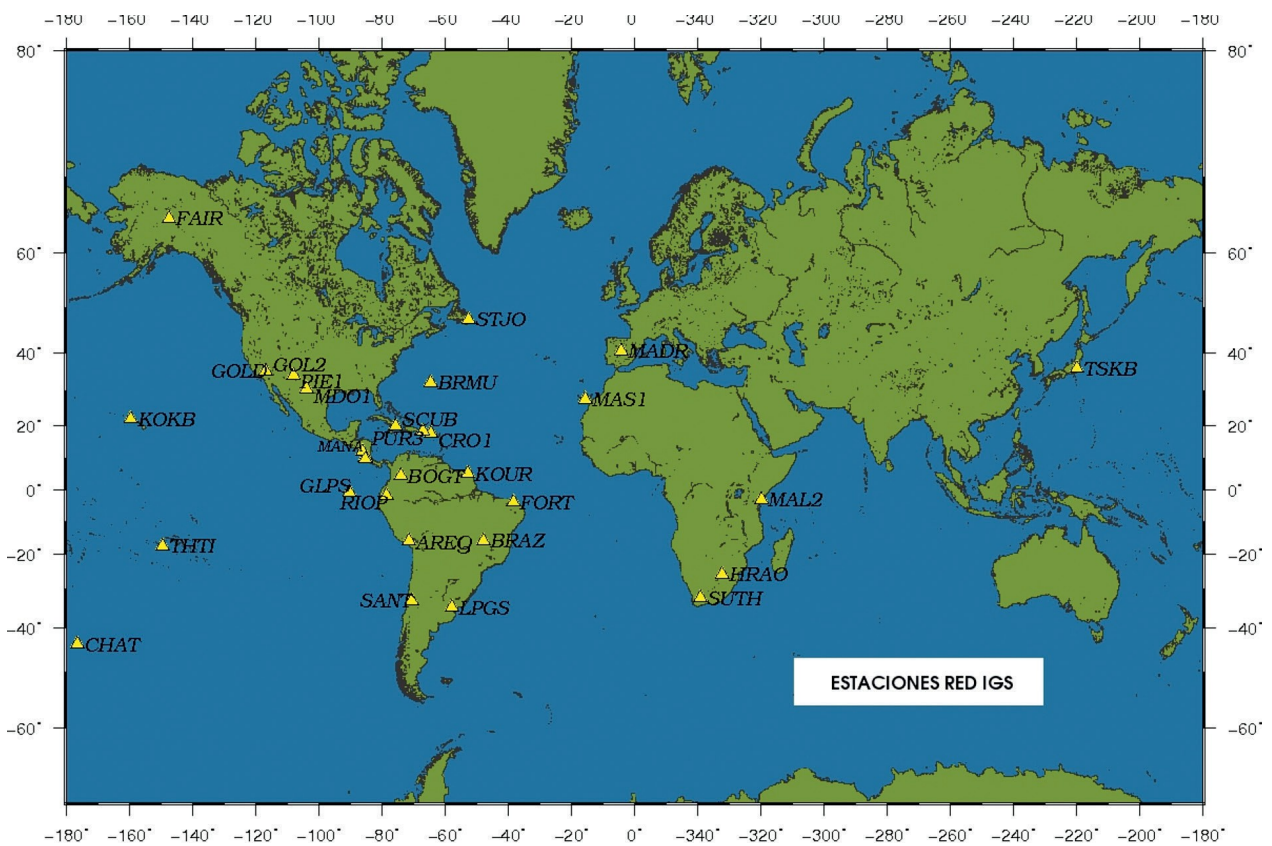


Figura 4. Estaciones de la red global de rastreo usadas en el procesamiento.

Resultados GPS

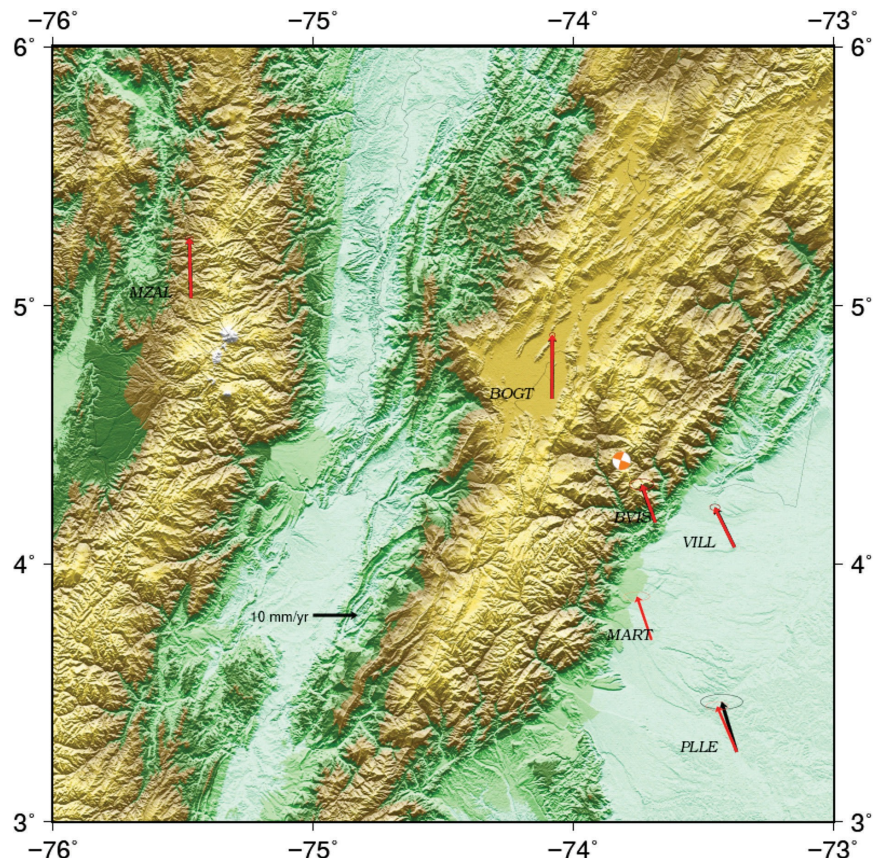
El resultado del procesamiento de datos GPS indica que no hay un efecto directo del sismo en los sitios de las estaciones GPS que fueron ocupadas antes y después de la ocurrencia del evento. La figura 5 muestra los vectores obtenidos antes y después de la ocurrencia del sismo en cada uno de los sitios ocupados mediante las campañas de campo, y los correspondientes a la operación de las estaciones permanentes (BOGT

y MZAL). Los vectores en color negro corresponden a los datos de GPS disponibles y procesados antes de la ocurrencia del evento sísmico; en color rojo, los datos obtenidos y procesados con posterioridad a este. La tabla 2 muestra los valores residuales para cada uno de las estaciones consideradas, y corresponde a las diferencias, tanto horizontales como verticales, entre los vectores obtenidos en el procesamien-

to antes y después del sismo. Teniendo en cuenta la magnitud del sismo y que la estación más cercana al lugar del epicentro, BVIS, está localizada a 28,5 km, se observan cambios horizontales muy pequeños que están dentro del nivel de ruido (error) de la señal. La estación MART no tiene observaciones representativas antes del sismo, de tal manera que se calculó solamente un vector para después del sismo, en color rojo. La estación PLLE muestra los mayores cambios, muy ligeros, del orden de 1,4 mm en la componente horizontal y 0,8 mm en la vertical, que en primera instancia podrían considerarse efecto directo del sismo; sin embargo, suponemos que dicho cambio se debe a un refinamiento del vector. El cambio en la estación BOGT fue 0,03 mm en la componente Este y 0,01 mm en la componente Norte.

En la figura 5 se puede apreciar que el cambio aludido en la estación PLLE está dentro de la elipse

de error de color negro, pero la elipse de error de color rojo es ahora mucho más pequeña, probablemente debido a los datos adicionales que entraron en la solución geodésica. Obsérvese el vector de 10 mm como escala en la parte inferior de dicha figura, que da una indicación de las velocidades relativas de las estaciones dispuestas sobre la placa Suramericana (VILL, MART, PLLE), de la estación ubicada en la zona límite oriental del Bloque Norte de los Andes (BVIS) y de las ubicadas en los Andes colombianos (BOGT y MZAL), expresadas en ITRF2000 (International Terrestrial Reference Frame, 2000). El ITRF es la materialización del Sistema de Referencia Terrestre Internacional (ITRS, de su sigla, en inglés), y corresponde a la combinación de diferentes soluciones de marcos de referencia terrestres usando diversas técnicas geodésicas espaciales, como VLBI, LLR, GPS y DORIS.



■ **Figura 5.** Vectores obtenidos antes y después de la ocurrencia del sismo en las estaciones geodésicas GPS consideradas. Los vectores en color negro corresponden a los datos disponibles y procesados antes de la ocurrencia del evento sísmico, y en color rojo, los datos obtenidos y procesados con posterioridad al evento.

Tabla 2. Valores residuales horizontales y vertical GPS para los sitios señalados

ID	Residuales (cm)		
	Norte	Este	Vertical
BOGT	0,001	0,003	-0,001
MZAL	0,014	0,001	-0,013
PLLE	0,099	0,104	0,084
VILL	0,006	0,013	-0,012
BVIS	0,011	-0,020	-0,018

Los errores asociados a la toma y el procesamiento de los datos GPS están dentro del nivel de confianza del 95%, como se aprecia en las elipses de error. Esto muestra la calidad de los datos obtenidos en el proyecto GeoRed tanto en los sitios de operación continua como en las múltiples observaciones bajo la modalidad de campañas de campo ejecutadas en diferentes años. Las estaciones BOGT y MZAL, por ser estaciones permanentes, tienen muchas observaciones: la primera desde 1994 y la segunda desde 2004. Lo importante para este análisis fue contar con un adecuado número de observaciones GPS de estaciones permanentes y de campo en la campaña GeoRed-08; igualmente, se consideraron las observaciones efectuadas en el proyecto CASA 1994-1998 (Trenkamp et ál., 2002), y de las campañas GeoRed-00 y GeoRed-03 (Mora & Trenkamp, 2005).

Deformación sismotectónica

De acuerdo con la información histórica (Ramírez, 1975; Espinosa, 1994 & Ingeominas, 2008), el lugar de ocurrencia del sismo del 24 de mayo de 2008, en cercanías del municipio de Quetame en el departamento de Cundinamarca, es una zona que en el pasado ha sido escenario de fuertes sismos, principalmente superficiales. En este caso, se puede decir que la ocurrencia de los sismos en el lugar corresponde a las deformaciones producidas por los campos regional y local de esfuerzos, gobernados principalmente por la dinámica de las placas tectónicas interactuantes en la región. El problema de encontrar las deformaciones producidas por la acumulación y la liberación de esfuerzos que se manifiestan con la ocurrencia de los sismos exige un tratamiento teórico de la reología, es decir, de las relaciones que ligán los esfuerzos y las

deformaciones, ampliamente tratadas en sismología. Porejemplo, los trabajos de Kostrov (1975), Risnichenko (1985), Kostrov & Das (1988) y Shebalin (1968), han demostrado que es posible calcular la dislocación causada por los sismos en zonas de actividad sísmica superficial e intermedia a partir del análisis del momento sísmico.

El momento sísmico escalar, parámetro introducido por Aki (1966), es muy importante en el estudio de la magnitud de un sismo, y representa el producto del desplazamiento relativo de la fractura por su área y el coeficiente de rigidez del medio en que se ha producido, lo cual es definido como

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} A$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar, μ es el módulo de cizalla o rigidez en dinas/cm², $\Delta \bar{u}$ el valor medio de la dislocación y A el área de la fractura.

Así, puede calcularse la dislocación sísmica durante un sismo a partir de la expresión

$$\Delta u = \frac{M_0}{\mu A}$$

Los parámetros de la fractura son calculados a partir de la solución del mecanismo focal del sismo.

Análisis del mecanismo focal

Como solución del mecanismo focal, se usa la propuesta por el Proyecto Global CMT (figura 6), que muestra la proyección de los dos planos, correspondientes a los dos posibles planos de ruptura en el foco, dividiendo zonas de compresión (color rojo) y dilatación (color blanco). Los parámetros de los planos obtenidos en la solución se observan en la tabla 3.

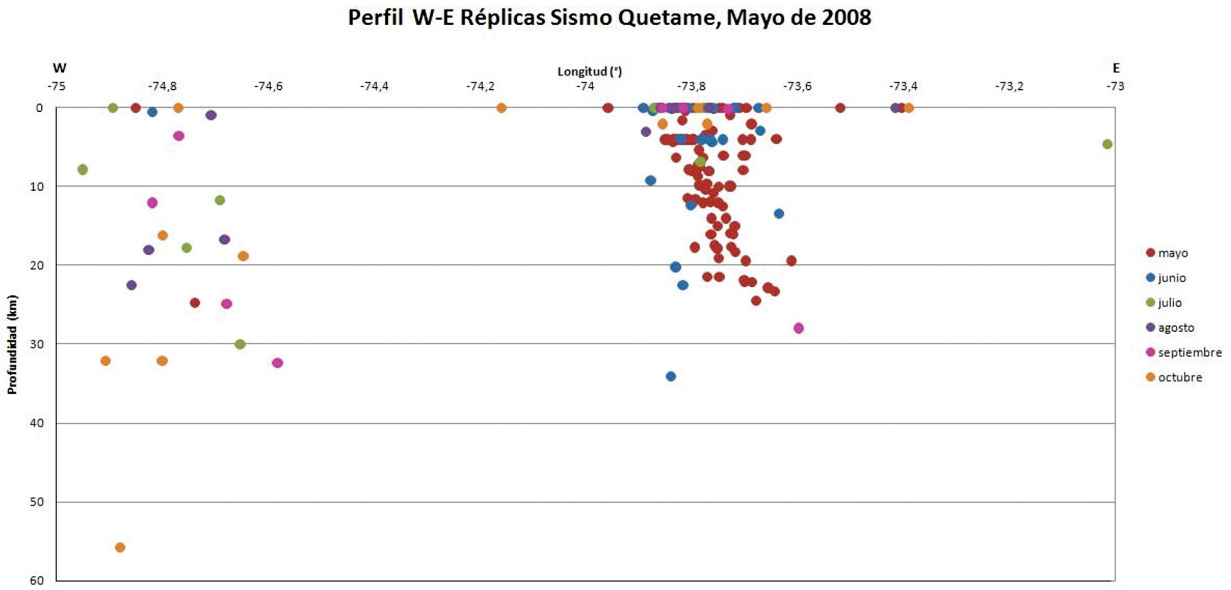


Figura 6. Proyección estereográfica del mecanismo focal propuesto por el Proyecto Global CMT.

Tabla 3. Planos nodales de la solución del mecanismo focal del sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008.

Planos Nodales	Azimut (φ)	Buzamiento (d)	Desplazamiento (λ)
Plano 1	196°	82°	-179°
Plano 2	106°	89°	-8°

Fuente: Proyecto CMT (2008).

Este resultado permite proponer que de los dos posibles planos de ruptura se da prelación al plano nodal dos (tabla 3), cuya orientación, de acuerdo con el mecanismo focal, es N16° E – S16° W (azimut $\mathbf{j} = 106^\circ$; buzamiento $d = 89^\circ$ y deslizamiento $\lambda = -8^\circ$) (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), coincidente con la orientación de la Falla Naranjal (Ingeominas, 2008). Desde esta consideración, se puede establecer que el movimiento predominante en la solución del mecanismo corresponde a una falla de desgarre lateral derecho con una pequeña componente de movimiento normal. Así, la solución del mecanismo focal de este terremoto es bastante consistente con la Falla Naranjal.

Deformación sismotectónica en la región focal

Para estimar la deformación sismotectónica producida en la región focal durante la ocurrencia del sismo, se toma en consideración el concepto de potencial sísmico específico en un volumen sismoac-

tivo (Kostrov, 1974; Drumia et ál., 1990), que corresponde a la *tasa de dislocación* durante el sismo, calculada teniendo en cuenta el momento sísmico escalar, para lo cual se utiliza la relación

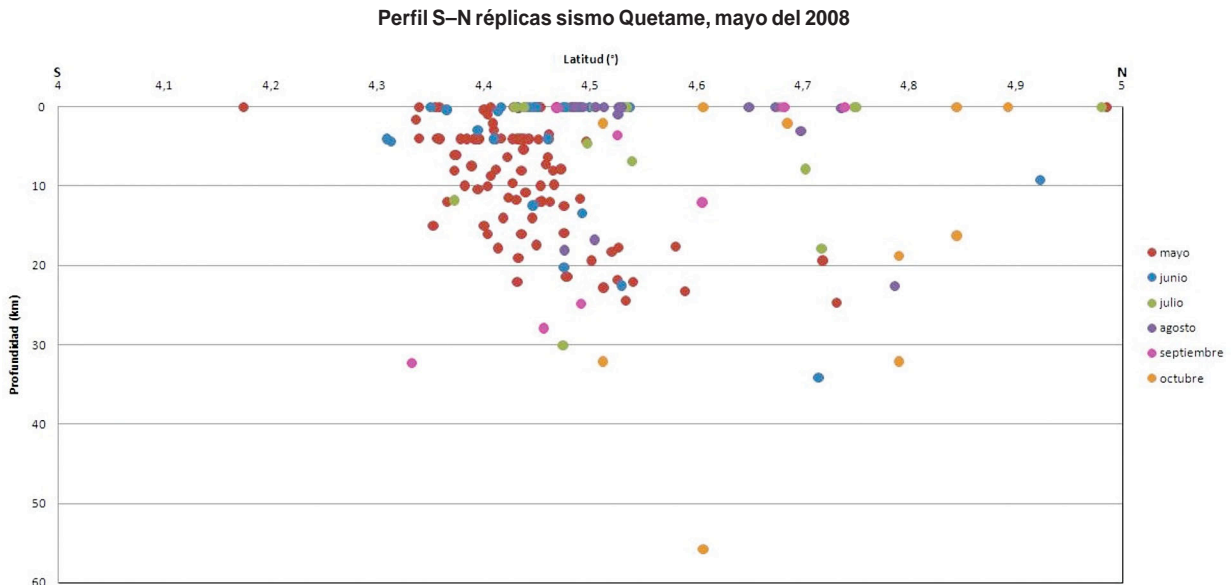
$$\dot{\epsilon} = \frac{M}{2\mu VT}$$

donde V es el volumen de la fractura y T es el tiempo de la deformación sísmica, correspondiente al periodo en que se desarrolla la fractura y la relajación de los esfuerzos dentro de su volumen, el cual es concordante con el tiempo de duración del sismo y sus réplicas.

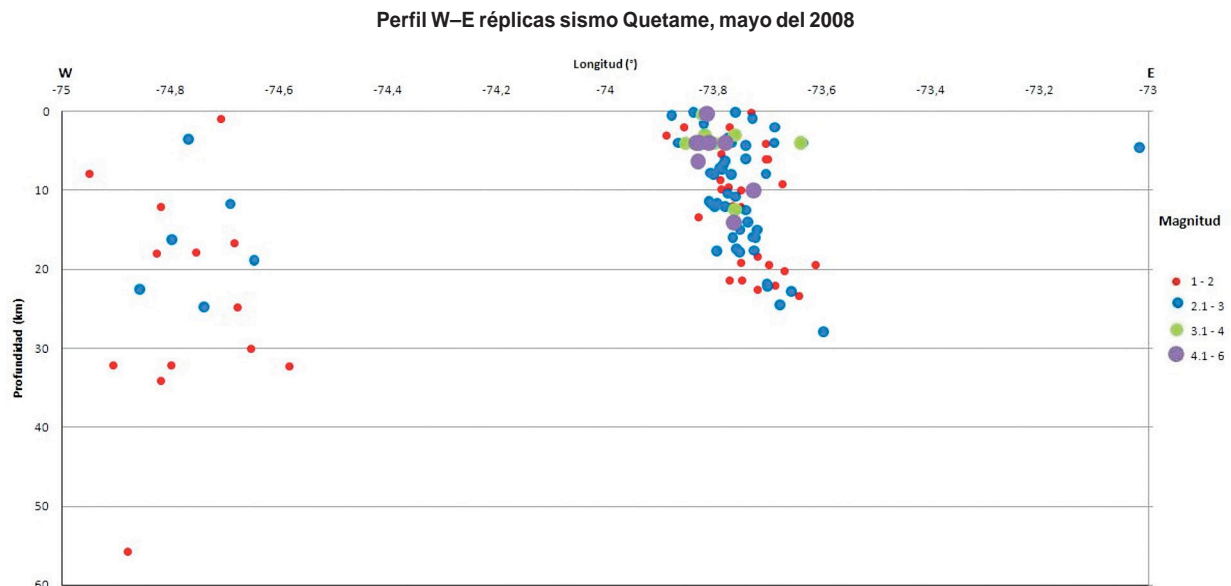
Aunque de acuerdo con la información de la Red Sismológica Nacional de Colombia, el proceso de réplicas pudo haberse prolongado hasta comienzos de octubre de 2008, para efectos de tomar el tiempo de cálculo se tienen en cuenta solo hasta el momento en que sus magnitudes inician un decrecimiento progresivo y conservan la localización epicentral alrededor del evento principal. En este

caso, se ha tomado el tiempo de registro de las principales réplicas del sismo registradas por la RSN para los primeros quince días desde la ocurrencia del sismo, es decir, hasta el 7 de junio de 2008, correspondientes a 106 réplicas (Ingeominas, 2008). A manera de información más amplia, la figura 7

muestra la distribución 3D de las réplicas en profundidad discriminadas por meses para el periodo mayo a octubre de 2008, mientras que la figura 8 muestra las mismas réplicas en función de la profundidad. Los parámetros de fuente son tomados a partir de la solución del mecanismo focal.



► **Figura 7.** Distribución 3D de las réplicas discriminada por meses para el periodo mayo a octubre de 2008.



► **Figura 8.** Distribución 3D de las réplicas discriminada por magnitud para el periodo mayo a octubre de 2008.

Dimensión geométrica del foco

El sismo principal del 24 de mayo de 2008, de conformidad con el catálogo del Proyecto Global CMT, tuvo una magnitud $M_w = 5,9$ y un Momento Sísmico Escalar $M_0 = 7,95 * 10^{24}$ dinas-cm; la profundidad reportada es 14,7 km. Las réplicas registradas por Ingeominas hasta el 7 de junio de 2008, cuando se nota una disminución en cantidad y magnitud, se distribuyeron en una profundidad de entre 0 y 24,5 kilómetros (Ingeominas, 2008).

El cálculo de los parámetros de la extensión geométrica del foco sísmico se realiza con base en los trabajos de varios autores (Risnichenko, 1976; Shebalin, 1971; Shebalin, 1974), de donde se deduce que para sismos con magnitud $M > 5,0$, las extensiones horizontal (l_x) y vertical (l_z), se definen a partir de las siguientes relaciones empíricas:

$$\log l_x = 0,7M - 2,8$$

$$\log l_z = 0,5M - 1,8$$

La longitud del plano principal de la ruptura en la dirección de su azimut (L), y su ancho respecto a la inclinación (W), pueden calcularse con base en las siguientes relaciones:

$$\log L = 0,440M - 1,289$$

$$\log W = 0,401M - 1,448$$

mientras que el área de la superficie de ruptura puede determinarse mediante la fórmula

$$\log S_o = M - 3,6$$

De esta forma, se obtiene que los parámetros geométricos del foco calculados son:

Extensión horizontal: $l_x = 21,4$ km
 Extensión vertical: $l_z = 14,1$ km
 Longitud del plano de ruptura: $L = 20,3$ km
 Ancho del plano de ruptura: $W = 8,3$ km
 Área de la superficie de ruptura: $S_o = 199,5$ km²

Se puede apreciar que los valores de l_x y L , en términos generales, son equivalentes. El valor de S_o es significativo al ser comparado con el resultado de $L * W = 168,5$ km².

El volumen es calculado mediante la fórmula

$$V = S_o * H,$$

donde H corresponde a la profundidad determinada por las réplicas, que en este caso, de acuerdo con la información proporcionada por Ingeominas (2008), es 24,5 km. Por tanto,

$$V = 4888,4 \text{ km}^3$$

Wells y Coppersmith (1994) propusieron un conjunto de modelos de regresiones lineales a partir del análisis de parámetros de la fuente para 244 sismos continentales interplaca e intraplaca de foco somero (profundidades hipocentrales de menos de 40 km), con magnitudes $\geq 4,5$, en los cuales relacionaron la longitud, el ancho y el área de ruptura con la magnitud de momento, entre otras variables. Estas ecuaciones fueron retomadas en este trabajo con el fin de establecer un marco de comparación con los resultados obtenidos de Risnichenko (1976) y Shebalin (1971, 1974). Es importante considerar que el conjunto de datos utilizado por Wells y Coppersmith (1994) posee una dispersión relevante, que no es evidente debido a la transformación logarítmica aplicada a los parámetros geométricos del foco con el fin de incrementar la fuerza de los ajustes lineales (expresada en los altos coeficientes de determinación r^2) (figura 9 y tabla 4); también es de notarse el hecho de que las estimaciones de los parámetros geométricos halladas en este estudio para el terremoto de Quetame encajan en la dispersión de los puntos en las gráficas (figura 9). Al usar las ecuaciones de Wells y Coppersmith como estimadoras de los valores de extensión del foco, se encontró que estos son menores que los calculados por los métodos de Risnichenko (1976) y Shebalin (1971, 1974) hasta en un 60% (tabla 4).

Tabla 4. Comparación de parámetros de extensión geométrica del foco calculados a partir de las ecuaciones de Risnichenko (1976) y Shebalin (1971, 1974), y de los modelos lineales de Wells y Coppersmith (1994) significativos a un nivel de confianza del 95%

Método de estimación	Parámetros geométricos		
	Longitud del plano de ruptura (L) (km)	Ancho del plano de ruptura (W) (km)	Área de la superficie de ruptura (S_0) (km ²)
Risnichenko (1976), Shebalin (1971, 1974) (este trabajo)	20,3	8,3	199,5
Wells y Coppersmith (1994)	11,3 ⁽¹⁾	6,5 ⁽²⁾	76,3 ⁽³⁾

Ecuaciones lineales de Wells y Coppersmith (1994) para sismos de desplazamientos transcurrentes:

$$^{(1)} M = 4,33 + 1,49 \log L; n = 93; r^2 = 0,93$$

$$^{(2)} M = 3,80 + 2,59 \log W; n = 87; r^2 = 0,71$$

$$^{(3)} M = 3,98 + 1,02 \log S_0; n = 83; r^2 = 0,93$$

M : Magnitud del sismo; n : número de eventos; r^2 : Coeficiente de determinación

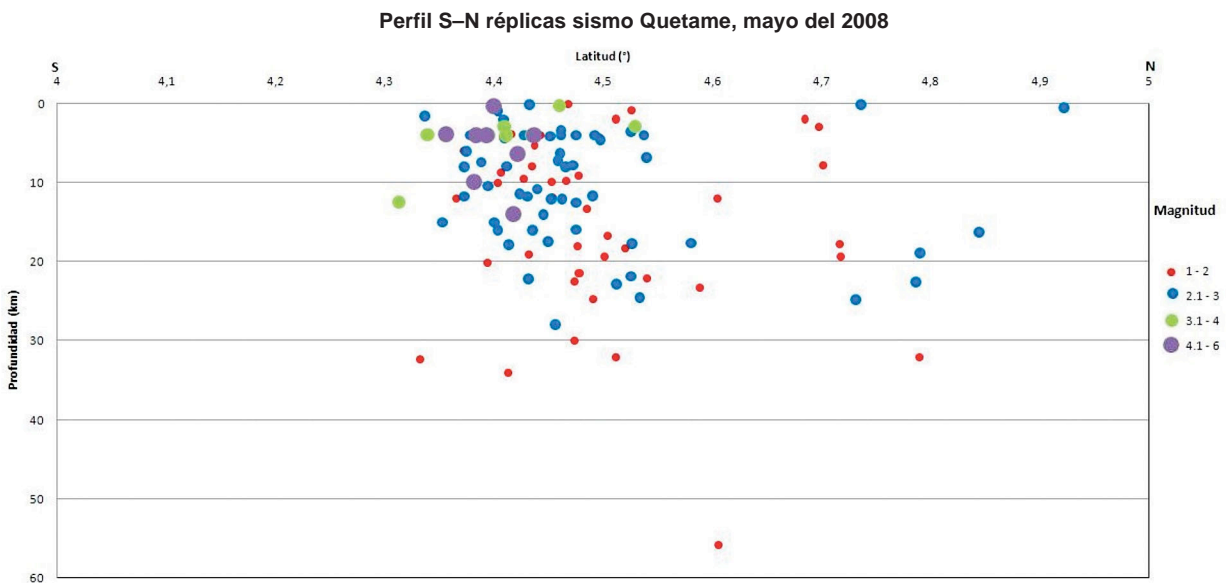


Figura 9. (Izq.) Diagramas de dispersión (puntos azules: desplazamientos transcurrentes; rojos: inversos; verdes: normales) y regresiones lineales (líneas negras gruesas) entre la magnitud del sismo y los parámetros de extensión geométrica del foco: longitud de la ruptura subsuperficial (A), ancho de la ruptura sub-superficial (B) y área de ruptura (C). Las líneas negras gruesas discontinuas indican la región de confianza de la regresión a un 95%. Las líneas negras punteadas y el punto negro muestran los valores calculados en este estudio para el sismo de Quetame M_w 5.9 con base en las ecuaciones de Risnichenko (1976) y Shebalin (1971, 1974). (Der.) Líneas de regresión para sismos de desplazamientos transcurrentes (punteada – azul), inversos (discontinua – roja) y normales (verde). La línea negra representa el ajuste lineal para el conjunto total de datos (Modificado de Wells y Coppersmith, 1994).

Deformación sismotectónica (tasa de dislocación)

La deformación sismotectónica o tasa de dislocación se determinó considerando el concepto de flujo sísmico de la masa rocosa, introducido por Kostrov (1974), mediante la relación

$$\dot{\epsilon}_i = \frac{M_0}{2\mu VT}$$

para lo cual consideramos en este caso, que $M_0 = 7,95 \cdot 10^{24}$ dinas.cm, $\mu = 3,0 \cdot 10^{11}$ dinas/cm²,

V es el volumen de la ruptura calculado anteriormente, y T corresponde al tiempo en el cual se registraron las réplicas; en este caso, 15 días. De esta manera, los cálculos demuestran que la tasa de dislocación en la región focal es

$$\dot{\epsilon}_i = 2,1 \cdot 10^{-12} \text{ seg}^{-1}$$

Por tanto, la tasa de dislocación en la región focal en la dirección horizontal (L_x), determinada

como $\epsilon_x = \dot{\epsilon}(l_x)$, se da a una velocidad de $4,5 \cdot 10^{-6}$ cm/seg; mientras que la dislocación en la dirección vertical (l_z), descrita como $\epsilon_x = \dot{\epsilon}(l_x)$, ocurre a la velocidad de $3,0 \cdot 10^{-6}$ cm/seg.

Teniendo en cuenta que se trata de un sismo intraplaca de origen cortical, estos valores de velocidad de dislocación pueden considerarse normales en el proceso de deformación gobernado por la dinámica de las placas litosféricas que actúan en la región.

Es preciso señalar que estos parámetros corresponden a las tasas de deformación que se presentan en la región focal como producto del proceso sísmico, caracterizado por el evento principal y las réplicas asociadas, lo que no necesariamente implica que dichas deformaciones tengan que manifestarse, por lo menos para el presente ambiente tectónico, de forma permanente y directa en la superficie terrestre para ser medibles por métodos geodésicos convencionales o satelitales. Esto podría ser posible en otros ambientes tectónicos o para sismos de mayor magnitud en ambientes similares al de la región de ocurrencia del terremoto estudiado.

Este argumento se sustenta en que las extensiones horizontal y vertical del foco, que convencionalmente transcurren desde el punto inicial de liberación de energía (centro de energía-masa) hacia arriba y hacia abajo, se realizan con valores relativos de velocidad muy bajos, de manera que el ambiente tectónico que caracteriza a este evento no permite su manifestación directa como un gran campo de deformación superficial que pueda ser medible geodésicamente; por tanto, no se aprecia un efecto directo en los sitios de las estaciones GPS que fueron ocupadas antes y después de la ocurrencia del sismo del 24 de mayo de 2008.

Shebalin (1974) introduce el parámetro concepto de “Resistencia logarítmica” del foco del sismo, que se representa mediante el parámetro Q , el cual puede servir para valorar la solidez o la resistencia de las propiedades físicas en la región focal, y es elemento de comparación con la capacidad de radiación o emisión de energía del foco. Se considera que el valor medio de este parámetro es $Q = 3,6$. Los focos pueden ser clasificados de mane-

ra que focos con $Q \leq 3,0$ son denominados blandos o débiles; focos con $3,0 < Q < 4,0$ son normales; mientras que focos con $Q > 4,0$ son violentos. Este parámetro se determina a partir de la relación

$$Q = M - \log S_0$$

Para el caso del sismo de Quetame con $Q = 3,6$, se considera un foco de resistencia física y emisión normal.

Conclusiones

Del presente estudio y análisis se puede establecer la importancia de tener en funcionamiento una red de estaciones permanentes GPS de operación continua, así como la realización anual de campañas de campo para el estudio geodinámico del territorio en general y, en particular, durante la ocurrencia de un evento sísmico. Por ejemplo, el esfuerzo actual del Ingeominas con el proyecto GeoRed, lo cual permitirá incrementar el conocimiento espacial y temporal del panorama tectónico del país. Esta información será útil para analizar y visualizar la posible ocurrencia de grandes sismos en Colombia mediante la determinación de la deformación tectónica con este tipo de instrumentación, como ha sido establecido en artículos correspondientes a otras zonas de estudio. Además de poder entender los mecanismos de liberación de la deformación, lo cual permitirá aportar información relevante en el campo de la gestión del riesgo con énfasis en la prevención de desastres por este tipo de fenómenos.

Con respecto a las apreciaciones sismotectónicas, se puede establecer que el evento ocurrido corresponde a un sismo intraplaca de origen cortical, el cual presenta valores de velocidad de dislocación considerados normales en el proceso de deformación gobernado por la dinámica de las placas litosféricas que actúan en la región, con las características que la tasa de dislocación en la dirección de la extensión horizontal del foco (l_x) ocurre a una velocidad de $4,5 \cdot 10^{-6}$ cm/seg, mientras que la dislocación en la dirección de la extensión vertical (l_z) se da a una tasa de $3,0 \cdot 10^{-6}$ cm/seg.

Finalmente, teniendo en cuenta el concepto de resistencia logarítmica del foco, planteado por Shebalin (1974), el foco del sismo de Quetame es de resistencia y emisión física, clasificado como normal.

Reconocimientos

El proyecto de investigación y desarrollo Implementación Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS para estudios e investigaciones geodinámicas”, más conocido como GeoRed (Mora, 2006), es financiado por el Estado colombiano, ejecutado por Ingeominas a través de la Subdirec-

ción de Geología Básica de la Dirección Técnica del Servicio Geológico y corresponde al código BPIN 0043000220000 en el Departamento Nacional de Planeación.

Los mapas de este artículo fueron generados empleando el software GMT (Generic Mapping Tool), Wessel and Smith, (2009). Se expresan los agradecimientos a la NASA, el IGS y a Unavco por el suministro de productos requeridos para el procesamiento de los datos. Finalmente, a los revisores anónimos, cuyos comentarios permitieron enriquecer la versión original de este artículo.

Referencias bibliográficas

- Aggarwal, Y. (1983). Seismic slip rates and earthquake rupture zones in the southern Caribbean: implications for plate motions and earthquake hazards in this region-Cartagena, Colombia. Abstracts, Tenth Caribbean Geological Conference, 16.
- Aki, K. (1966). Generation and propagation of G wave from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Estimation of earthquake moment, released energy, stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 73-89.
- Blewitt, G. (1990). An automatic editing algorithm for GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 199-202.
- Blewitt G. (1989). Carrier phase ambiguity resolution for the global positioning system applied to geodetic baselines up to 2000 km. *J. Geophys. Res.*, 94 (B8), 10187-10203.
- Cediel, F., Shaw, R. P. & Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. En Bartolini, C., Buffler, R.T. & Blickwede, J. (eds.). The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. *AAPG Memoir 79*, 815-848.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. & Rudkiweicz, J. L., (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section. En Letouzey, J. (ed.). *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, pp. 81-100. París: Editions Technip.
- Colmenares, L. & Zoback, M. D. (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology*, 31(8), 721-724.
- Cortés, M. & Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403, 29-58.
- Drumia, A. V., Stepanenko, N. Y. & Poyata, I. A. (1990). Sismicidad y deformación sismotectónica en la región del Brancha y otras regiones del mundo con focos sísmicos de profundidad intermedia. En Drumia et ál. (eds.). *El Sismo de los Cárpatos de 1986*. Kishiniev, 21-29 (en ruso).
- Espinosa, B. A. (1994). Sismicidad histórica de Santafé de Bogotá y su área (1500-1994); Ingeominas, Microzonificación sísmica de Santafé de Bogotá, 39 p., Inédito.
- Freymueller, J.T., Kellogg, J. N. & Vega, V. (1993). Plate motions in the North Andean region. *J. Geophys. Res.*, 98, 21853-21863.
- Global CMT Project. (2009). Catálogo CMT. <http://www.globalcmt.org/>. Consultado en marzo del 2009.
- Ingeominas (2008). *El sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008. Aspectos sismológicos y evaluación preliminar de daños*. Informe preliminar n.º 2. Bogotá: Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas), Subdirección de Amenazas Geológicas y Entorno Ambiental.
- Ingeominas (2009). Catálogo de Sismicidad de la Red Sismológica Nacional de Colombia. <http://www.ingeominas.gov.co/index.php?option=com_wrapper&Itemid=270>
- Kellogg, J.N., Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombia Andes: Constraints from global positioning system geodetic

- studies and gravity. En Mann, P. (ed.). Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America. *GSA Special Paper*, 295, 75-90.
- Kostrov, B. (1975). *Mecánica de los focos de los sismos Tectónicos*. Nauka (en ruso).
- Kostrov, B. & Das, S. (1988). *Principals of Earthquakes Source Mechanics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Lichten, S. M. & Border, J. S. (1987). Strategies for high-precision global positioning system orbit determination. *J. Geophys. Res.*, 92, 12751-12762.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C. & Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25, p.TC2010, doi: 10.1029/2005TC001854.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R. & Sobel, E. R. (2008). Climate forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *GSA Bull.*, 120 (7-8), 930-949.
- Mora, H. (2006). Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámicos. Propuesta de proyecto, posteriormente aprobado, presentada al Ministerio de Minas y Energía y al Departamento de Planeación Nacional, documento BPIN.
- Mora, H. & Trenkamp, R. (2005). Investigaciones Geodésicas satelitales GPS en el Occidente Colombiano, Informe 1-1, Subproyecto de Sismotectónica, Informe Final del proyecto "Microzonificación sísmica de la ciudad de Santiago de Cali". En Alvarado, C. (ed.). Ingeominas-DAGMA.
- Orozco, L. A. (2004). *Propuesta de definición de provincias sismotectónicas y modelo de bloques de deformación actual para Colombia*. Informe Técnico. Bogotá: Ingeominas (inédito).
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of eastern Panamá basin and seismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86(B11), 10753-10770.
- Ramírez, J. E. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia*. 2da. ed. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 250 pp.
- Risnichenko, Y. V. (1976). Dimensiones del foco sismos corticales y el momento sísmico. En *Investigaciones sobre física de los sismos*. Moscú: Nauka (en ruso).
- Risnichenko, Y. V. (1985). *Problemas de la sismología*. Obras escogidas. Moscú: Nauka (en ruso).
- Shebalin, N. V. (1968). Problemas de la naturaleza de los sismos profundos. Informes de la Académica de Ciencias de la URSS. T. 181, 5, 1119-1122 (en ruso).
- Shebalin, N. V. (1971). Cálculo de las dimensiones y posición del foco del sismo de Tashkien mediante datos macrosísmicos e instrumentales. En *El sismo de Tashkien de 1966*. Tashkien: Académica de Ciencias de la URSS, pp. 68-79 (en ruso).
- Shebalin, N. V. (1974). Focos de sismos fuertes en el territorio de la URSS. Moscú: Nauka, 54 pp. (en ruso).
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J.T. & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASAGPS observations. *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 157-171.
- Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., Villegas, H. (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399, 313-329.
- Webb, F. & Zumberge, J. F. (1997). *An introduction to GIPSY-OASIS II. Jet Propulsion Laboratory*. California: Institute of Technology.
- Wells D. L. & Coppersmith K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002.
- Wessel, P. & Smith, W. (2009). GMT v. 4.4.0. En <http://gmt.soest.hawaii.edu/>
- Zumberge J., M. Heflin, B., Jefferson, D. C., Watkins M. M. & Webb, F. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *J. Geophys. Res.*, 102 (B3), 5005-5017.

Firma Adakítica en los productos recientes de los volcanes Nevado del Huila y Puracé, Colombia

ADAKITIC SIGNATURE IN THE RECENT PRODUCTS FROM NEVADO DEL HUILA AND PURACÉ VOLCANOES, COLOMBIA

MARÍA LUISA **Monsalve**
ANA MARÍA **Correa Tamayo**
MÓNICA **Arcila**¹
JAQUELINE **Dixon**²

Resumen

En Colombia, lavas recientes de los volcanes Nevado del Huila y Puracé, ubicados en la parte media de la cordillera Central, muestran características geoquímicas con clara tendencia adakítica (por ejemplo, contenidos altos en Sr y LREE y bajos en Y y HREE, altas Sr/Y y La/Yb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7045$). Dichas características usualmente se asocian a contextos tectónicos particulares que permiten la participación de fundidos de la placa subducente en la génesis de los magmas. Análisis de sismicidad y anomalías gravimétricas, permite inferir la geometría de la subducción, e información de anomalías magnéticas y edades del piso oceánico, llevan a postular la participación de un rasgo en la Placa de Nazca (Dorsal fósil de Buenaventura) en la petrogenesis de los magmas que alimentan a dichos volcanes, originados por fusión parcial de la cuña mantélica, probablemente metasomatizada por fundidos provenientes de la placa oceánica subducente, con poca o limitada participación cortical.

Abstract

In Colombia, recent lavas from Nevado del Huila and Puracé volcanoes, located in the middle part of the Cordillera Central, show geochemical characteristics with a adakitic signature (i.e. high Sr and LREE contents, low Y and HREE contents, high Sr/Y and La/ Yb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7045$). These geochemical characteristics have been associated to specific tectonic settings that allow the participation of subducted slab melts in the genesis of the magmas. Analysis of seismicity and gravimetric anomalies allows to infer the geometry of the subduction, and the information from magnetic anomalies and ages of the oceanic floor, make possible to postulate the participation of a Nazca Plate feature (Buenaventura paleo-rift), in the petrogenesis of the magma feeding those volcanoes, that could be originated by the partial melting of a mantle wedge, probably metasomatized by melts from the subducting slab, with little or limited crustal assimilation.

Palabras clave

Adakita, volcán Nevado del Huila, volcán Puracé, Placa de Nazca, Centro de expansión fósil de Buenaventura.

Key words

Adakite, Buenaventura paleo-rift, Nazca Plate, Nevado del Huila Volcano, Puracé Volcano.

Artículo recibido el 29 de agosto del 2009. Aprobado el 16 de diciembre del 2009.

1 Servicio Geológico Colombiano, mmonsalve@sgc.gov.co, acorrea@sgc.gov.co, marcila@sgc.gov.co

2 University of South Florida, jdixon@usf.edu

Introducción

Durante la subducción, materiales de la placa oceánica subducente o de la cuña mantélica, son modificados por procesos de deshidratación, metamorfismo, metasomatismo y fusión parcial, originando productos en forma de fundidos, fluidos acuosos y volátiles. En general, el magmatismo en las márgenes convergentes es el resultado de la fusión parcial de la cuña mantélica, que ha sido afectada por fluidos derivados de la litosfera oceánica subducida (Wyllie, 1979; Schmidt & Poli, 1998 & Van Keken, 2003); sin embargo, algunas lavas de márgenes convergentes, denominadas adakitas, presentan componentes que indican su origen por fusión parcial de la placa subducida (Defant & Drummond, 1990; Kay et ál., 1993).

El vulcanismo reciente en la Zona Volcánica Norte de los Andes (ZVNA), donde se encuentran localizados los volcanes de Colombia y Ecuador, es el resultado de la convergencia de las placas de Nazca y Suramérica. Con base en análisis geoquímicos, diversos autores han asignado un carácter calcoalcalino a este vulcanismo, que ha sido interpretado como producto de la fusión parcial de la cuña mantélica, metasomatizada por fluidos provenientes de la deshidratación de la placa oceánica subducente, con algún grado de contaminación cortical (Hawkesworth et ál., 1979; Harmon et ál., 1984; James & Murcia, 1984; Marriner & Millward, 1984; Kilian & Pichler, 1989; Droux & Delaloye, 1996; Marín-Cerón 2007). Además, desde hace algunos años, con la identificación de adakitas en el Ecuador, explicada en parte por subducción de la Dorsal de Carnegie (Robin et ál., 1997; Beate et ál., 2001; Bourdon et ál., 2002a; Bourdon et ál., 2002b; Samaniego et ál., 2002; Samaniego et ál., 2005) se demuestra el papel importante que cumple la complejidad tectónica de la región en la génesis de estos magmas.

Adakita es un término petrológico introducido por Defant & Drummond (1990) para referirse a rocas volcánicas o intrusivas, cuya génesis relacionaron con la fusión parcial de litosfera oceánica caliente y joven (≤ 25 Ma) en arcos de subducción

cenozoicos. Generalmente, se refiere a rocas de composición intermedia a ácida (andesitas y dacitas) con alto contenido de Estroncio (Sr) (raramente < 400 ppm), bajas concentraciones de HREE e Y (por ejemplo, Yb $< 1,9$ - $2,0$ ppm e Y < 18 - 20 ppm), altas relaciones Sr/Y (> 40 - 50), baja concentración de elementos de alto potencial iónico o *high field strength element* (HFSE), enriquecimiento en LREE (i.e. La/Yb > 9 - 20) y en elementos de bajo potencial iónico o *low field strength element* (LFSE o LILE = *large ion lithophile element*), y relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7040$ - $0,7045$ (Kay, 1978; Defant & Drummond, 1990; Maury et ál., 1996; Martin, 1999). Autores como Martin (1999) y Defant & Kepezhinskas (2001) indican otras características distintivas de las adakitas: altos contenidos de Ni y Cr (~ 24 y 36 ppm respectivamente), bajas relaciones de Fe/Mg y de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ($\sim 0,42$) y un valor moderadamente alto de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ de aproximadamente 7% peso.

Igualmente, el término se ha empleado para designar rocas que presentan características similares a las de adakitas típicas, en ambientes tectónicos diferentes donde normalmente no se produciría este tipo de magmas, lo que llevó a plantear diversos modelos y procesos para explicar su generación en dichos ambientes tectónicos. Ha sido tema de gran debate el reporte de adakitas, cenozoicas, asociadas a la zona de subducción de los Andes Centrales y los Andes del Norte (Garrinson & Davidson, 2003) o a sistemas de subducción fósiles mesozoicos y paleozoicos (Ramos et ál., 2004).

En este trabajo se presentan datos geoquímicos de los volcanes Nevado del Huila y Puracé, este último en la Cadena Volcánica de Los Cocunucos (CVLC), localizados ambos en la cordillera Central de Colombia (figura 1), a 285 km y 360 km al SW de Bogotá, respectivamente, y a 83 km al NE y 28 km al E de Popayán, en su orden. Estos dos volcanes muestran una tendencia adakítica en su composición, que podría estar indicando un proceso diferente o adicional al modelo tradicional de generación de magmas en los Andes colombianos.

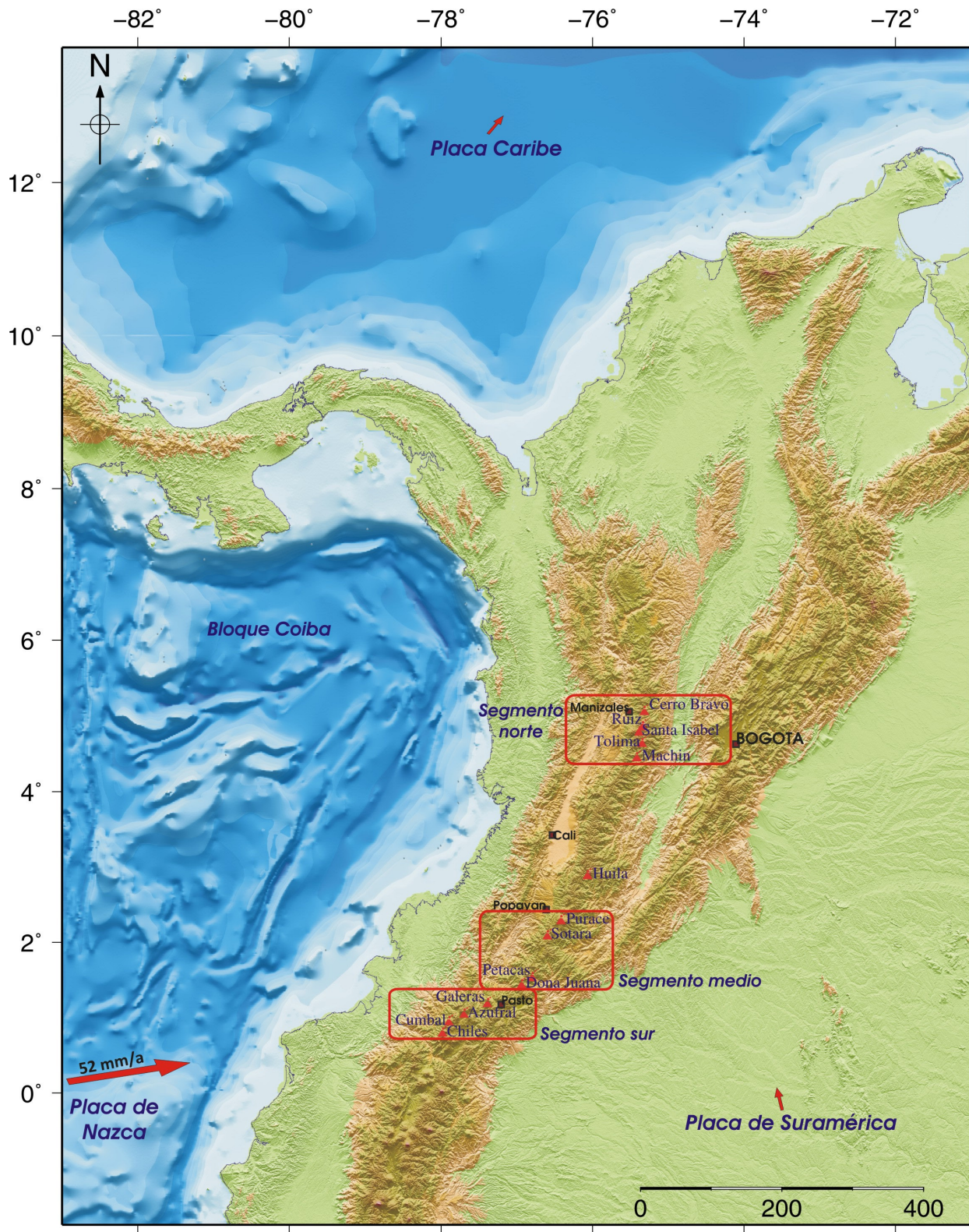


Figura 1. Localización de los volcanes activos colombianos en el contexto tectónico del NW de Suramérica, marcado por la convergencia de las placas de Nazca y Suramérica, agrupados en los tres segmentos principales. Se resalta el volcán Nevado del Huila, ubicado en el gap de 280 km, entre los segmentos norte y centro. Origen de los magmas adakíticos

Varios modelos han sido planteados para explicar la génesis de las adakitas y se piensa que la heterogeneidad geoquímica refleja varios mecanismos por los cuales se pueden producir este tipo de magmas. En general, estos modelos tienen en cuenta la participación de un componente del tipo basalto metamorfizado a facies eclogita, en la fuente magmática, en un ambiente de subducción (Martin, 1986; Defant & Drummond, 1990; Drummond & Defant, 1990; Sajona et ál., 1995; Maury et ál., 1996; Kelemen et ál., 2003a). Se han propuesto cuatro modelos petrogénéticos, entre los cuales existen, a veces, solo diferencias sutiles en las “firmas geoquímicas” consideradas.

Fusión parcial de corteza oceánica subducida

Puede ocurrir si la corteza es joven (Defant & Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et ál., 2005), si el ángulo de subducciones bajo (subducción plana) o si existe proximidad de un manto caliente a través de ventanas mantélicas o “desgarraduras” (*tears*) en la placa subducente. Estas ventanas o desgarres pueden producirse por subducción de dorsales (*ridges*) o fracturas presentes en la litosfera subducente (Abratis & Wörner, 2001; Yogodzinski et ál., 2001; Rogers et ál., 2002; Calmus et ál., 2003; Levin et ál., 2005). Tales desgarres permiten el ascenso de material astenosférico caliente, que funde los bordes de la placa subducente (Yogodzinski et ál., 1995; Yogodzinski et ál., 2001; Thorkelson & Breitsprecher, 2005).

Fusión parcial de cuña astenosférica metasomatizada por fundidos provenientes de la placa subducida

Puede producir rocas “exóticas”, desde basaltos ricos en Nb hasta andesitas altas en Mg, o rocas con geoquímica similar a las adakitas (Sajona et ál., 1996; Kepezhinskas et ál., 1996; Maury et ál., 1998; Rapp et ál., 1999; Prouteau et ál., 2001; Kelemen et ál., 2003b). El magma generado por fusión directa de la placa subducida y el magma producido por fusión parcial de la cuña peridotítica metasomatizada pueden tener relaciones de elementos tra-

za y abundancias isotópicas similares; sin embargo, presentan diferencias en el contenido de elementos mayores (por ejemplo, Si, Al, Ti y Mg), acoplado a la concentración de elementos traza compatibles (Martin et ál., 2005).

Fusión parcial de la corteza continental inferior

Atherton & Petford (1993) sugieren que algunos magmas adakíticos podrían producirse por la fusión parcial de corteza máfica resultado de acreción subcortical (*underplating*) bajo cinturones orogénicos de gran espesor (>50 km). Estos magmas presentan características similares a los producidos por fusión parcial de la corteza oceánica metamorfizada a facies eclogita (Atherton & Petford, 1993; Petford & Atherton, 1996; Xu et ál., 2002). Esta hipótesis se ha planteado para explicar la génesis de lavas generadas en numerosos volcanes de la Zona Volcánica Central Andina (Hildreth & Moorbath, 1988). El segundo mecanismo para generar magmas a partir de la corteza inferior es la delaminación cortical, en el cual la corteza inferior delaminada puede “hundirse” en el manto relativamente caliente y sufrir fusión parcial (Kay et ál., 1993; Lustrino, 2005; Gao et ál., 2004; Wang et ál., 2004 & Wang et ál., 2006).

Cristalización fraccionada y asimilación de la corteza continental superior

La combinación de estos procesos puede producir rocas con tendencia adakítica, las cuales no presentan las altas relaciones Sr/Y y La/Yb propias de las adakitas de otras regiones (Sajona et ál., 1993 y 1994). Estas lavas coexisten espacial y temporalmente con lavas basálticas y se encuentran en la asociación normal de Basalto-Andesita-Dacita (Castillo et ál., 1999; Castillo, 2006). Los magmas pueden haberse derivado desde la cuña mantélica metasomatizada, en combinación con asimilación de material de la corteza. Este modelo ha sido aplicado en zonas de subducción de placa oceánica fría (por ejemplo, volcán Nevado de Longavi, Chile, Rodríguez et ál., 2005).

Volcanes Nevado del Huila y Puracé

Generalidades

El vulcanismo reciente de Colombia se encuentra distribuido en tres segmentos principales (figura 1). En la cordillera Central se encuentran el segmento norte, que comprende la Provincia Volcánica Cerro Bravo-Machín, y el segmento medio o central, que comprende la Provincia Volcánica Coconucos-Doña Juana. Entre estos dos hay un intervalo (*gap*) de 280 kilómetros, donde el volcán Nevado del Huila, localizado a 200 km al SW del volcán Machín y a 80 km al NE de la CVLC, es la única evidencia de vulcanismo reciente identificada. El segmento sur comprende al volcán Galeras, situado en la Depresión Interandina Cauca-Patía y los otros volcanes localizados en la cordillera Occidental.

Volcán Nevado del Huila

El volcán Nevado del Huila ($2^{\circ} 56' N$ y $76^{\circ} 02' W$) es el volcán activo de Colombia más alto (5364 msnm) y la mayor altura de la cordillera Central. Está localizado en el límite entre los departamentos Cauca, Huila y Tolima, a 85 km al NE de Popayán. Tiene forma alargada en dirección N-S. En su cima hay cuatro picos, alineados, cubiertos por un extenso glaciar de montaña: Pico Norte, Pico La Cresta, Pico Central y Pico Sur. Diversos criterios geomorfológicos han permitido considerar el Nevado del Huila como un Complejo Volcánico (*volcano complex*), entre estos la presencia de diversas geoformas volcánicas individuales con una relación compleja, que se superponen entre sí; la ausencia de un único cono central; las evidencias de por lo menos un colapso sectorial, y la posibilidad de que los picos que están en la cima correspondan a diferentes centros de emisión (Correa & Cepeda, 1995; Correa & Pulgarín, 2002; Correa, 2009). Diferentes rasgos geomorfológicos y vulcanológicos del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH), además de reflejar cierto grado de variación composicional en sus lavas, han permitido establecer una historia eruptiva que se divide en tres estadios: PreHuila, Huila Antiguo y Huila Reciente (Correa & Pulga-

rín, 2002; Correa, 2009), formados en la segunda etapa del vulcanismo cenozoico colombiano.

En el CVNH predominan las secuencias de gruesos flujos de lavas andesíticas y escasos depósitos de flujos piroclásticos, intercalados. Dataciones radiométricas (Correa, 2009) indican que el Estadio PreHuila se inició hace un millón de años aproximadamente (Pleistoceno Inferior) y el Estadio Huila Antiguo empezó hace 100.000 años (Pleistoceno Superior). Por último, el Estadio Huila Reciente comenzó hace 11.000-10.000 años, después de la última Glaciación. Son rocas microporfídicas a microcristalinas, con plagioclasa (principalmente andesina), clinopiroxeno, anfíbol, ortopiroxeno, y óxidos de Fe-Ti, como fases principales, y olivino, flogopita y apatito como fases accesorias (Correa, 2009).

Las variaciones en el contenido mineral facilitan la caracterización general de los estadios eruptivos: las rocas del Estadio PreHuila son principalmente andesitas de dos piroxenos; en las rocas de estadios Huila Antiguo y Reciente tiende a aumentar el porcentaje de anfíbol, especialmente en Estadio Huila Reciente, en el que predominan las andesitas clinopiroxénicas y andesitas anfibólicas (Correa, 2009). Desde el punto de vista geoquímico, en el CVNH se han establecido tres tipos litológicos: andesitas, andesitas dacíticas y dacitas, con contenido medio en K_2O (Correa, 2009).

Antes del 18 de febrero de 2007 no existía registro de actividad histórica del CVNH, pero a partir de esta fecha un comportamiento sísmico atípico indicó el comienzo de un proceso eruptivo repentino que se concentró en la parte central del edificio, dando lugar a la extrusión de domos en noviembre de 2008 (Cardona et ál., 2009; Pulgarín et ál., 2009) y octubre de 2009.

Volcán Puracé

El volcán Puracé ($2^{\circ} 19' N$ y $76^{\circ} 24' W$) es el extremo NW de la CVLC, cuya historia evolutiva ha sido delineada por Monsalve & Pulgarín (1999), quienes plantean que esta cadena está asociada a un vulcanismo anterior (por ejemplo, Caldera de Cha-

gartón). La CVLC está compuesta por 15 centros eruptivos; la mayoría está alineada en dirección N39° W, perpendicular al tren andino. La existencia de vulcanismo, actualmente activo, asociado espacial y estructuralmente a la Caldera de Paletará, propuesta por Torres et ál. (1999), así como la afinidad composicional de sus productos, llevaron a plantear que la CVLC es producto del vulcanismo resurgente de esta caldera (Pulgarín et ál., 1996; Monsalve & Pulgarín, 1999).

Los productos volcánicos predominantes, asociados a la actividad de la CVLC, son flujos de lava de composición intermedia (Schmitt, 1983; Acevedo et ál., 1987; Monsalve & Pulgarín, 1993); en general, los depósitos del segmento NW de la CVLC son coladas masivas y cortas, mientras que las del segmento SE son, principalmente, coladas macrocordadas y en bloques, que alcanzan grandes distancias desde su centro de emisión (hasta 10 km). Los productos piroclásticos, asociados a la actividad de la CVLC, se encuentran principalmente en el volcán Puracé.

El volcán Puracé es el más conocido de los volcanes de la CVLC debido a su actividad histórica (Ramírez, 1975; Pulgarín et ál., 1994; Espinosa, 2001), es un estratovolcán cuya fase inicial de actividad fue principalmente de tipo efusivo, durante la cual se produjeron lavas de composición andesítica. En los últimos 2000 años el comportamiento del volcán ha sido de tipo explosivo, caracterizado por la alternancia de productos piroclásticos que incluyen depósitos de flujo de escorias, depósitos de cenizas y bloques generados por emplazamiento y destrucción de domos, brechas hidrotermales, resultado de actividad freática, y depósitos de caída de cenizas y bombas. Además, con base en las descripciones de erupciones históricas, en campo se han reconocido los depósitos de las correspondientes a 1849, 1869 y 1949 (Monsalve, 1993; Monsalve; Pulgarín, 1993).

Petrográficamente, los productos asociados a la CVLC corresponden a fenoandesitas de dos piroxenos con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, a veces con anfíbol u olivino subordinado, y como accesorios apatito y magnetita (Ku-

roda & París, 1978; Acevedo et ál., 1987; Monsalve, 1993; Monsalve & Pulgarín, 1993; Droux & Delaloye, 1996; Marín-Cerón, 2007).

Geoquímica

El vulcanismo calcoalcalino en Colombia ha sido explicado como el resultado de la interacción de la cuña mantélica y fluidos derivados de la placa oceánica subducida en una margen continental activa típica. La diferencia en la concentración de los elementos traza y tierras raras (REE, por su sigla en inglés) entre los volcanes se explica, principalmente, en función de las diferencias en el basamento de estos o de las variaciones en la proporción de contaminación cortical (James & Murcia, 1984; Droux & Delaloye, 1996).

En la ZVNA, particularmente en volcanes del Ecuador, han sido reportadas lavas que presentan características composicionales distintas a la tendencia calcoalcalina típica. Estas rocas muestran una firma adakítica: $\text{SiO}_2 \geq 56-60\%$, $\text{Na}_2\text{O} > 3,5\%$, alta concentración de Sr ($> 400-600$ ppm), muy baja concentración de Y (< 18 ppm) e intenso enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras (LREE, por su sigla en inglés) respecto a Elementos de tierras raras pesadas (HREE, por su sigla en inglés), reflejado en una relación $\text{La}/\text{Yb} > 20$ y un contenido de Yb $< 1,9$ ppm (Monzier et ál., 1997; Beate et ál., 2001; Bourdon et ál., 2002a; Bourdon et ál., 2002b; Samaniego et ál., 2002; Bourdon et ál., 2003 & Samaniego et ál., 2005). En Colombia, rocas provenientes del CVNH, del volcán Puracé y otros centros eruptivos de la CVLC, muestran una tendencia similar, indicando un componente adakítico en su composición (Correa, 2009; Monsalve & Arcila, 2009).

Las lavas del CVNH son andesitas y dacitas, de contenido medio de K_2O (Correa, 2009). Los productos recientes del volcán Puracé y las estructuras asociadas se clasifican como andesitas altas en K_2O y altas en Al_2O_3 . Los datos geoquímicos, de muestras de ambos volcanes (Marriner & Millward, 1984; Monsalve, 1993; Droux & Delaloye, 1996; Marín-Cerón, 2007; Correa, 2009; Monsalve, en

preparación), graficados en el diagrama SiO_2 vs K_2O de Le Maitre et al. (1989), revelan que la mayoría se agrupa en el campo de las andesitas, para el volcán Puracé, mientras que para el CVNH es clara la pre-

sencia de dacitas (figura 2). Se observa que el volcán Puracé presenta principalmente andesitas altas en K_2O y el CVNH presenta andesitas y dacitas medias en K_2O y algunas de contenido alto en K_2O .

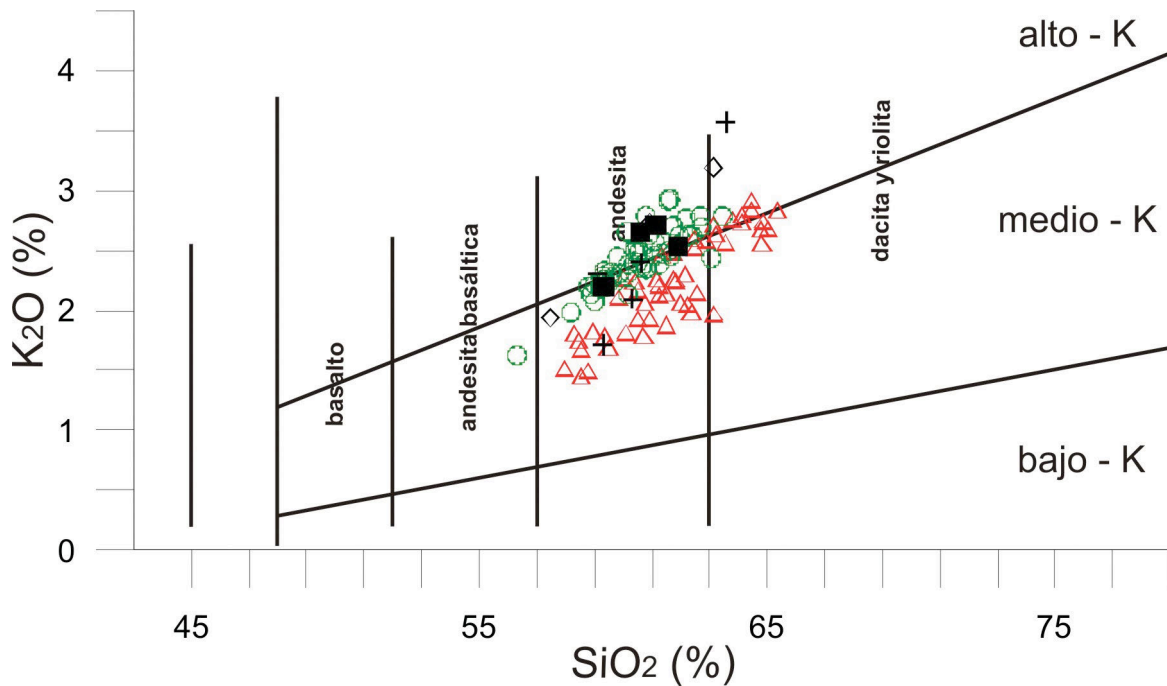


Figura 2. Diagrama SiO_2 vs K_2O (Le Maitre et al., 1989) en el que han sido representadas muestras del volcán Puracé y el Complejo Volcánico Nevado del Huila. (CVNH, Correa, 2009 = Δ rojo; volcán Puracé, Monsalve, en preparación = \circ verde; Marriner & Millward, 1984 = \blacksquare negro; Droux & Delaloye, 1996 = \diamond negro; Marín-Cerón, 2007 = $+$ negra, de las cuales una corresponde al volcán Puracé y las demás a otros volcanes de la CVLC).

Las muestras analizadas del volcán Puracé y el CVNH, así como datos disponibles de algunas muestras de la CVLC, presentan en su composición geoquímica características propias de rocas adakíticas: altas concentraciones de Sr (560 a 944 ppm en CVNH y 547 a 1001 ppm en Puracé), bajos contenidos de Y (10 a 19 ppm en CVNH y 14 a 23 ppm en Puracé), bajos contenidos en HREE (por ejemplo, Yb 0,9 a 1,8 ppm en CVNH y 1,3 a 2,0 ppm en Puracé), valores altos de Sr/Y (30 a 80 en CVNH y 27 a 52 en Puracé) y de La/Yb (13 a 32 en CVNH y 9 a 21 en Puracé), enriquecimiento en LREE y LILE y patrones fuertemente fraccionados de REE $-(\text{La}/\text{Yb})_N > 10$ (tabla 1).

Las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ están en el rango de 0,7041 a 0,7045 (Murcia, 1982; Marriner

& Millward, 1984; Marín-Cerón, 2007; Correa, 2009), equivalentes o ligeramente más altos que los de la mayoría de adakitas, y similares a valores reportados en otros volcanes colombianos y ecuatorianos (Francis et al., 1977; Hawkesworth et al., 1979; James, 1982; Murcia, 1982; James & Murcia, 1984; Marriner & Millward, 1984; Bourdon et al., 2003). Considerando que las principales diferencias entre adakitas y rocas calcoalcalinas típicas están dadas según el comportamiento de REE, Y y Sr, los diagramas utilizados para establecer si un grupo de rocas volcánicas pertenece a la serie “calcoalcalina normal” o al campo de las adakitas están basados en la relación de estos elementos (por ejemplo, Y vs Sr/Y, Al_2O_3 vs Yb, Yb vs La/Yb e Yb_N vs La_N/Yb_N).

Tabla 1. Criterios geoquímicos que permiten considerar a una roca como adakítica

	Adakitas ¹	Adakitas ²	Adakitas ³	CVNH ⁴	Volcán Puracé ⁵
SiO ₂ (%)	> 56	≥ 56	63,89	58,0-65,4	56,3-63,6
Al ₂ O ₃ (%)	> 15	≥ 15	17,4	15,3-17,5	15,1-18,7
Na ₂ O (%)	3,5-7,5	3,5-7,5	4,4	3,8-4,8	3,5-4,4
K ₂ O/Na ₂ O	< 0,5	< 0,5	0,345	0,4-0,7	0,4-0,9
Sr (ppm)	> 400-600	> 300	869	560 - 944	547-1001
Y (ppm)	< 18	< 15	9,5	10-19 (26)	14-23
Yb (ppm)	< 1.9	< 1.9	0,91	0,9-1,8 (2,1)	1,3-2,4*
Sr/Y	> 40	> 20	91,47	(23) 30-80	27-52
La/Yb	> 20	> 20	19,28	(9) 13-32	9-21*
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	< 0,7045	< 0,704	< 0,7045	0,7041- 0,7042	0,7042- 0,7043®
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	> 0,5129	> 0,5129	-	0,512 - 0,5128	0,5127- 0,5128®
MgO (%)	< 3	< 3	2,47	2,0-4,8	1,4-4,1
Anomalia Eu	No hay	No hay	No hay	No hay	No hay
K ₂ O (%)	< 2	<2	1,52	1,44-2,91	1,62-3,56
Rb	-	-	30	27-82	28-144
Ni	20-40	20 - 40	39	15-80*	0,0-21
Cr	30-50	30-50	54	22-245	9-66
Ba/La	-	-	27,63	30-58	3-49*
Mg#	< 50	≈ 50	48	47-59	36-62

Notas

1 = Adakitas según Samaniego et ál. (2002 y 2005), basados en Defant & Drummond (1990), Maury et ál. (1996) y Martin (1999).

2 = Adakitas según Castillo (2006), basado en Kay (1978), Defant & Drummond (1990), Peacock et ál. (1994) y Rollinson & Martin (2005).

3 = Adakita cenozoica promedio (n = 140) según Drummond et ál. (1996).

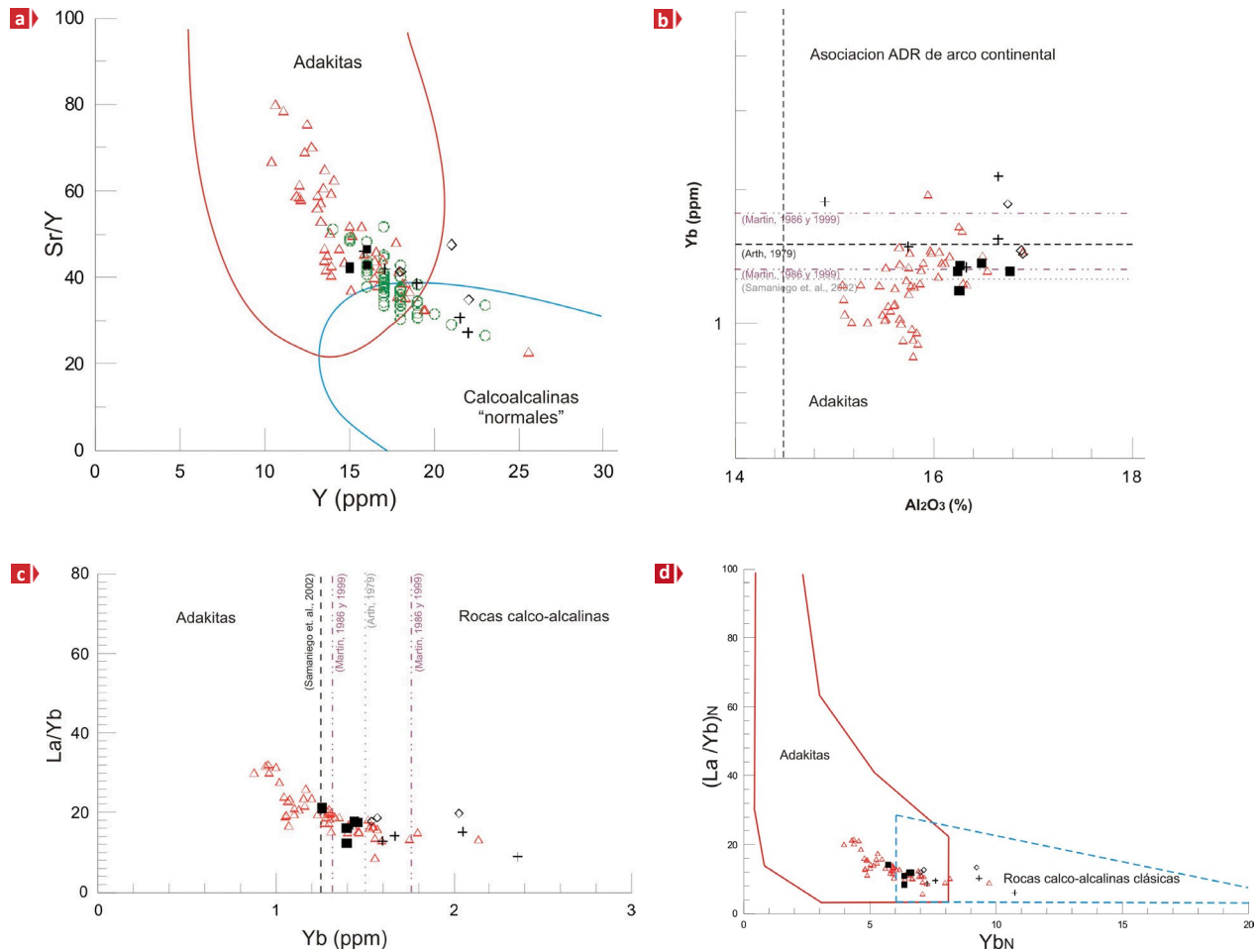
4 = Rocas del Complejo Volcánico Nevado del Huila según Correa (2009).

5 = En general, los datos del volcán Puracé son tomados de Marriner & Millward (1984), Droux-Delaloye (1996), Marín-Cerón (2007) y Monsalve (en preparación); y para algunos elementos específicamente de * = Marriner & Millward (1984), Droux-Delaloye (1996) y Marín-Cerón (2007) y ® = ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de Murcia (1982), Marriner & Millward (1984) y Marín-Cerón (2007); y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de Marín-Cerón (2007)

+ = Algunas muestras tienen Ni ppm por debajo de límite de detección.

En las figuras 3a, b, c y d, se observa que la mayoría de las muestras del CVNH se proyectan en el campo de adakitas o en la franja de superposición adakita-calcoalcalina, y pocas quedan en el campo de la serie calcoalcalina normal. Esta tendencia adakítica es más notoria en las lavas más recientes, que suelen tener composiciones más dacíticas (Correa, 2009).

En la gráfica de Y vs Sr/Y se observa que la mayoría de las muestras del volcán Puracé y CVLC se encuentran enmarcadas en el campo de las adakitas (figura 3a), mientras que en otros diagramas (por ejemplo, Yb_N vs La_N/Yb_N) se ubican principalmente en la zona de superposición entre adakita y “calcoalcalina normal o típica”.



■ **Figura 3.** Diagramas de discriminación entre adakitas y rocas calcoalcalinas “normales” o “típicas” en los cuales se han representado muestras del volcán Puracé y el CVNH, a. Y vs Sr/Y (diagrama base modificado de Defant & Drummond 1990), b. Al_2O_3 vs Yb (modificado de Drummond et ál., 1996, en Correa, 2009), c. Yb vs La/Yb (modificado de Samaniego et ál., 2002, en Correa, 2009), y d. Yb_N vs La_N/Yb_N (adaptado de Martin 1986 y Martin 1999, en Correa, 2009). (símbolos como en la figura 2).

Cuando se comparan el patrón de los elementos incompatibles normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), de las rocas del volcán Puracé y del CVNH (figura 4), con el patrón de la “adakita típica”, definida por Drummond et ál. (1996), se observa que se ajusta al rango de variación de los elementos incompatibles normalizados al manto primitivo, lo cual es más notorio para CVNH. Ambos volcanes muestran un mayor enri-

quecimiento de LREE (La a Sm) respecto a HREE (Dy a Lu), y de los LILE (Rb, Ba y Sr).

La tendencia adakítica que muestran los productos recientes del volcán Puracé y el CVNH, podría estar relacionada con la configuración de la Placa de Nazca bajo el continente, formada en centros de expansión diversos y caracterizada por segmentos de extensión cortos separados por largas zonas de fractura.

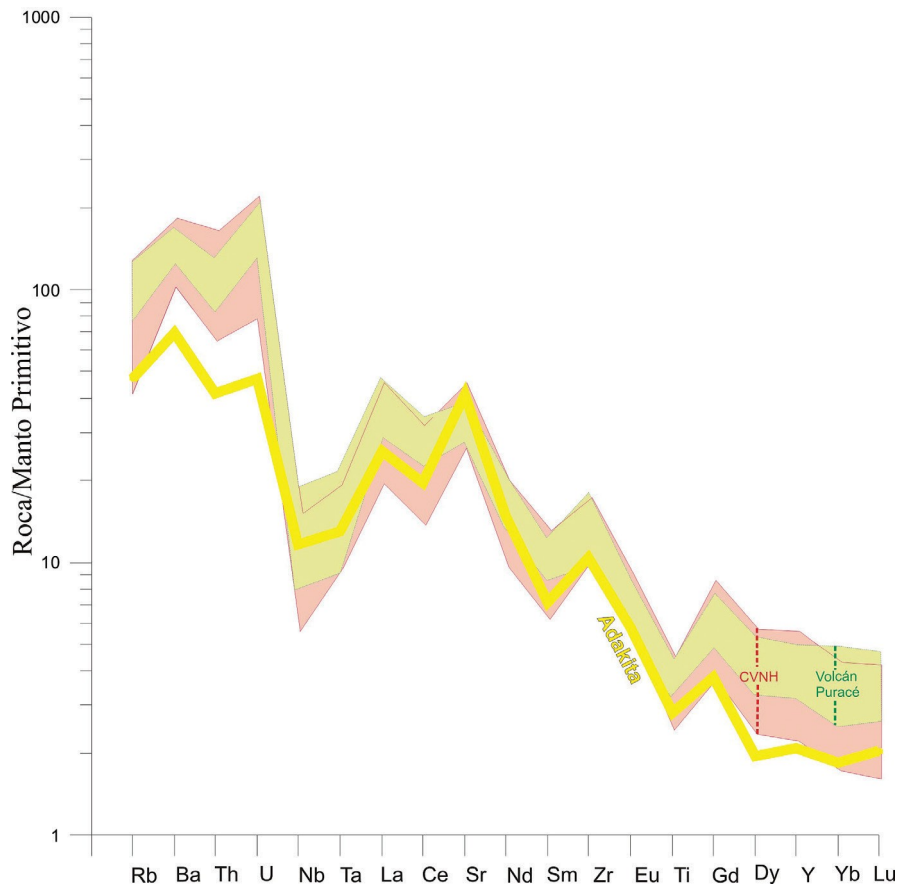


Figura 4. Patrones elementos incompatibles normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) del volcán Puracé y CVNH comparado con el patrón de una adakita cenozoica promedio, correspondiente al promedio de 140 adakitas cenozoicas de diversos lugares del mundo (Drummond et ál., 1996). (CVNH, Correa, 2009; volcán Puracé, Marriner & Millward, 1984; Droux & Delaloye, 1996; Marín-Cerón, 2007).

Tectónica

El análisis integrado de la sismicidad, las anomalías gravimétricas y la morfología de la parte oriental de la cuenca de Panamá y la fosa colombiana han permitido postular tres zonas de comportamiento aproximadamente homogéneo para la zona de subducción bajo el occidente de Colombia (figura 5): 1. Subducción Norte, que representa la subducción del bloque Coiba bajo el extremo noroeste de Colombia; 2. Subducción Centro, frente a las costas del sur de Chocó y Valle del Cauca, orientada hacia los 20°, y que permite definir una zona de *Benioff* hasta 200 km de profundidad, buzando 40° hacia los 110°, y 3. Subducción Sur, frente a las costas de Cauca, Nariño y norte del Ecuador, en un tramo de fosa orientado 40° de azimut, con un plano que buza 30° hacia los 130° (Arcila & Dimaté, 2005).

La limitación de los datos no permite diferenciar si los cambios y las transiciones entre segmentos se deben a plegamientos o a rasgaduras de la placa.

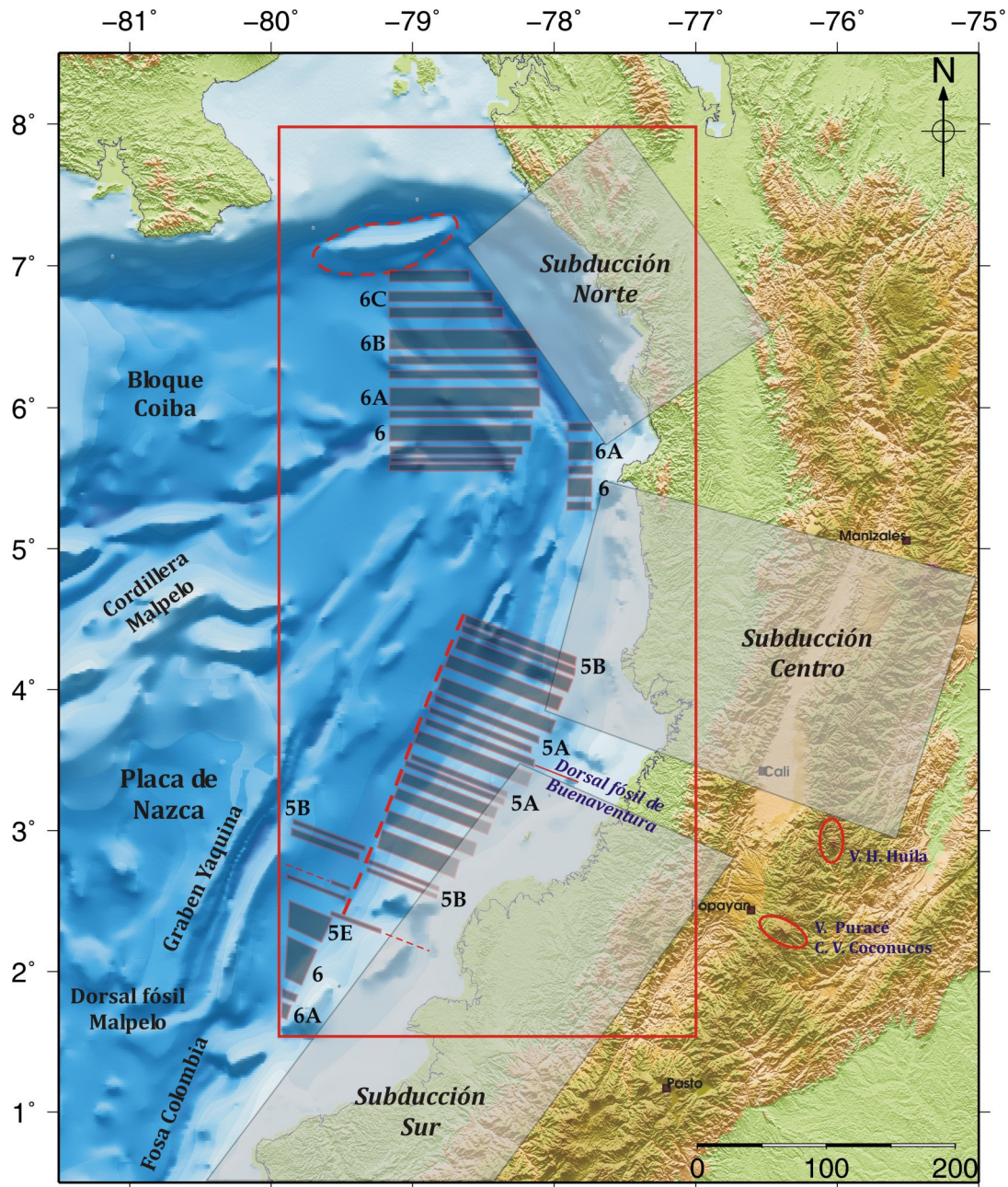
Las interpretaciones de las anomalías magnéticas y edades del piso oceánico permiten inferir que bajo la zona donde se encuentran el volcán Puracé y el CVNH subduce una corteza oceánica joven (10 a 15 Ma) y que en esta se halla un centro de expansión extinto definido por Hardy (1991), denominado dorsal fósil de Buenaventura (figura 5), que podría marcar la transición entre las zonas de Subducción Centro y Sur.

La zona de Subducción Sur (que participaría en la génesis del vulcanismo de los segmentos medio y sur de Colombia) se caracteriza como de bajo ángulo, en la cual la escasa sismicidad de profundidad intermedia no permite identificar y

postular una zona de *Benioff*. La ausencia de sismicidad en esta zona se ha explicado por la edad de la placa subducente, que al ser joven y caliente, rápidamente pierde su capacidad de generar sismos (Pennington, 1981).

Los rasgos tectónicos de la Placa de Nazca, para este sector, llevarían a postular la posible par-

ticipación de la dorsal fósil de Buenaventura, que actúa como desgarre (Monsalve & Arcila, 2009), favoreciendo potencialmente la formación de una ventana en la placa subducida, lo cual contribuye a la fusión de la placa oceánica. Esto se relaciona directamente con la petrogénesis de los magmas que alimentan los volcanes Puracé y Huila.

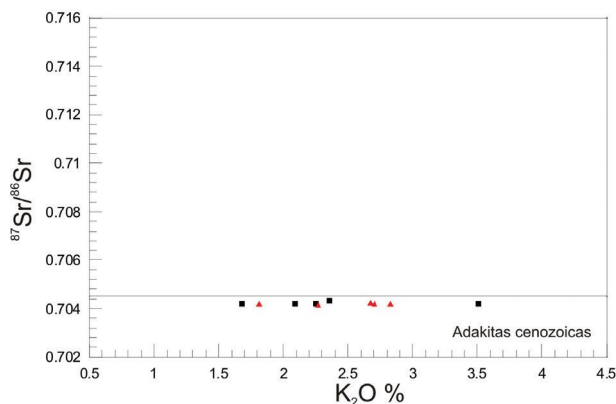


► **Figura 5.** Esquema tectónico de la parte oriental de la cuenca de Panamá y el occidente colombiano, donde se identifican los principales rasgos, se bosquejan las tres zonas de subducción y se muestra la localización de los volcanes Nevado del Huila y Puracé. En el recuadro rojo, mapa de anomalías magnéticas (*crones* 5A, 5B, 5E, 6, 6A, 6B y 6C, edades entre 10 y 25 Ma), y localización de la dorsal fósil de Buenaventura (modificado de Hardy, 1991).

Las rocas del CVNH y del volcán Puracé presentan características de rocas adakíticas halladas en otras regiones del mundo, por ejemplo la ZVNA, concretamente en algunos de los volcanes de Ecuador. Las rocas de CVNH y del volcán Puracé-CVLC son de composición intermedia ($\text{SiO}_2 \geq 56\%$), con $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ y $\text{MgO} \leq 3\%$ (rara vez $> 4\%$). En cuanto a rasgos adakíticos distintivos, definidos por el contenido y las variaciones de los elementos traza, presentan altas concentraciones de Sr (> 500 ppm), bajos contenidos de Y y HREE ($\text{Y} \leq 23$ ppm e $\text{Yb} \leq 2,0$ ppm) y enriquecimiento en LILE y LREE. Los

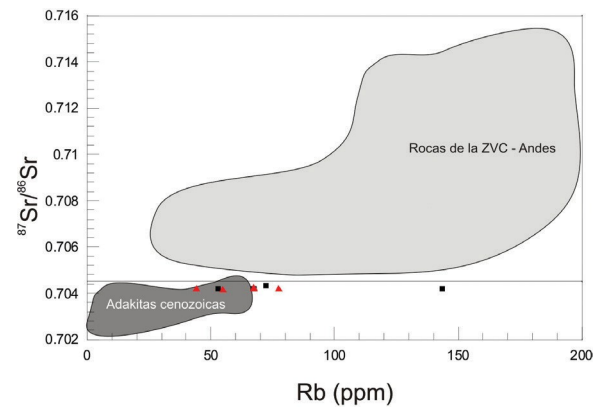
contenidos de Cs (0,8 a 2,5 ppm en CVNH y 1,2 a 2,9 en Puracé) e Y (10 a 19 ppm en CVNH y 14 a 23 en Puracé), las sitúan en la categoría de adakitas cenozoicas según criterios presentados por Drummond et ál. (1996). Efectivamente, en los diagramas K_2O vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Rb vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figuras 6 y 7), las muestras de los dos volcanes están dentro o muy cerca del campo de las adakitas cenozoicas típicas, aunque con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ligeramente mayor, pero inferior al de las rocas pertenecientes a la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes (figura 7).

■ Figura 6. Diagrama K_2O vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con muestras de CVNH



y volcán Puracé. El límite $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ separa el campo de las adakitas cenozoicas de las rocas calcoalcalinas andinas típicas de los Andes Centrales (Drummond et ál., 1996). (CVNH, Correa, 2009 = ▲ rojo; volcán Puracé, Marín-Cerón, 2007 = ■ negro).

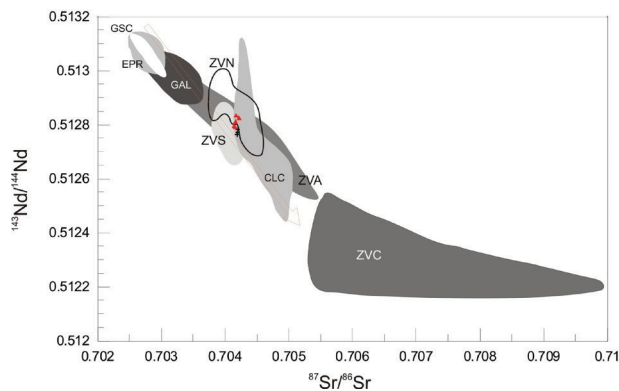
■ Figura 7. Diagrama Rb vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con muestras



representativas de CVNH y volcán Puracé. El límite $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ separa el campo de las adakitas cenozoicas de las rocas calcoalcalinas andinas típicas de los Andes Centrales (Drummond et ál., 1996) (Símbolos como en la figura 6).

En el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (figura 8) las muestras representativas de CVNH y del volcán Puracé están en el campo de ZVNA, o muy cerca. Al comparar con materiales de origen mantélico (provenientes del *East Pacific Rise*, del *Galápagos Spreading Centre* y del *hotspot* de Islas Galápagos), se evidencia que las muestras se encuentran en la franja de composición mantélica o tendencia mantélica (*mantle array*), con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ relativamente altas y relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajas, lo cual confirma que los magmas se generaron posi-

blemente por fusión parcial de fuente mantélica con poca participación cortical. Según James & Murcia (1984), si en este diagrama las muestras siguen trayectorias descendentes que cortan y atraviesan (hacia la derecha de forma un tanto dispersa) la traza que corresponde a la tendencia mantélica, esto demuestra la presencia de contaminante cortical en la petrogénesis. Ni en el CVNH ni en el volcán Puracé las muestras siguen tal tipo de trayectorias, lo que confirma la nula o escasa contaminación cortical.



► **Figura 8.** Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con muestras de CVNH y volcán Puracé comparadas con diversos campos delimitados por Samaniego *et al.* (2005), Galápagos Spreading Centre (GSC), East Pacific Rise (EPR), Islas Galápagos (GAL), Zona Volcánica Norte de los Andes (ZVN), Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS), Zona Volcánica Austral de los Andes (ZVA), Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) y xenolitos de corteza continental inferior en SW de Colombia (CLC). (Flecha = tendencia mantélica) (Símbolos como en la figura 6).

Conclusiones

Rocas de composición intermedia (andesitas y dacitas) del volcán Puracé, perteneciente a la Cadena Volcánica de Los Coconucos, y del Complejo Volcánico Nevado del Huila presentan características geoquímicas tanto en el contenido de elementos mayores como en el comportamiento de elementos traza, que indican una clara tendencia adakítica.

La complejidad de la subducción en la esquina NW de Suramérica podría explicar las variaciones en la composición de los magmas que sustentan el vulcanismo en la Zona Volcánica Norte de los Andes. Las características tectónicas y evolución de la parte más oriental de la cuenca de Panamá permitirían ubicar bajo la zona de los volcanes Nevado del Huila y Puracé, un centro de expansión extinto (dorsal fósil de Buenaventura), con las implicaciones que esta zona de debilidad tendría para la génesis del magmatismo.

Con los datos geoquímicos y tectónicos disponibles hasta el momento, se plantea la hipótesis de

que la firma adakítica presente en los productos emitidos por el volcán Puracé y el CVNH pueden reflejar fusión parcial de la Placa de Nazca en los bordes de una ventana astenosférica (*slab window*) formada en la Dorsal fósil de Buenaventura. Los fundidos así generados interactúan con la cuña mantélica, metasomatizándola y provocando el enriquecimiento en componentes provenientes de la placa subducida; la fusión de esta cuña mantélica genera los magmas con firma adakítica identificados en dichos volcanes. Este modelo estaría de acuerdo con las hipótesis propuestas por Rapp *et al.* (1999) y Martin *et al.* (2005), las cuales consideran la fusión parcial de un manto peridotítico previamente metasomatizado por fundidos de la corteza oceánica para explicar la génesis de algunas adakititas.

La realización de estudios geoquímicos más detallados para este sector, sobre todo en los volcanes de la CVLC, e investigaciones geofísicas en el área permitirán definir modelos más precisos sobre el origen y la evolución espacio-temporal de los magmas en estos volcanes, lo que supone un aporte importante para el conocimiento del vulcanismo en la Zona Volcánica Norte de los Andes.

Agradecimientos

Al Geólogo Mario Cuéllar y su tutor de doctorado doctor Ángel Nieto-Samaniego, del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, y al revisor anónimo, que con sus comentarios y sugerencias ayudaron a mejorar este texto. A los doctores Jacqueline Dixon, Tim Dixon y Zachary Atlas, de la Universidad de Miami, por las discusiones y el apoyo en la investigación relacionada con el Volcán Puracé, y al doctor Eumenio Ancochea, profesor y decano de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, por el apoyo recibido en la investigación sobre el Complejo Volcánico Nevado del Huila.

Referencias

- Abratis, M. & Worner, G. (2001). Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geology*, 29, 127-130.
- Acevedo, A. P., Monsalve, M.L. & Cepeda, H. (1987). *Petrografía de algunas lavas de la Cadena de Los Cocunucos*. Informe interno. Bogotá: Ingeominas.
- Arcila, M. & Dimaté, C. (2005). *Caracterización de fuentes sísmicas de subducción. Estudio de Microzonificación sísmica de Santiago de Cali*. Informe 1-6: Bogotá: Ingeominas–Dagma.
- Atherton, M. P. & Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E. & Eissen, J-P. (2001). Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador, the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 561-570.
- Bourdon, E., Eissen, J-P. Monzier, M., Robin, C., Martin, M., Cotton J. & Hall, M. L. (2002a). Adakite-like lavas from Antisana volcano, evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology*, 43, 199-217.
- Bourdon, E., Eissen, J-P., Gutscher, M-A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C. & Cotten, J. (2002b). Slab melting and slab melt metasomatism beneath the North Andean Volcanic Zone, adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano. *Bulletin de la Societe Geologie*, 173, 195-206.
- Bourdon, E., Eissen, J-P., Gutscher, M-A., Monzier, M., Hall, M. L. & Cotton, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction, the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 123-138.
- Calmus, T., Aguilon-Robles, A., Maury, R. C., Benoit, H., Bellon, M., Cotton, J., Bourgois, J. & Michaud, F. (2003). Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico, the role of slab melts. *Lithos*, 66, 77-105.
- Cardona, C. E., Santacoloma, C., White R., McCausland, W., Trujillo, N., Narváez, A., Bolaños, R. & Manzo, O. (2009). Sismicidad tipo “Drumbeat” asociada a la erupción y emplazamiento de un domo en el volcán Nevado del Huila, noviembre de 2008. XII Congreso Colombiano de Geología. Paipa.
- Castillo, P. R. (2006). An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51(3), 257-268.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. & Solidum, R. U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines, insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 33-51.
- Correa, A. & Cepeda, H. (1995). *Informe preliminar sobre la geología del Complejo Volcánico Nevado del Huila*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.
- Correa, A. & Pulgarín, B. (2002). *Morfología, estratigrafía y petrografía general del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH) – Énfasis en el flanco occidental*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.
- Correa, A. (2009). *Estudio petrológico, geoquímico y vulcanológico para establecer la evolución magmática del Complejo Volcánico del Huila, Colombia*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Defant, M. J. & Kepezhinskas, P. (2001). Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS*, 82, 65-69.
- Droux, A. & Delaloye, M. (1996). Petrography and geochemistry of Plio-Quaternary calc-alkaline volcanoes of Southwestern Colombia. *Journal of South America Earth Science*, 9, 27-41.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J. (1990). A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting, archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95(21), 503-521.
- Drummond, M. S., Defant, M. J. & Kepezhinskas, P. K. (1996). Petrogenesis of slab-derived trondhjemites–tonalite–dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 87, 205-215.
- Espinosa, A. (2001). *Erupciones históricas de los volcanes colombianos (1500-1995)*. Bogotá: Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Colección Jorge Álvarez Lleras.
- Francis, P., Moor bath, S., & Thorpe, R. (1977). Strontium isotope data for recent andesites in Ecuador and North Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 37, 197-202.
- Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H. L., Liu, X. M., Liu, Y. S. & Xu, W. L. (2004). Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432, 892-897.

- Garrinson, J. & Davidson, J. (2003). Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology*, 31, 565-568.
- Hardy, N. C. (1991). Tectonic evolution of the easternmost Panama Basin: Some new data and inferences. *Journal of South America Earth Science*, 4, 261-269.
- Harmon, R. S., Barreiro, B. A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P. W., Thorpe, R. S., Déruelle, B., McHugh, J. & Viglino, J. A. (1984). Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society London*, 141, 803-822.
- Hawkesworth, C. J., Norry, M. J., Roddick, J. C., Baker, P. E., Francis, P. W. & Thorpe, R. S. (1979). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 42, 45-57.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- James, D. E. (1982). A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas. I. Local geochemical variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 47-62.
- James, D. E. & Murcia, L. A. (1984). Crustal contamination in northern Andean volcanics. *Journal of the Geological Society London*, 141, 823-830.
- Kay, R. W. (1978). Aleutian magnesian andesites, melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 117-132.
- Kay, S. M., Ramos, V. A. & Márquez, M. (1993). Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, 101, 703-714.
- Kelemen, P., Hanghoj, K. & Greene, D. (2003a). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust (Chapter 3.18), En, Holland, H. & Turekian, K. (Eds), *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3 The Crust. Oxford: Elsevier-Pergamon, pp. 593-659.
- Kelemen, P. B., Yogodzinski, G. M. & Scholl, D. W. (2003b). Along-strike variation in the Aleutian island arc, genesis of high-Mg# andesite and implications for continental crust. En J. Eiler (Ed.), *Inside the Subduction Factory. Geophysical Monograph, American Geophysical Union*, 138, 223-276.
- Kepezhinskas, P., Defant, M. J. & Drummond, M. S. (1996). Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1217-1229.
- Kilian, R. & Pichler, H. (1989). The North Andean Volcanic Zone. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1, 1075-1085.
- Kuroda, G. & París, G. (1978). Petrographical notes of some dacites and andesites of Puracé volcano, Cauca, Colombia. Report of Andean Studies, Special vol. 21-32. Shizuoka University.
- Le Maitre, R. (Ed.), Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. & Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Levin, V., Shapiro, N. M., Park, J. & Ritzwoller, M. H. (2005). Slab portal beneath the western Aleutians. *Geology*, 33, 253-256.
- Lustrino, M. (2005). How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Science Reviews*, 72, 21-38.
- Marín-Cerón, M. (2007). *Major, trace element and multi-isotopic systematics of SW Colombian volcanic arc, northern Andes, implication for the stability of carbonate-rich sediment at subduction zone and the genesis of andesite magma*. PhD Thesis. Okayama University.
- Marriner, G. F. & Millward, D. (1984). Petrochemistry of Cretaceous to recent volcanism in Colombia. *Journal of the Geological Society London*, 141, 473-486.
- Martin, H. (1986). Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14, 753-756.
- Martin, H. (1999). Adakitic magmas, modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- Maury, R. C., Sajona, F. G., Pubellier, M., Bellon, H. & Defant, M. J. (1996). Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes,

- l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin de la Societe Geologie*, 167, 579-595.
- Maury, R. C., Defant, M. J., Bellon, H., Jacques, D., Joron, J. L., McDermott, F. & Vidal, P. (1998). Temporal geochemical trends in northern Luzon arc lavas (Philippines), implications on metasomatic processes in the island arc mantle. *Bulletin de la Societe Geologie*, 169, 69-80.
- Monsalve, M. L. (1993). Geoquímica y dataciones de episodios tipo San Vicente en el volcán Puracé. *Boletín Geológico*, 33, 3-17. Bogotá: Ingeominas.
- Monsalve, M. L. (en preparación). *Geología, geoquímica y petrogénesis de los depósitos del volcán Puracé, Colombia*.
- Monsalve, M. L. & Pulgarín, B. (1993). Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Puracé. *Revista Ingeominas*, 2, 3-27. Bogotá: Ingeominas.
- Monsalve, M. L. & Pulgarín, B. (1999). Cadena volcánica de los Coconucos (Colombia), centros eruptivos y productos recientes. *Boletín Geológico*, 37, 17-51. Bogotá: Ingeominas.
- Monsalve, M. L. & Arcila, M. (2009). Contexto tectónico de la Zona Volcánica del Puracé y Provincia Alcalina del Valle Superior del Magdalena. XII Congreso Colombiano de Geología. Paipa.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M. L., Cotten, J., Mothes, P., Eissen, J-P. & Samaniego, P. (1997). Les adakites d'Equateur, modele preliminaire. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 324, 545-552.
- Murcia, L. A. (1982). El vulcanismo Plio-Cuatemario de Colombia, depósitos piroclásticos asociados y mediciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y ^{18}O en lavas de los volcanes Galeras, Puracé y Nevado del Ruiz. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, 10, 3-17.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., & Thompson, A. B. (1994). Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2), 227-244.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama basin and sismotectonics of Norwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86(10), 753-770.
- Petford, N. & Atherton, M. (1996). Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust, the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37, 1491-1521.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. & Maury, R. (2001). Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197-200.
- Pulgarín, B., Monsalve, M. L., Arcila, M. & Cepeda, H. (1994). Actividad histórica y actual del volcán Puracé, Colombia. *Boletín Geológico*, 34(2-3), 39-53. Bogotá: Ingeominas.
- Pulgarín, B., Monsalve, M. L., Torres, P. & Cepeda, H. (1996). La Cadena Volcánica de los Coconucos, producto de vulcanismo resurgente. VII Congreso Colombiano de Geología, *Proceedings*, tomo III, pp. 367-377. Santafé de Bogotá.
- Pulgarín, B., Cardona, C. E., Agudelo, A., Santacoloma, C., Monsalve, M. L., Calvache, M. L., Murcia, H., Ibáñez, D., García, J., Murcia, C., Cuellar, M., Ordóñez, M., Medina, E., Balanta, R. Calderón, Y. & Leiva, O. (2009). Erupciones históricas recientes del volcán Nevado del Huila, cambios morfológicos y lahares asociados. XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa.
- Ramírez, J. E. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia* (2.ª edición. Bogotá: IGAC.
- Ramos, V., Kay, S. M. & Singer, B. S. (2004). Las adakitas de la cordillera Patagónica, nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 693-706.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. & Applegate, G. S. (1999). Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge, experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160, 335-356.
- Robin, C., Hall, M., Jiménez, M., Monzier, M. & Escobar, P. (1997). Mojanda volcanic complex (Ecuador), development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *Journal of South America Earth Science*, 10, 345-359.
- Rodríguez, C., Sellés, D., Dungan, M., Leeman, W. & Langmuir, C. (2005). Nevado de Longaví volcano (Chilean Andes, 36.2°S), the origin of adakitic magmas by fractional crystallization of amphibole-rich assemblages from water-rich parent magmas. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, pp. 608-611. Barcelona.

- Rogers, R. D., Karason, H. & Van der Hilst, R. D. (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, *30*, 1031-1034.
- Rollinson, H. & Martin, H. (2005). Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation. Introduction to the Special Issue (Editorial). *Lithos*, *79*, IX-XII.
- Sajona, F. G., Maury, R. C. & Bellon, H. (1993). Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, *21*, 1007-1010.
- Sajona, F. G., Bellon, H., Maury, R. C., Pubellier, M., Cotton, J. & Rangin, C. (1994). Magmatic response to abrupt changes in tectonic setting, Pliocene-Quaternary calcalkaline lavas and Nb-enriched basalts of Leyte and Mindanao (Philippines). *Tectonophysics*, *237*, 47-72.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, J., Defant, M. J. & Pubellier, M. (1995). Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, *21*, 1007-1010.
- Sajona, F., Maury, R., Bellon, H., Cotton, J. & Defant, M. (1996). High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, *37*, 693-726.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., & Monzier, C. M. (2002). Transition from calcalkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador, Insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology*, *30*, 967-970.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen J-P. & Cotton, J. (2005). Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes, The geology and petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, *46*, 2225-2252.
- Schmidt, M. W. & Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, *163*, 361-379.
- Schmitt, C. (1983). Young volcanism in the Cordillera ranges of Southern Colombia. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, *I*(3/4), 318-328.
- Sun, S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. En A. Saunders & M. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society, London, Special Publications*, *42*, 313-345.
- Thorkelson, D. J. & Breitsprecher, K. (2005). Partial melting of slab window margins, genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos*, *79*, 25-41.
- Torres, P., Monsalve, M. L., Pulgarín, B. & Cepeda, H. (1999). Caldera de Paletará, Aproximación a la fuente de las ignimbritas del Cauca y Huila (Colombia). *Boletín Geológico*, *37*, 1-15. Bogotá: Ingeominas.
- Van Keken, P. E. (2003). The structure and dynamics of the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, *215*, 323-338.
- Wang, Q., Xu, J-F., Zhao, Z-H., Bao, Z. W., Xu, W. & Xiong, X-L. (2004). Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China, Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal*, *38*, 417-434.
- Wang, Q., Xu, J-F., Jian, P., Bao, Z-W., Li, C-F., Xiong, X-L. & Ma, J. L. (2006). Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China, Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, *47*, 119-144.
- Wyllie, P. J. (1979). Magmas and volatile components. *American Mineralogist*, *64*, 469-500.
- Xu, J.F., Shinjo, S., Defant, M.J., Wang, Q. & Rapp, R.P. (2002). Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China, Partial melting of delaminated lower continental crust. *Geology*, *30*, 1111-1114.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V. & Kay, S. M. (1995). Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region, Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin*, *107*, 505-519.
- Yogodzinski, G. M., Lees, J. M., Churikova, T. G., Dorendorf, F., Woerner, G. & Volynets, O. N. (2001). Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, *409*, 500-504.

Complejo volcánico Nevado del Huila: evidencias de su historia eruptiva

THE NEVADO DEL HUILA VOLCANO COMPLEX: EVIDENCES OF ITS ERUPTIVE HISTORY

ANA MARÍA **Correa Tamayo**¹
EUMENIO **Ancochea Soto**²

Resumen

El volcán Nevado del Huila, es el volcán activo más alto (5364 msnm) de Colombia, y representa una gran amenaza, lo que quedó demostrado por las erupciones de 2007 y 2008. Criterios geomorfológicos permitieron considerarlo un complejo volcánico y definir tres estadios en la construcción de dos edificios volcánicos principales. Su volcanoestratigrafía está conformada por 13 unidades, con predominio de gruesos flujos de lavas andesíticas y excepcionalmente flujos piroclásticos intercalados. Datos geomorfológicos y geocronológicos (K/Ar, en roca total) indican que su historia eruptiva comenzó hace 1,5 Ma (Pleistoceno Inferior), con el Estadio Pre-Huila. Hace aproximadamente 100.000 años se inició el Estadio Huila Antiguo (Pleistoceno Superior). Al final de la última Glaciación comenzó el Estadio Huila Reciente, hace 11.000-10.000 años (Holoceno). Las variaciones petrográficas facilitan la caracterización general de los estadios eruptivos: en el Estadio Pre-Huila hay principalmente andesitas de dos piroxenos; en el Estadio Huila Antiguo predominan las andesitas clinopiroxénicas. En el Estadio Huila Reciente las andesitas anfibólicas son el tipo petrográfico predominante.

Palabras clave

Volcán Nevado del Huila, complejo volcánico, Pleistoceno-Holoceno, andesitas.

Abstract

Nevado del Huila Volcano, is the highest active volcano (5364 msnm) in Colombia, representing a major threat for the surrounding areas, evidenced by the 2007 and 2008 eruptions. Geomorphologic approaches allowed to consider it as a volcano complex and to define three main stages in the construction of two main volcanic structures. Its stratigraphy is made up by 13 units, with the predominance of thick andesitic lava flows and exceptionally interlayered pyroclastic flows. Geomorphologic and geochronological data (K/Ar, whole rock) indicate that its eruptive history began 1.5 Ma ago (Lower Pleistocene), with the Pre-Huila Stage; approximately 100.000 years ago, began the Old Huila Stage (Upper Pleistocene) and at the end of the Last Glaciation, 11.000-10.000 years ago (Holocene), Recent Huila Stage started. Petrographical variations facilitate the general characterization of the eruptive stages: Pre-Huila Stage products are, mainly, two pyroxenes-andesites, in Old Huila Stage, the clinopyroxene-andesites prevail, and in Recent Huila Stage, the amphibole-andesites are the predominant petrographical type.

Key words

Nevado del Huila Volcano, volcano complex, Pleistocene-Holocene, andesites.

Artículo recibido el 29 de agosto del 2009. Aprobado el 16 de diciembre del 2009.

¹ Servicio Geológico Colombiano, acorrea@sgc.gov.co

² Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (España), geodec@geo.ucm.es

Introducción

El volcán Nevado del Huila (VNH) es el volcán activo más alto (5364 msnm) de Colombia y de la cordillera Central. Antes de 1995 era considerado un estratovolcán con actividad principalmente efusiva y se le asignaba una altura de 5750 msnm. En 1995 se encontró, por primera vez, evidencia de que en el pasado este volcán también había emitido material piroclástico.

El VNH está localizado en la unión de los departamentos Cauca, Huila y Tolima (figura 1). La población más cercana es el municipio de Belalcázar (Cauca), ubicado a 30 kilómetros al SE de la cima del volcán. Su área de influencia pertenece al Parque Nacional Natural Nevado del Huila. La labor de vigilancia está a cargo, desde 1992, del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (OVSPo), perteneciente a Ingeominas.

Este volcán representa una grave amenaza para los habitantes de su zona de influencia, teniendo en cuenta características como actividad sísmica permanente, altura considerable, presencia de un extenso glaciar de montaña, gruesa y extensa cobertura de depósitos fragmentarios que tapizan las laderas, presencia de fuentes termales, actividad fumarólica permanente y evidencia geológica de eventos de flujos piroclásticos, colapso parcial y flujos de escombros. Esta alta peligrosidad ha quedado demostrada recientemente por los procesos eruptivos de 2007, 2008 y 2009. Para tener una visión más detallada sobre la amenaza que representa este volcán para los habitantes de su zona de influencia puede consultarse el mapa de amenaza volcánica publicado por Ingeominas en http://intranet.ingegominas.gov.co/popayan/Mapa_de_Amenaza_Volc%C3%A1nica_del_complejo_volc%C3%A1nico_Nevado_del_Huila.

Con el fin de establecer su historia eruptiva, o su evolución vulcanológica, se ha tratado de reconstruir la secuencia estratigráfica y cronológica de los productos lávicos emitidos por dicho edificio volcánico. Por tanto, fueron determinados los principales rasgos geomorfológicos y vulcanográficos que lo caracterizan, se definió la volcano-es-

tratigráfica relativa de las diferentes unidades lávicas, las cuales fueron caracterizadas petrográficamente. Todo ello constituye uno de los fundamentos necesarios para efectuar la valoración de la amenaza y el riesgo volcánico.

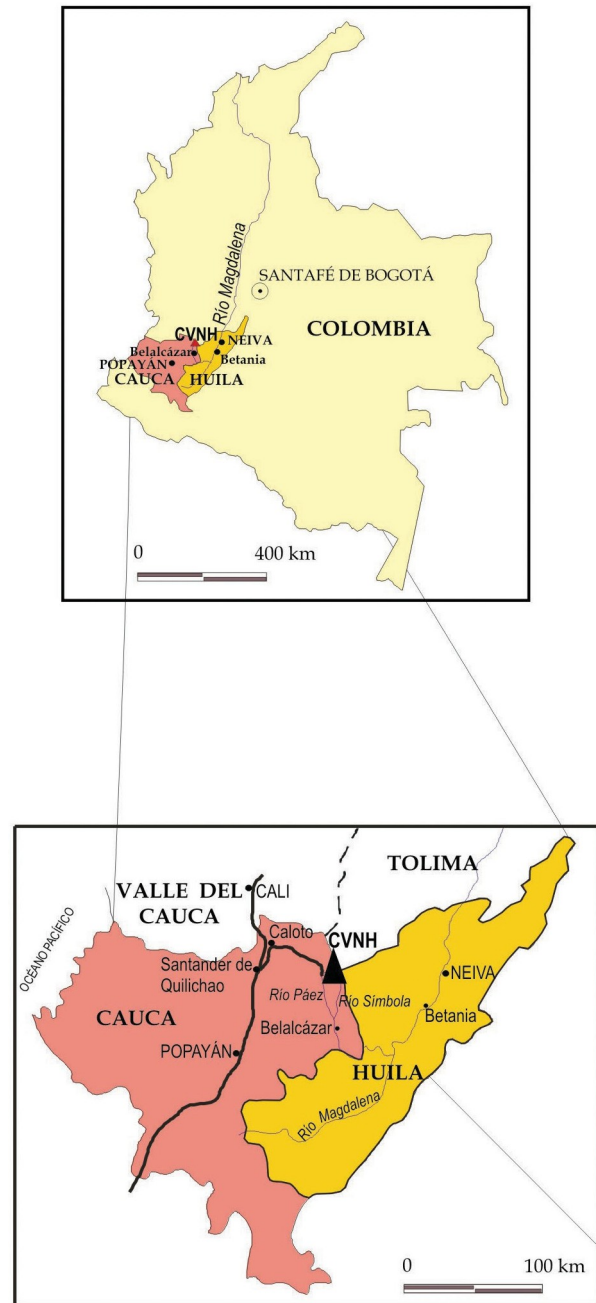


Figura 1. Ubicación de zona de estudio.

Antecedentes

Hasta 1994 fueron pocos los estudios realizados. La situación cambió después del sismo de Páez del 6 de junio de 1994, con una magnitud 6,4 y cuyo epicentro se situó en la base del VNH. Aunque este sismo no estuvo asociado a actividad volcánica, causó gran interés ante la sospecha de una eventual reactivación. Los trabajos más antiguos son de finales del siglo XIX y comienzo del XX. Sobresale entre ellos el trabajo de Stübel (1906), quien fue el primero en señalar que el volcán está formado por andesitas y dacitas de augita. Entre los trabajos recientes hay que destacar el mapa preliminar de riesgos volcánicos potenciales de Nevado del Huila realizado por Cepeda et ál. (1986).

Después del sismo de Páez se inició una serie de estudios, entre los cuales se destacan Ingeominas (1995) y Cepeda et ál. (1997), que corresponden a reportes sobre la evaluación de la amenaza y la vigilancia volcánica; Pulgarín & Macías (1998) un trabajo preliminar sobre los depósitos generados por una avalancha de escombros (*Debris avalanche*) en el Pleistoceno; Correa et ál. (2000), quienes presentan brevemente algunos rasgos generales y de composición del VNH; Pulgarín (2000), quien escribió una tesis de maestría sobre los depósitos masivos del Pleistoceno tardío, asociados al colapso del flanco sur del VNH; y por último el trabajo de Pulgarín & Correa (2003) sobre las morrenas del VNH y su correlación con otras áreas glaciadas de Colombia. De gran valor es la reseña de Espinosa (2001) sobre erupciones históricas de volcanes colombianos, en la cual se afirma que el Nevado del

Huila fue identificado como volcán por conquistadores españoles en 1550. El trabajo más reciente corresponde a la tesis doctoral de Correa (2009), en el que se realiza un amplio estudio sobre la petrología, geoquímica y vulcanología del Complejo Volcánico del Huila con el objetivo de establecer su evolución magmática.

Marco geológico

El Nevado del Huila es uno de los 30 volcanes activos de Colombia, ubicados en la zona volcánica norte de los Andes, que es el resultado de la subducción activa de la Placa Nazca debajo de la Placa Suramericana. Está ubicado en la cordillera Central, separado de los demás grupos de volcanes que constituyen la cadena volcánica colombiana por *gaps* o zonas de ausencia de volcanismo (figura 2), originados probablemente por cambios en la inclinación de la subducción; concretamente, en el sitio donde se cruzan fallas longitudinales de tendencia NE (por ejemplo, Sistema de Fallas Moras) con fallas transversales NW (por ejemplo, Sistema de Fallas Salento). La historia eruptiva del VNH se enmarca en la segunda etapa del volcanismo cenozoico, colombiano, que va desde el Plioceno superior al Holoceno. Este volcanismo, típicamente calcoalcalino, se ha desarrollado en un arco de margen continental activo, ubicado a 200 km de la Fosa Colombia-Ecuador y a 150 km por encima de la zona de *Benioff*. Su basamento está formado por rocas metamórficas del Paleozoico, rocas intrusivas del Mesozoico, rocas metasedimentarias y sedimentarias del Cretácico y rocas intrusivas del Terciario.

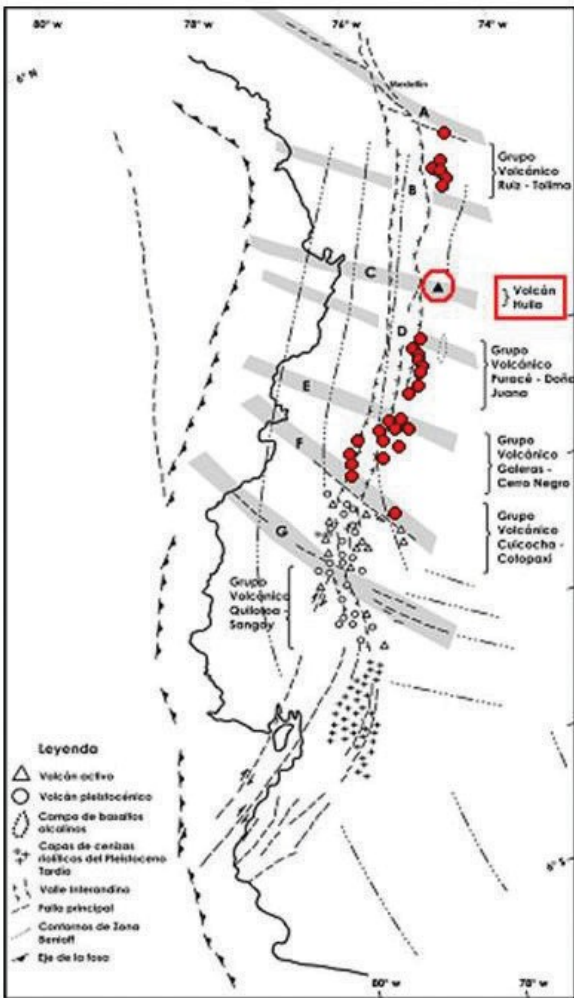


Figura 2. Volcán Nevado del Huila en ZVN de los Andes

Fuente: Tomada y modificada de Hall & Wood, 1985.

Metodología

Parallevar a cabo este estudio, además de las labores fundamentales, como revisión bibliográfica exhaustiva (Correa & Pulgarín, 2002), detallada foto-interpretación y campañas de campo, fue efectuado un concienzudo estudio petrológico. Con base en volcanoestratigrafía, geomorfología, petrografía y geoquímica, se obtuvo el mapa fotogeológico de escala 1:25.000 y finalmente fue posible reconstruir la secuencia de las etapas en la historia eruptiva del VNH. En el análisis geomorfológico fueron considerados diversos parámetros: altura sobre el nivel del mar, pendientes, rasgos texturales en foto aérea, patrón de drenaje, tamaño de las geoformas, grado

de erosión, forma y tamaño de escarpes, cobertura vegetal, grado de incisión de las corrientes y superposición entre geoformas.

En el registro de la actividad de este volcán ha sido imprescindible la caracterización petrográfica y la petrología de sus productos, principalmente de los depósitos de lavas, procurando detectar las pequeñas variaciones a lo largo de la historia eruptiva. Esta caracterización de las lavas del VNHes, en parte, el objeto de discusión principal que se presenta en este trabajo. Fueron analizados los siguientes aspectos: composición mineralógica, textura general de la roca, características de la matriz, tipo de fenocristales, rasgos texturales especiales, porcentajes modales de cada mineral y de cada categorías de tamaños, y características particulares de cada fase mineral. La clasificación petrográfica se basó en los porcentajes de cada fase mineral, como fenocristal, microfenocristal y como microcristales más grandes de la matriz, recalculados al 100%. Para complementar este estudio petrológico, se realizó el análisis químico de diferentes fases minerales en 45 muestras representativas de las unidades volcanoestratigráficas, procurando que quedaran representados los tipos litológicos y todo el espectro de tamaños de cristales (fenocristales a microlitos). Se analizaron Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, Ni y Cr, en plagioclasas, clinopiroxenos, anfíboles, ortopiroxenos, olivinos, micas y óxidos de Fe-Ti.

Los métodos más usados en sucesiones volcánicas son C^{14} para muestras con materia orgánica y edades inferiores a 30.000 años (Faure, 1986), y métodos con Ar radiogénico (K/Ar y $^{40}Ar/^{39}Ar$) para minerales y rocas con más de 100.000 años. De un total de 11 dataciones radiométricas, por K/Ar en roca total, hechas en muestras de lavas del VNH y su basamento, fueron descartadas cuatro por ser poco precisas y fiables, por estar debajo del límite de detección o ser incoherentes con la geología (Correa, 2009). La limitación de este método (más fiable para rocas con edades > 1 Ma) es compensada por el hecho de que el contenido de K no es bajo (1,84 a 2,29%) y que las muestras no presentan evidencias de procesos de recalentamiento

posterior, ni alteraciones importantes que pudieran haber producido variaciones en el contenido de Ar radiogénico.

Resultados obtenidos

El VNH tiene forma elipsoidal, alargada en dirección N-S (16 km x 12 km). En su cima hay cuatro picos (figura 3), alineados, cubiertos por un extenso glaciar de montaña, que antes de la erupción de 2007 tenía 13 km²: pico Norte (5304 m), pico La

Cresta (5284 m), pico Central (5364 m) y pico Sur (5052 m). La altura promedio sobre el basamento varía entre 2300 a 2600 metros. El área aproximada en la base es 150 a 200 km². El volumen estimado de materiales volcánicos está entre 120 y 135 km³. Tiene simetría en sentido N-S y E-W, con pendientes medias más acusadas en laderas occidental (22°) y oriental (21°), y pendientes más suaves en laderas sur (14°) y norte (13°).



► **Figura 3.** Rasgos más sobresalientes en la cima del volcán, desde el W, sobrevuelo 1994 (Desde Cuchilla Verdún a Morro Negro hay aproximadamente 6 o 7 km, en sentido NS).

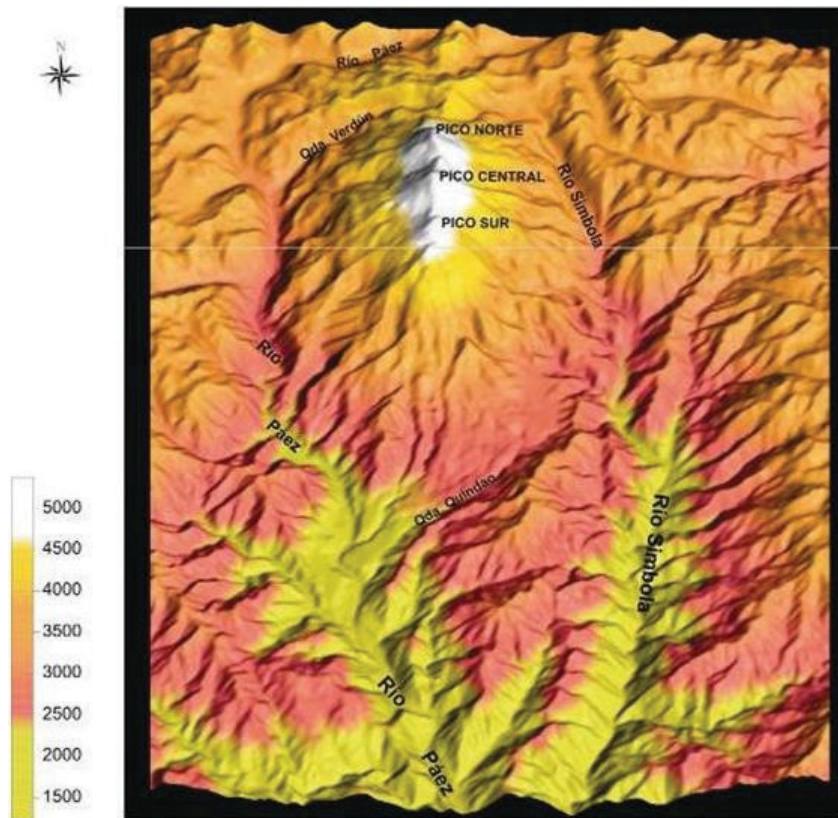
Fotografía: Ingeominas.

El patrón de drenaje es radial, recogido por otro drenaje principal subparalelo (N-S), conformado por el río Páez y su afluente el río Símbola. Estos dos enmarcan el volcán por el occidente y oriente respectivamente (figura 4). Tiene un relieve escalonado generado por superposición de flujos de lavas, en escarpes desde 5 a 300 metros. En la clasificación de geformas denudacionales de origen volcánico de Van Zuidam (1986) corresponde a vertientes volcánicas de categorías V4 a V7, es decir, vertientes volcánicas escalonadas, escarpadas a muy escarpadas, con moderada a muy alta inclinación y grado de disección moderado a severo.

Las lavas descendieron hasta cotas mínimas de 2000 msnm (en el sur), 2600 msnm (en el este y oeste), y 3200 msnm (en el norte). Asumiendo un centro único de emisión en la cima, las distancias

máximas recorridas por los flujos de lavas corresponden a los flujos de lava en la parte baja del edificio: 4 km (N), 12 km (S); con promedio general de 9 a 10 km. Los flujos más cortos (1 a 2,5 km) están en el pico Norte. Los mejor conservados se encuentran por encima de 4300 msnm en los picos Norte y Central.

Se reconocen diversas geformas volcánicas menores: lavas macroonduladas o crestas onduladas (*wave-like ridges*), lavas en bloques (*blocky-lava o short blockflows*), estructuras en forma de ‘cordones de roca’ o crestas laterales (*levées o lateral ridges*), domos volcánicos (entre los que sobresale el denominado Morro Negro cerca del pico Sur), estructuras columnares a semicolumnares y lavas autoclásticas con niveles brechosos intercalados con niveles masivos.



► **Figura 4.** En un MDT del volcán: vertientes escarpadas, pendientes simétricas y drenaje radial-alturas en msnm y escala horizontal aproximada 1:440.000

Fuente: Correa, 2009.

Varias características geomorfológicas permiten clasificar el Nevado del Huila no como una única estructura volcánica individual (por ejemplo un estratovolcán), sino como un complejo volcánico (*volcano complex*): las diversas geoformas volcánicas individuales que se superponen y tienen una relación compleja entre sí, la ausencia de un único cono central, las evidencias de por lo menos un colapso sectorial en forma de gran deslizamiento dinámico o avalancha, los picos de la cima que representan posiblemente distintos centros de emisión, los diferentes grados de disección entre los niveles de lavas que se superponen, la variación en distribución espacial y en dirección de los flujos de lavas, y las geoformas destacadas, similares a *planèzes*, que representan posibles remanentes de un edificio volcánico previo.

Por debajo de 4000 ± 200 msnm existe una extensa franja de depósitos glaciares y fluvio-glaciares, y geoformas glaciares, que circunvala casi todo

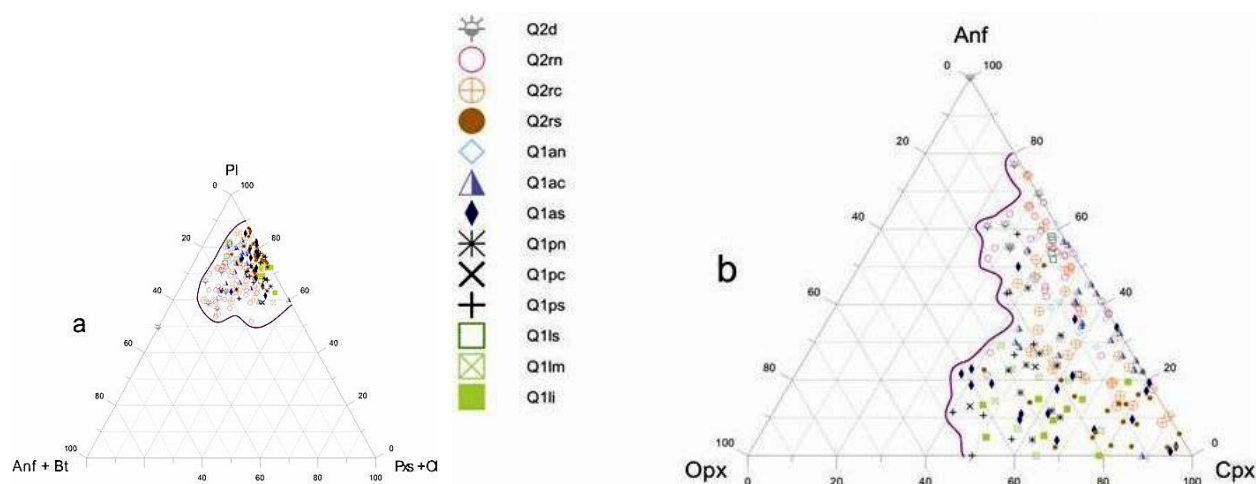
el edificio principal y ha servido como un nivel guía para separar las lavas más recientes en la parte alta del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH) del resto de unidades inferiores.

En el CVNH predominan los depósitos de flujos de lavas andesíticas, superpuestos, y excepcionalmente algunos depósitos de flujos piroclásticos intercalados. Existe clara evidencia de actividad explosiva en la parte alta del pico Central en forma de cuatro capas de flujos piroclásticos de bloques y cenizas y de cenizas y pómez. El grado de meteorización es moderado a alto. Las rocas menos alteradas están en la parte alta de los picos Central y Norte; el mayor grado de alteración, debido a intensa acción hidrotermal, junto a fuerte erosión glaciaria, se da en lavas de la parte alta del pico Sur. En los flujos de lava típica la estructura en ‘emparedado’ con un cuerpo central masivo (10 a 50 m) y paquetes brechosos, asociados, en la base o techo (≤ 5 a 10 m).

La textura de las rocas varía entre microporfídica y microcristalina. El grado de vesicularidad es bajo a muy bajo ($\leq 1-3\%$). El contenido de fenocristales ($> 2\text{mm}$) es bajo ($\leq 2-6\%$). La fracción de microfenocristales (2 a 1mm) es mayor ($\leq 3-28\%$). La matriz es predominante ($\geq 83-94\%$) y varía entre microcristalina a criptocristalina, holocristalina, cristalohialina o hialocristalina, regularmente hay agregados microcristalinos poliminerales y monominerales. También son frecuentes los enclaves de roca volcánica (autolitos?) y enclaves de roca granítica (xenolitos). Presencia de esferulitas, textura perlítica incipiente o pequeñas zonas criptocristalinas en la matriz parcialmente vítrea son evidencias de cierto grado de desvitrificación. La textura de flujo y el bandeamiento son más notorios en muestra de mano. Algunas texturas son evidencia de posibles procesos de desequilibrio: bordes corroídos, redondeados o engolfados, bordes opacos, formas esqueléticas, coronas de reacción, pseudomorfismo parcial o total en anfíbol y textura tamiz en plagioclasa.

Las tres principales fases minerales son: plagioclasa (20-40%), clinopiroxeno (3-7%) y anfíbol

(1-6%-máximo 19% en domo Morro Negro). Ortopiroxeno ($\leq 6\%$) normalmente es fase accesoria (figura 5). Otros minerales accesorios son biotitas, olivinos, con porcentajes máximos 5% y 4% respectivamente, y apatitos. Son abundantes los microcristales de opacos ($\leq 14\%$) en la matriz. La composición de las plagioclasas varía entre labradorita (An60) y oligoclasa (An23), predominando las andesinas. Los clinopiroxenos son principalmente augitas, y en menor proporción diopsido, con rango composicional relativamente amplio (En54-24, Wo49-35 y Fs16-1). Los ortopiroxenos son predominantemente enstatitas, con rango composicional bastante estrecho (En76-67, Wo ≤ 3 y Fs ≤ 33). Los anfíboles son fundamentalmente de tipo cálcico de serie magnesio-hastingsita, pocos son edenitas y escasamente magnesiohornblendas y tschermakitas. Entre los óxidos de Fe-Ti, predominan magnetitas (Usp36-2) y ulvöespinelas (Usp100-64); hay algunas cromitas como inclusiones en olivino, y escasas ilmenitas. Los olivinos son principalmente forsteríticos (Fo91-79). Las micas tienen composición química muy homogénea: son flogopitas, con rango de variación muy estrecho (Phl75-71 y Ann30-25).



► **Figura 5.** Diagramas ternarios para la clasificación petrográfica de las lavas del CVNH, según: a) porcentajes de las principales fases minerales, reconocibles como fenocristal y microfenocristal y en matriz, y b) porcentajes de los minerales máficos predominantes. Se han representado las 13 unidades volcanoestratigráficas según: edad relativa (Pleistoceno = Q_1 , u Holoceno = Q_2), estadio dentro de historia eruptiva de CVNH (PreHuila = p, Huila Antiguo = a y

Huila Reciente = r) y ubicación geográfica (Sector norte = n, Sector central = c, Sector sur = s y Sector La Laguna = l). Q2d corresponde a la unidad de los domos volcánicos (Morro Negro)

La composición de la fracción vítrea de la matriz es también muy homogénea. Se trata de un vidrio riolítico ($\text{SiO}_2 > 71\%$), mientras que la composición de la fracción criptocrystalina es equivalente a un feldespato que varía entre plagioclasa tipo andesina-oligoclasa y feldespato potásico tipo anortoclasa o sanidina.

Discusión de resultados

El volumen estimado de materiales volcánicos (120 a 135 km^3) y los valores de las pendientes (13° a 22°) están dentro de los rangos correspondientes a volcanes calcoalcalinos de composición intermedia a ácida. La diversidad de geoformas refleja cierto grado de variación composicional: los flujos de lavas más gruesos y cortos corresponden a lavas más viscosas, a partir de magmas ácidos a intermedios; al igual que las estructuras de lavas en bloques, crestas onduladas, lavas autobrechadas y *levées*, están asociadas a magmas de composición intermedia a ácida. Los flujos de lavas más largos, con espesores menores y estructuras predominantemente masivas o columnares, corresponden a lavas menos viscosas, y a magmas probablemente menos ácidos.

Con base en los estudios geomorfológico y estratigráfico, se han definido tres posibles estadios: Estadio Pre-Huila, que corresponde a las partes más bajas del CVNH con morfología más 'evolucionada' o modificada; Estadio Huila Antiguo, que corresponde a la vertiente media; y Estadio Huila Reciente, que corresponde a la zona más alta del CVNH, por encima de 4300 ± 100 msnm, donde las geoformas volcánicas están mejor conservadas.

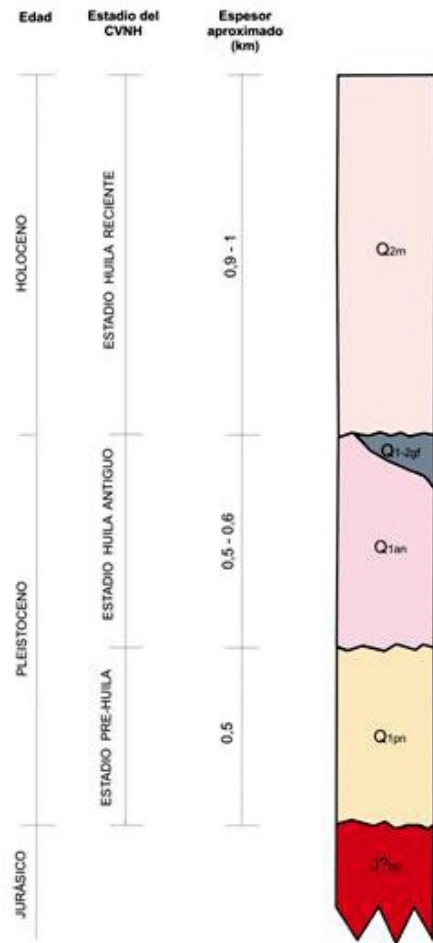
El límite entre estadios Huila Antiguo y Huila Reciente es el nivel guía de depósitos y geoformas de origen glacial, por debajo de 4000 ± 200 msnm, casi continuo, a lo largo del CVNH. Esta franja se formó probablemente durante la última Glaciación, que finalizó hace 11.000 a 10.000 años, cerca del límite Pleistoceno-Holoceno. Probablemente las lavas superiores del Estadio Huila Antiguo sufrieron una intensa erosión glacial, dejando grandes valles glaciares por los que posteriormente descendieron

nuevos flujos de lavas del Estadio Huila Reciente, durante el Holoceno. Los cuatro flujos piroclásticos encontrados en el pico Central pertenecen al Estadio Huila Reciente y quizás fueron generados por colapso o explosión de domos. Cada estadio presenta características petrográficas y geoquímicas particulares.

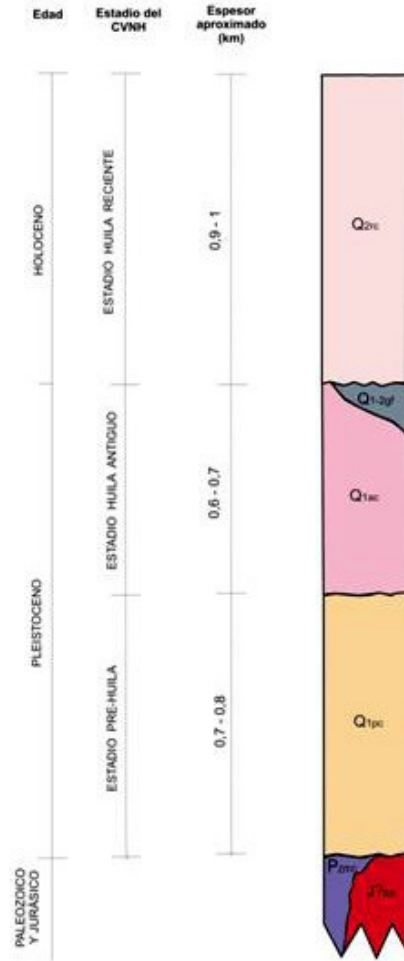
En el CVNH se han identificado diversos tipos de andesitas: de dos piroxenos (cpx + opx), clinopiroxénicas, anfibólicas, clinopiroxénicas con anfíbol y ortopiroxeno, etc. En cada una de las 13 unidades volcanoestratigráficas, definidas para el CVNH (figura 6), existe el predominio de uno de estos determinados tipos petrográficos. En las unidades del Estadio PreHuila predominan las andesitas de dos piroxenos y andesitas clinopiroxénicas con ortopiroxeno, con o sin anfíbol. Las lavas del Estadio Huila Antiguo de los sectores central y sur son principalmente andesitas clinopiroxénicas con o sin ortopiroxeno \pm anfíbol, mientras que en el sector norte son esencialmente andesitas anfibólico-clinopiroxénicas y andesitas clinopiroxeno-anfibólicas, al igual que en el Estadio Huila Reciente del sector sur, a diferencia de las lavas del Estadio Huila Reciente de los sectores central y norte y del domo Morro Negro que son fundamentalmente andesitas anfibólicas y andesitas anfibólico-clinopiroxénicas. Esto refleja el rasgo más característico, desde el punto de vista petrográfico, de las lavas más recientes del CVNH: el aumento relativo en el contenido de anfíboles, principalmente en los picos Central y Norte, igualmente en las lavas de domos volcánicos (figura 7). En estas unidades se hace más notoria la presencia de biotita y, relativamente, de olivino.

La variación de los tipos petrográficos en función de posición estratigráfica se ve claramente en el sector de La Laguna, al norte del edificio principal del CVNH, donde predominan, además, las rocas microcristalinas: se ve como de andesita clinopiroxénica de la Unidad Inferior, se pasa a andesita de dos piroxenos de la Unidad Intermedia, y de ésta a andesita anfibólico-clinopiroxénica de la Unidad Superior.

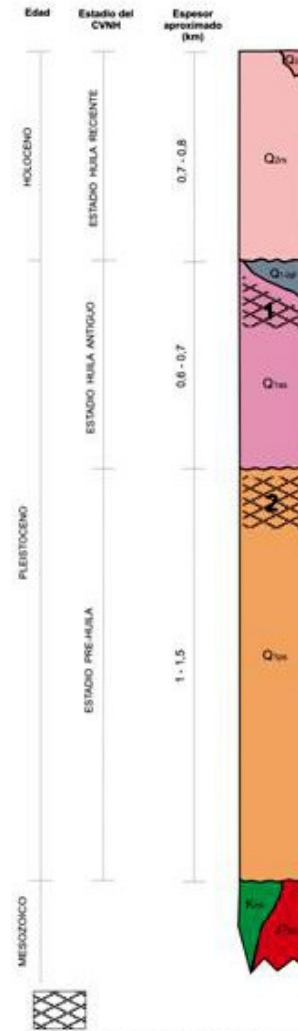
Columna estratigráfica generalizada del sector norte



Columna estratigráfica generalizada del sector central



Columna estratigráfica generalizada del sector sur



Este simbolo indica el momento relativo en que pudo haber ocurrido la Avalancha de Escombros del Páez (Q1ae): 1 = según Pulgarín (2000), 2 = en este trabajo.

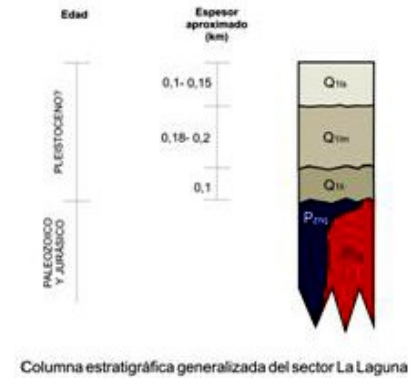
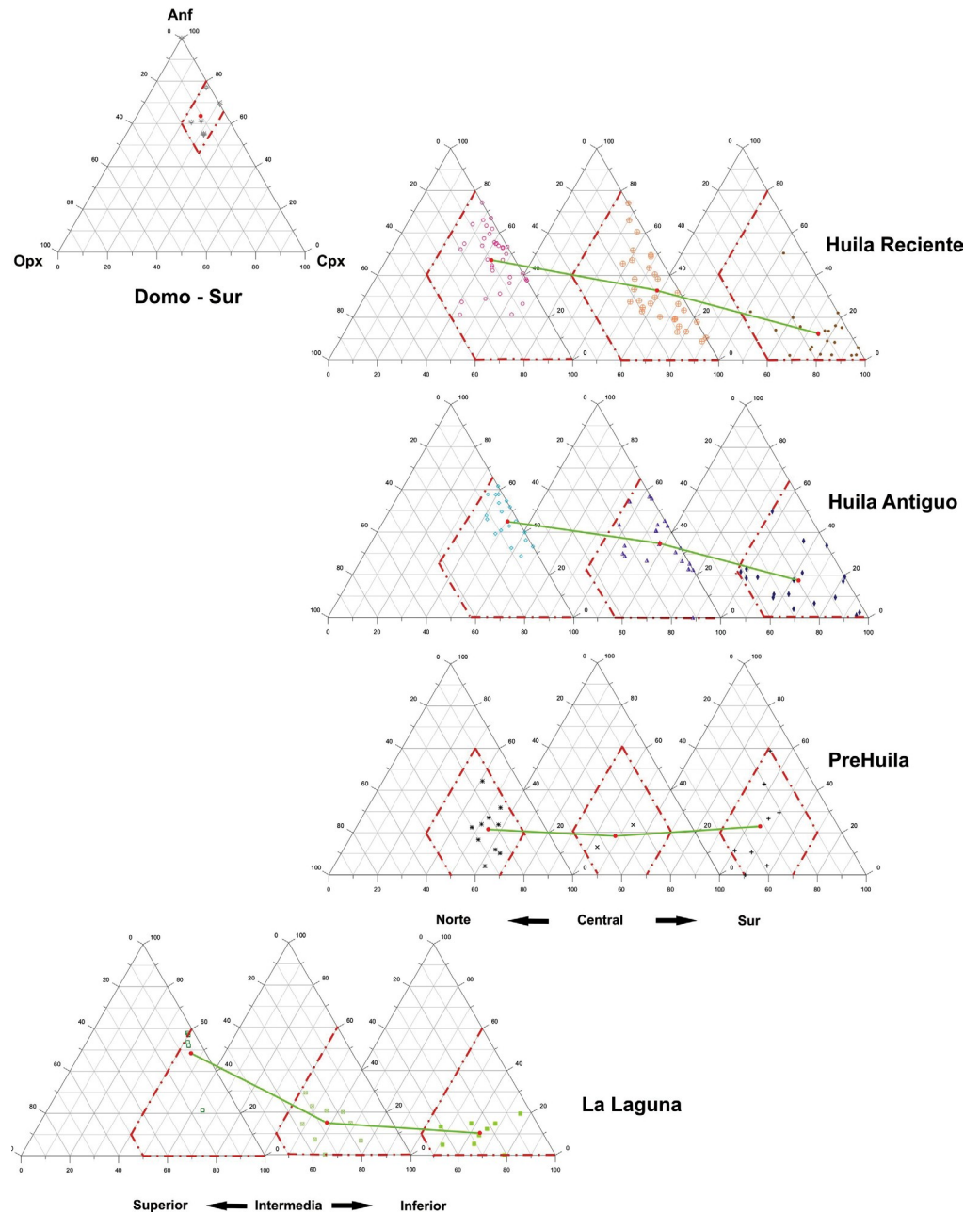


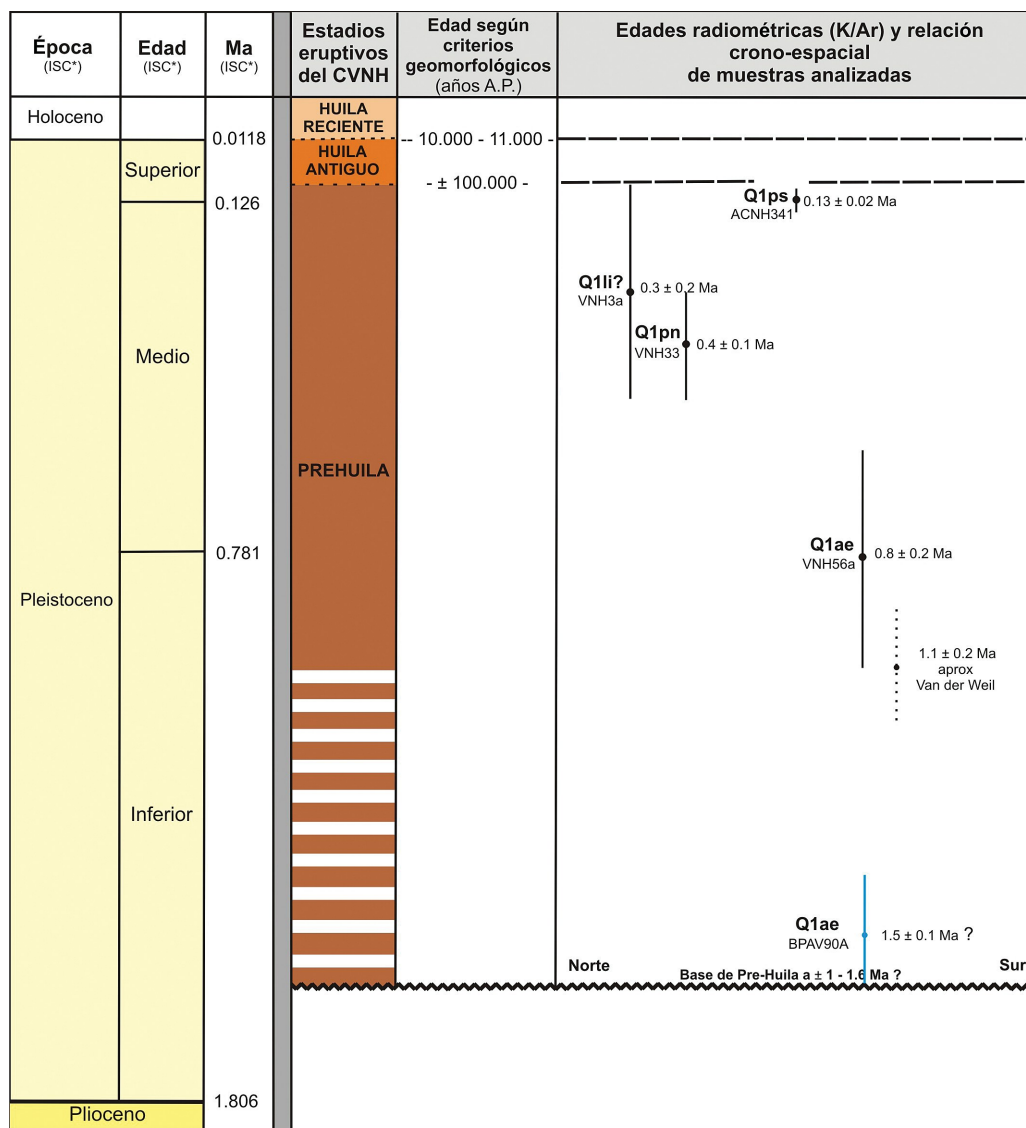
Figura 6. Columnas estratigráficas generalizadas en las cuales han quedado representadas las 13 unidades volcanoestratigráficas definidas en el CVNH.



► **Figura 7.** Correlación de las 13 unidades volcanoestratigráficas del CVNH en los diagramas ternarios de clasificación petrográfica base en los porcentajes relativos de anfíbol, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Además de las nueve unidades correspondientes a los tres estadios (Pre-Huila, Huila Antiguo y Huila Reciente) en los tres sectores (norte, centro y sur) del edificio por el que se han representado las tres unidades pertenecientes al sector La Laguna, ubicado al norte de Cuchilla Verdún, y la correspondiente al domo volcánico del Sur-Morro Negro. (Punto rojo representa la media).

Los datos geocronológicos K/Ar, junto a los datos geomorfológicos y volcanoestratigráficos, permiten señalar que la historia eruptiva del CVNH se inició hace aproximadamente un millón y medio de años, en el Pleistoceno Inferior, con el Estadio Pre-Huila, que se prolongó durante el Pleistoceno. Hace

aproximadamente 100.000 años comenzó el Estadio Huila Antiguo, que tuvo una duración relativamente corta, unos 90.000 años en el Pleistoceno Superior. Finalizada la última Glaciación, debió comenzar el Estadio Huila Reciente, hace 11.000-10.000 años, el cual se prolongó durante el Holoceno (figura 7).



* según la carta Estratigráfica Internacional de la International Commission on Stratigraphy (2006)

Figura 8. Edades radiométricas e historia eruptiva del Complejo Volcánico Nevado del Huila.

Conclusiones

- La diversidad de rasgos geomorfológicos en el Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH), además de reflejar cierto grado de variación composicional en sus lavas, ha permitido establecer una historia eruptiva que se divide en tres estadios: Estadio Pre-Huila, Estadio Huila Antiguo y Estadio Huila Reciente. Dicha historia se enmarca en la segunda etapa del volcanismo cenozoico colombiano.
- En el CVNH se han cartografiado y caracterizado 13 unidades vulcanoestratigráficas prin-

- cipales, en las que predominan secuencias de gruesos flujos de lavas andesíticas y escasos depósitos de flujos piroclásticos, intercalados.
- Las edades radiométricas indican que el Estadio Pre-Huila se inició hace 1,5 Ma aproximadamente (Pleistoceno Inferior) y el Estadio Huila Antiguo empezó hace 100.000 años (Pleistoceno Superior). Por último, el Estadio Huila Reciente comenzó hace 11.000-10.000 años.
- Las rocas del CVNH son microporfídicas a microcristalinas, con plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti como

fases principales, y olivino, mica y apatito como fases accesorias.

- Las variaciones en el contenido mineral facilitan la caracterización general de los estadios eruptivos. Las lavas de Estadio Pre-Huila son principalmente andesitas de dos piroxenos. El porcentaje de anfíbol se va haciendo mayor hacia Estadio Huila Antiguo, donde predominan las andesitas clinopiroxénicas, y especialmente en Estadio Huila Reciente, con andesitas anfibólicas como tipo predominante.

Agradecimientos

Agradecemos al Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán de Ingeominas, la Fa-

cultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid y la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia, Seccional Medellín. Agradecemos también al Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru y al Centro de Geocronología y Geoquímica Isotópica, ambos de la Universidad Complutense de Madrid. Esta investigación fue apoyada, en parte, por el Programa de Becas del Icetex de Colombia y el Programa de Becas Alban de la Unión Europea. Agradecemos también a todas las personas, colegas, familia y amigos, por su invaluable apoyo a la investigación, de varios años, que finalmente se ha convertido en fuente de ‘materia prima’ para este artículo. 📄

Referencias

- Cepeda, H., Méndez, R., Murcia, A. & Vergara, H. (1986). *Mapa preliminar de riesgos volcánicos potenciales del Nevado del Huila, escala 1:200.000*. Informe interno 1981. Popayán: Ingeominas.
- Cepeda, H., Pulgarín, B., Correa, A. & Agudelo, A. (1997). *Evaluación de amenaza y vigilancia volcánica del Complejo Volcánico Nevado del Huila*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.
- Correa, A. (2009). *Estudio petrológico, geoquímico y vulcanológico para establecer la evolución magmática del Complejo Volcánico del Huila, Colombia*. Tesis doctoral. Madrid: Universidad Complutense de Madrid.
- Correa, A., Cepeda, H., Pulgarín, B. & Ancochea, E. (2000). El volcán Nevado del Huila (Colombia): rasgos generales y caracterización composicional. *Revista Geogaceta*, 27, 51-54.
- Correa, A. & Pulgarín, B. (2002). *Revisión histórica de los estudios geológicos y otros aspectos, sobre el volcán Nevado del Huila y su área de influencia*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.
- Espinosa, A. (2001). *Erupciones históricas de los volcanes colombianos (1500-1995)*. Bogotá: Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Colección Jorge Álvarez Lleras.
- Faure, G. (1986). *Principles of isotope geology*. Nueva York: John Wiley & Sons.
- Hall, M. & Wood, C. (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13, 203-207.
- Ingeominas (1995). *Evaluación de amenaza y vigilancia volcánica del Complejo Volcánico Nevado del Huila*. Informe interno. Popayán: Convenio Ingeominas-Corporación Nasa-Kiwe.
- Pulgarín, B. (2000). Depósitos masivos del Pleistoceno tardío, asociados al colapso del flanco sur del volcán Nevado del Huila (Colombia). Tesis de Maestría. México: Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Pulgarín, B. & Correa, A. (2003). *Morrenas del Volcán Nevado del Huila y su correlación con otras áreas glaciadas de Colombia*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.
- Pulgarín, B. & Macías, J. (1998). Debris avalanche deposit at Nevado del Huila Volcanic Complex (Colombia). VI Reunión Internacional Volcán de Colima. *Memorias 73*. México.
- Stübel, A. (1906). *Die vulkanberge von Colombia. 154 Seiten, 3 Tafeln Karten, 53 Bildern*. Dresden: Verlag von Wilhelm Baensch.
- Van der Weil, A. (1991). The volcaniclastic terraces along the río Páez and downstream part of the río La Plata. En *The Quaternary of Colombia*, 18, 169-181. Bogotá: Instituto de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Colombia (reprinted from Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural University, 1991, Amsterdam).
- Van Zuidam, R. (1986). *Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping*. ITC. Netherlands.

Consideraciones geoquímicas y petrogenéticas para establecer la evolución magmática del Complejo Volcánico Nevado del Huila

GEOCHEMICAL AND PETROGENETIC CONSIDERATIONS IN ORDER TO EXPLAIN MAGMATIC THE EVOLUTION OF THE NEVADO DEL HUILA VOLCANO COMPLEX

ANA MARÍA **Correa Tamayo**¹
EUMENIO **Ancochea Soto**²

Resumen

El Complejo Volcánico Nevado del Huila está formado por rocas de composición intermedia a ácida, afinidad calcoalcalina y contenido medio en K_2O . Según el contenido en SiO_2 hay tres tipos geoquímicos: andesitas ss (57-60%), andesitas dacíticas (60-63%) y dacitas (63-66%). Presentan tendencia adakítica (por ejemplo, altos contenidos de Sr y LREE bajos contenidos de Y y HREE, altas Sr/Y y La/Yb, y $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,7045$). Esta tendencia es más notoria en lavas más recientes, que suelen tener composiciones más dacíticas. El comportamiento de los elementos mayores, REE, LFSE y HFSE son típicos de andesitas de margen continental activo. La composición isotópica Sr-Nd es similar a la de otros volcanes de la ZVN de los Andes. Las relaciones isotópicas Sr-Nd son homogéneas ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7041-0,7042$ y $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51279-0,51283$) y típicas de fundidos mantélicos, con limitada participación de contaminantes derivados de placa subducente o de corteza continental. Los contenidos en elementos traza, compatibles e incompatibles, indican que la cristalización fraccionada controla la evolución magmática, sin descartar la participación puntual de contaminación cortical y mezcla de magmas. Los magmas se formaron probablemente por fusión parcial de cuña mantélica enriquecida por componentes de placa subducente. La cristalización fraccionada, posterior, produjo la mayor parte de variabilidad composicional de este complejo volcánico.

Palabras clave

Complejo Volcánico Nevado del Huila, andesita, dacita, adakita, fundidos mantélicos, cristalización fraccionada.

Abstract

The Nevado del Huila Volcano Complex is made of rocks that have intermediate to acid composition, calc-alkaline affinity and middle content in K_2O . According to SiO_2 content, there are three geochemical types: andesites ss, dacitic andesites and dacites. Adakitic tendency in more recent lavas and more dacitic composition. Behaviors of major elements, REE, LFSE and HFSE are typical of orogenic andesites of active continental margin. Isotopic composition Sr-Nd resemble to volcanoes of ZVN Andes (Ecuador's volcanoes, Galeras and Nevado del Ruiz volcanoes from Colombia). Homogeneous isotopic rate Sr-Nd ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7041-0,7042$ and $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51279-0,51283$) are typical of mantle melts, with limited taking part of derived components of subducted slab or continental crust. Compatible and incompatible trace elements indicate that fractional crystallization is petrogenetic process that has controlled magmatic evolution. Besides to reject others mechanisms: crustal contamination and magmas mixing. These rocks have probably been generated from partial melting of enriched mantle wedge by components of subducted slab. Later fractional crystallization drove magmatic differentiation of this volcano complex.

Key words

Nevado del Huila volcano complex, andesite, dacite, adakite, mantle melts, fractional crystallization.

Artículo recibido el 29 de agosto del 2009. Aprobado el 16 de diciembre del 2009.

¹ Servicio Geológico Colombiano, acorrea@sgc.gov.co

² Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (España), geodec@geo.ucm.es

Introducción

El Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH) tiene una altura de 5364 msnm. Es el volcán activo más alto de Colombia y está ubicado en la cordillera Central, en la unión entre los departamentos Cauca, Huila y Tolima (figura 1). Antes de 1995 era catalogado un estratovolcán con actividad principalmente efusiva. En 1995 se encontró la primera evidencia de que en el pasado también hubo emisión de material piroclástico. La población más cercana es el municipio de Belalcázar (Cauca) a 30 km al SE de su cima. Su área de influencia pertenece al Parque Nacional Natural Nevado del Huila. La labor de vigilancia está a cargo, desde 1992, del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (OVSPo) de Ingeominas.

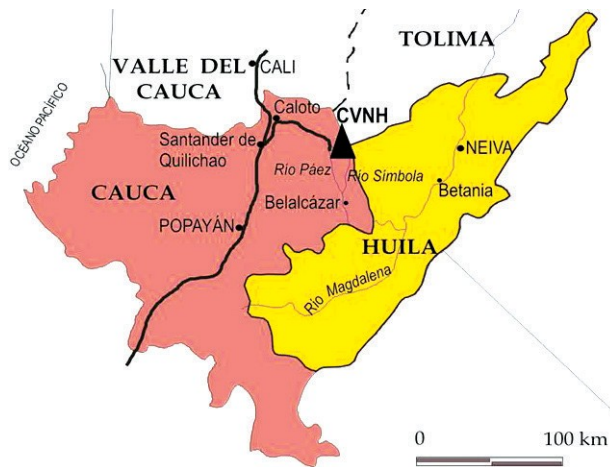


Figura 1. Ubicación del Complejo Volcánico Nevado del Huila.

Estudios geomorfológicos y volcanoestratigráficos detallados, además de haber permitido establecer, de forma preliminar, cierto grado de variación composicional en las lavas del CVNH, permitieron definir tres posibles estadios en el desarrollo de su historia eruptiva, cuyas edades han podido ser definidas por dataciones radiométricas: Estadio Pre-Huila que se inició hace 1,5 Ma aproximadamente (Pleistoceno Inferior), Estadio Huila Antiguo que empezó hace 100.000 años (Pleistoceno Superior) y Estadio Huila Reciente que comenzó hace 11.000-10.000 años, una vez finalizada la última Glaciación, y que se ha prolongado durante el

Holoceno. Toda esta historia queda enmarcada en la segunda etapa del volcanismo cenozoico colombiano. Cada uno de los tres estadios de la historia eruptiva del CVNH presenta características petrográficas y geoquímicas particulares.

Para establecer la evolución magmática del CVNH, es necesario efectuar un análisis, lo más detallado posible, de las características y las variaciones geoquímicas de sus productos a lo largo del tiempo y averiguar las condiciones petrogenéticas de los magmas que les dieron origen. Este estudio se constituye en una de las herramientas fundamentales para efectuar la valoración de la amenaza y el riesgo volcánico.

Antecedentes

Pocos fueron los estudios sobre el CVNH llevados a cabo antes de 1994. El sismo de Páez del 6 de junio de 1994, de magnitud 6,4 y con epicentro en la base del CVNH, marcó un cambio importante, y aunque no estuvo asociado a actividad volcánica, causó gran interés ante la sospecha de una eventual reactivación. Los trabajos más antiguos son de finales del siglo XIX y comienzos del XX, entre los que cabe destacar el trabajo de Stübel (1906), quien fue el primero en señalar que el volcán está formado por andesitas y dacitas de augita. Uno de los trabajos más importantes de la segunda mitad del siglo XX es el primer mapa de riesgos volcánicos potenciales de Nevado del Huila hecho por Cepeda et al. (1986).

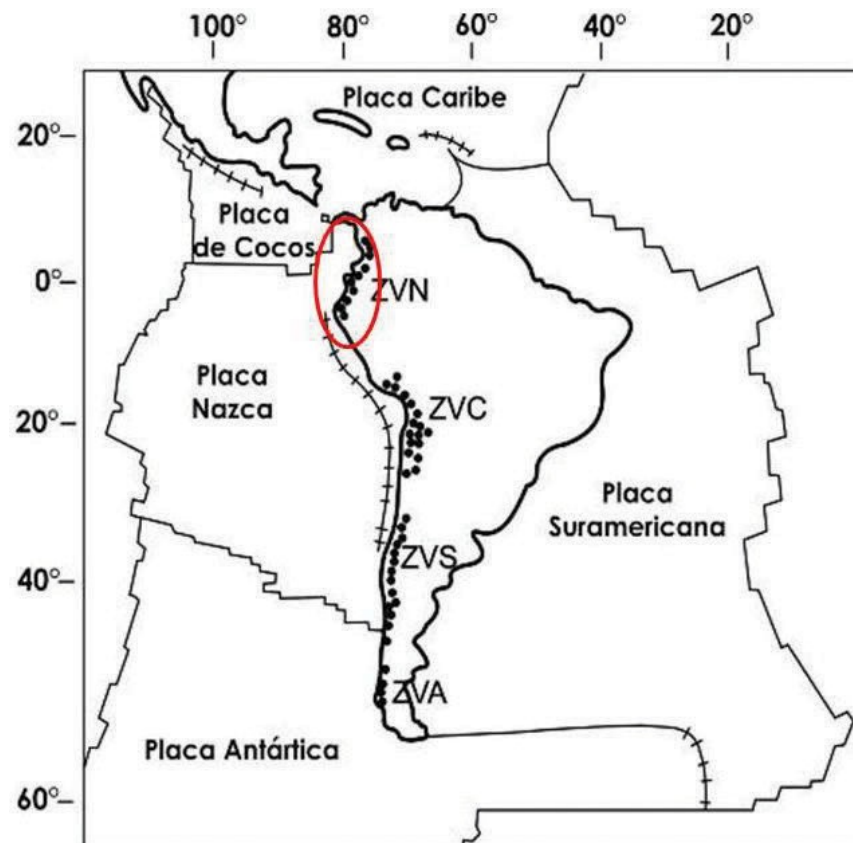
Después del sismo de Páez se llevaron a cabo diversos estudios, entre los cuales se mencionan los realizados por Ingeominas (1994), que corresponden a una evaluación sobre la emergencia ocasionada por el sismo de Páez del 6 de junio de 1994; Correa & Cepeda (1995), quienes efectuaron el primer estudio, preliminar, sobre la geología del CVNH; Correa et al. (2000), que en un artículo presentan, brevemente, algunos rasgos generales y composicionales de este complejo volcánico; Pulgarín (2000), quien escribió su tesis de maestría sobre los depósitos masivos, del Pleistoceno tardío, asociados al colapso del flanco sur del CVNH; y por

último Correa & Pulgarín (2002), que realizaron un estudio más detallado sobre aspectos geomorfológicos, estratigráficos y petrográficos, con énfasis en el lado occidental del CVNH. El trabajo más reciente corresponde a la tesis doctoral de Correa (2009), en la que se realiza un amplio estudio sobre la petrología, geoquímica y vulcanología del Complejo Volcánico del Huila con el fin de establecer su evolución magmática.

Marco geológico

El CVNH está ubicado en la Zona Volcánica Norte (ZVN) de los Andes, que es el resultado de la subducción activa de la Placa de Nazca debajo de la Placa Suramericana (figura 2). La ZVN ha sido escenario además de acreciones de arcos insulares, de corteza oceánica e incluso de fragmentos con-

tinental, y del choque con dorsales asísmicas, como Malpelo y Carnegie, lo que ha provocado el desplazamiento sucesivo de la zona de subducción hacia el occidente (Montes & Sandoval, 1998). Se ha conformado así el denominado Bloque Andino (Andes de Colombia), sometido desde el Mesozoico a esfuerzos de compresión y colisión combinados con distensión localizada, en los sitios donde hay volcanismo (Meissner et al., 1980). Uno de los factores que incide en la ubicación de los volcanes y la generación de magmas en los Andes es la configuración de la zona de subducción, que a su vez es controlada por velocidad de convergencia, edad de placa subducente y rasgos corticales heredados (por ejemplo, presencia de grandes fallas que favorecen ascenso de los magmas).



■ **Figura 2.** El entorno tectónico de la esquina noroccidental de Suramérica, en el cual se enmarca el CVNH, está definido por cuatro placas litosféricas principales: Suramericana, Nazca, Cocos y Caribe. La cadena de volcanes andina ha sido dividida en cuatro segmentos o zonas volcánicas: norte (ZVN), a la cual pertenece el CVNH; la central (ZVC), la sur (ZVS) y la austral (ZNA).

Fuente: Tomada y modificada de Alvarado et al., 1999.

El CVNH, además de ser uno de los 30 volcanes activos de Colombia, y estar ubicado sobre el cruce de dos sistemas de fallas (Sistema de Fallas Moras, de tendencia NE, y Sistema de Fallas Salento, de tendencia NW), es uno de los rasgos que permitieron a Hall & Wood (1985) definir el límite que separa a dos de los ocho segmentos volcanotectónicos en que dividieron a los Andes del Norte. El CVNH está separado de los demás grupos de volcanes, que constituyen la cadena volcánica colombiana, por *gaps* o zonas de ausencia de volcanismo, originados probablemente por cambios en la inclinación de la subducción. Su historia eruptiva está enmarcada en la segunda etapa del volcanismo cenozoico, colombiano, que va del Plioceno superior al Holoceno. Este volcanismo, típicamente calcoalcalino, se ha desarrollado en un arco de margen continental activo ubicado a 200 km, aproximadamente, de la Fosa Colombia-Ecuador y a 150 km por encima de la zona de *Benioff*. El basamento del CVNH está formado por rocas metamórficas del Paleozoico (por ejemplo, neis de Quintero y Complejo Cajamarca), rocas intrusivas del Mesozoico (por ejemplo, Batolito de La Plata), rocas metasedimentarias y sedimentarias del Cretácico y rocas intrusivas del Terciario.

Con base en criterios geomorfológicos, estratigráficos y petrográficos, además de obtener el mapa geológico del CVNH, se pudo definir una secuencia de 13 unidades volcanoestratigráficas, conformadas principalmente por secuencias de gruesos flujos de lavas andesíticas y escasos depósitos de flujos piroclásticos, intercalados (Correa, 2009).

Desde el punto de vista petrográfico, en el CVNH se han identificado diversos tipos de andesitas: de dos piroxenos (cpx + opx), clinopiroxénicas, anfíolicas, clinopiroxénicas con anfíbol y ortopiroxeno, etc. En general, las unidades volcanoestratigráficas en cada uno de los tres estadios definidos en este complejo volcánico muestran el predominio de uno de estos tipos petrográficos. Las lavas del Estadio Pre-Huila son principalmente andesitas de dos piroxenos. Un rasgo notable es el aumento en el porcentaje de anfíbol que se va

dando hacia el Estadio Huila Antiguo, donde predominan las andesitas clinopiroxénicas, y especialmente en el Estadio Huila Reciente, con andesitas anfíolicas como tipo petrográfico predominante (Correa, 2009).

Metodología

Como pilares fundamentales para este trabajo, fueron realizadas diversas actividades previas: revisión bibliográfica exhaustiva (Correa & Pulgarín, 2002), elaboración de mapa fotogeológico en escala 1:25.000, levantamiento volcanoestratigráfico en cuatro campañas de campo y un concienzudo estudio petrográfico. Como complemento de todas estas labores, se llevó a cabo el análisis químico de las diferentes fases minerales en 45 muestras seleccionadas entre dichas unidades y la datación por K/Ar en roca total en 11 muestras representativas de las lavas del CVNH y su basamento. Una presentación detallada de los resultados y las interpretaciones obtenidas en esos estudios previos puede encontrarse en la tesis de Correa (2009).

Para el estudio de las características y variaciones geoquímicas y de las condiciones petrogenéticas, que son el objeto de discusión principal de este artículo, fueron efectuados 51 análisis químicos de roca total en muestras representativas de las diferentes unidades volcanoestratigráficas del CVNH (Correa, 2009). En cada una de estas se determinaron los elementos mayores y algunos elementos trazas por el método ICP; y la mayoría de elementos trazas, incluido REE, por el método ICP/MS (en los laboratorios Actlabs Ltda., Canadá). Se midieron, además, las relaciones isotópicas de Sr y Nd en cinco muestras representativas de las principales unidades del CVNH (Correa, 2009). Estos análisis isotópicos se realizaron en el Centro de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid.

Resultados obtenidos

Desde el punto de vista geoquímico, el CVNH está conformado por rocas de composición intermedia (el 70% de las muestras analizadas) a ácida (30%),

fundamentalmente de la serie calcoalcalina y de contenido en K_2O medio (1,44-2,91%), (figura 3). Son rocas metaluminosas (Índice Saturación en Al_2O_3 entre 0,88 y 1,12%) y con SiO_2 entre 58% y 65%. Según la variación en el contenido de SiO_2 se han distinguido tres tipos litológicos: andesitas ss (57-60%), andesitas dacíticas (60-63%) y dacitas (63 - 66%).

La mayoría de los elementos mayores, excepto K_2O , Na_2O y P_2O_5 , disminuyen de andesitas a da-

cititas, al igual que los elementos compatibles (V, Sc, Co, Zn, Cu, Cr y Ni) cuyos contenidos son también más altos en andesitas. Por el contrario, tanto los elementos incompatibles del grupo *LFSE* (Rb, Cs, Ba y Sr) como los *HFSE* (Zr, Hf, Th, U, Y, Nb, Ta y Pb) presentan mayores contenidos en las rocas más ácidas. La abundancia de las *LREE* (La a Sm) es similar en andesitas y dacitas. Las *MREE* (Eu a Tb) y las *HREE* (Dy a Lu) tienden a ser menos abundantes en las dacitas.

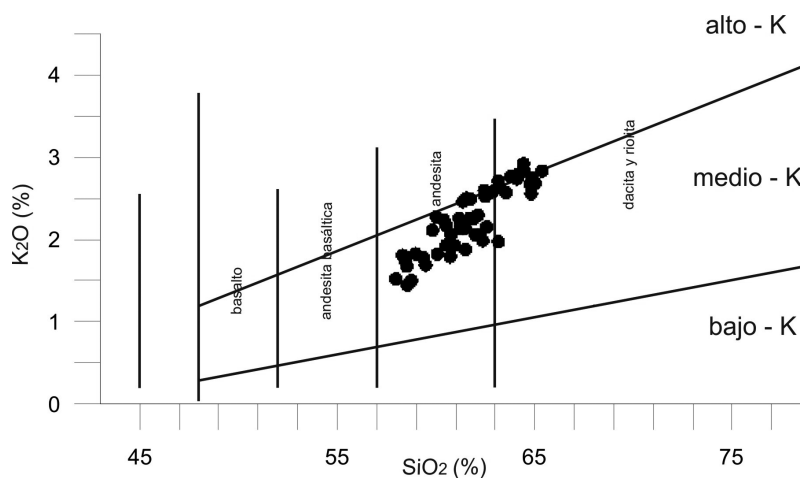


Figura 3. Diagrama Le Maitre et al. (1989) de SiO_2 frente a K_2O con muestras de CVNH.

Los patrones de las *REE*, normalizados al condrito (Nakamura, 1984), muestran alto enriquecimiento de *LREE* respecto a *HREE*, sin anomalías importantes (figura 4). Las andesitas ss tienen enriquecimiento menor en las *LREE* (La_N promedio = 69) que las dacitas (La_N promedio = 80). Los valores de enriquecimiento de las *MREE* son bastante similares (Sm_N promedio en andesita = 21; Sm_N promedio en dacita = 19), mientras en las *HREE* se invierte la relación (Dy_N promedio en andesita = 8; Dy_N promedio en dacita = 6).

Los diagramas multielementales, normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), presentan pautas paralelas entre sí con picos y depresiones bastante pronunciados, con enriquecimientos en los *LILE*, *HFSE* y *LREE* por encima de un orden de magnitud (> 10) respecto al manto primitivo, mientras que el enriquecimiento en las

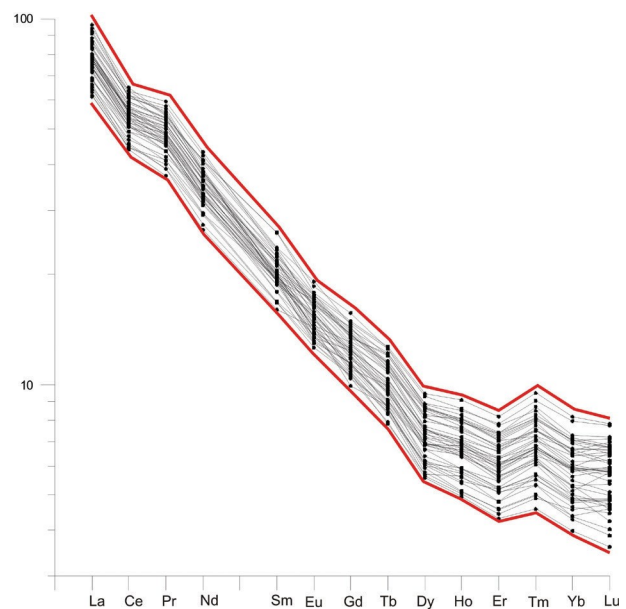


Figura 4. Diagrama de *REE* del CVNH, normalizados al condrito de Nakamura (1984).

MREE, *HREE*, Y y Ti muestra una tendencia decreciente de 10 a 1 (figura 5). Destaca la anomalía negativa de Nb-Ta ($Nb/Nb^* < 0,3$) y positiva de Pb (Pb/Pb^* entre 1,6 y 18,1). Existen algunas anomalías positivas menores en Zr-Hf, Sr, La y Tb y depresiones menores en Ce, Pr, Sm y Ti-Dy.

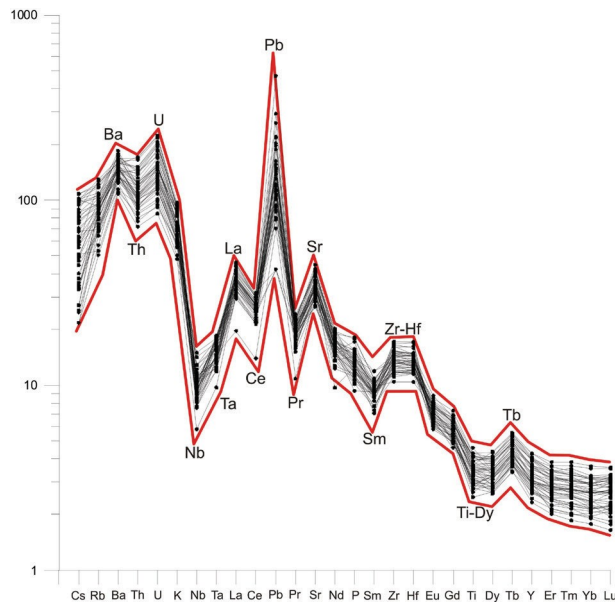


Figura 5. Diagrama de elementos incompatibles, normalizados al manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

Las rocas del CVNH presentan características típicas de rocas adakíticas: bajos contenidos de Y (10 a 19 ppm), bajos contenidos de las *HREE* (Yb 0,9 a 1,8 ppm), altas concentraciones de Sr (560 a 944 ppm), enriquecimiento en los *LILE* y las *LREE* y altos valores de Sr/Y (30 a 80) y La/Yb (13 a 32). En diagramas específicos de clasificación (por ejemplo, Y vs Sr/Y e Yb_N vs La/Yb_N), la mayoría se proyectan en campo de adakitas o en franja de superposición adakita-calcoalcalina, y pocas se sitúan en el campo de la serie calcoalcalina normal (figura 6). Esta tendencia adakítica es más notoria en las lavas más recientes, que suelen tener composiciones más dacíticas.

En general, la composición isotópica Sr-Nd es homogénea, con valores $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7041-0,7042$ y $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51279-0,51283$, y similar a la de otros volcanes de la ZVN, específicamente de Ecua-

dor ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7040-0,704543$ y $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512617-0,51295$; Bourdon et ál., 2002, Samaniego et ál., 2005 y Bryant et ál., 2006) y de Colombia ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,704090-0,704770$ y $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512728-0,512975$; James & Murcia, 1984 y Marín-Cerón, 2007).

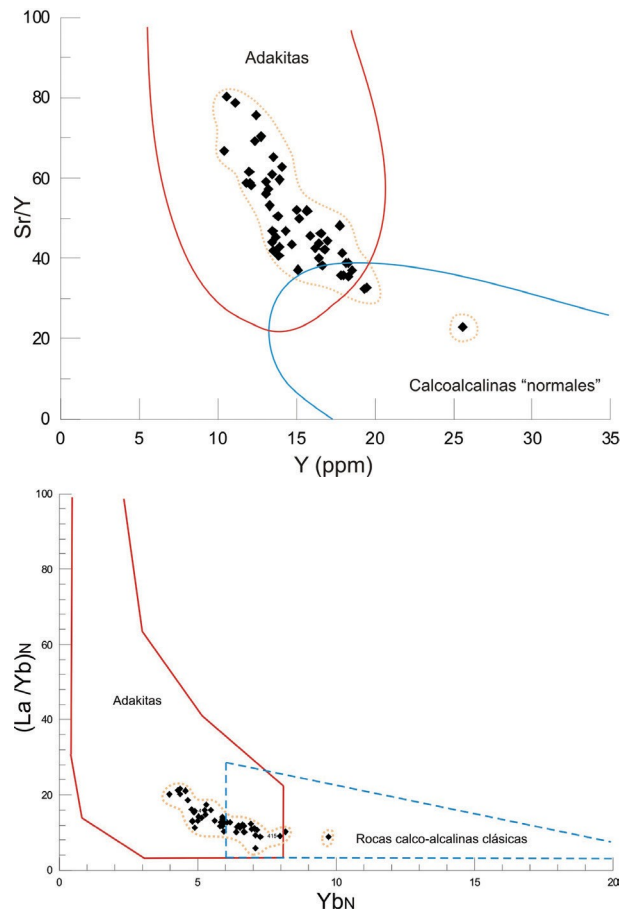


Figura 6. Dos de los diagramas de discriminación entre adakitas y calcoalcalinas típicas: Y frente a Sr/Y (modificado de Defant & Drummond, 1990) y Yb_N frente a $(La/Yb)_N$.

Fuente: Adaptado de Martin, 1999.

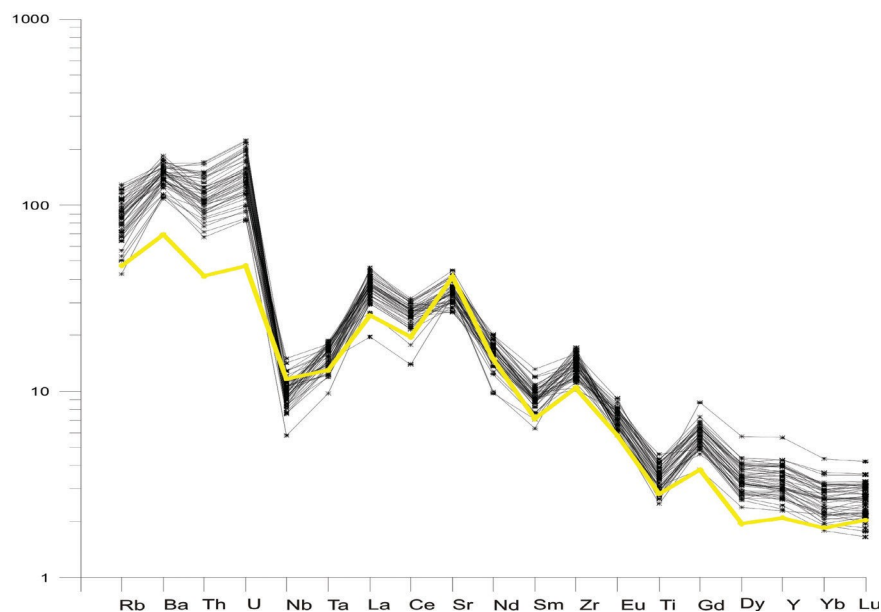
Discusión de resultados

Las rocas del CVNH tienen características petrológicas y geoquímicas similares a las andesitas y dacitas orogénicas de zonas de subducción en margen continental activo, descritas por diversos autores, en diferentes volcanes del mundo, principalmente en los Andes del norte. Los patrones de *REE* tienen rasgos típicos de andesitas de serie calcoalcalina con medio a alto K, de margen continental activa:

marcado fraccionamiento, ausencia de anomalías de Eu, inflexión negativa en Ce y pendiente cóncava en Dy-Er (Bailey, 1981 & Gill, 1982).

El patrón de enriquecimiento de elementos trazas, normalizados al manto primitivo, de las rocas del CVNH es diferente a los patrones de *N-MORB* y de *EPR* (East Pacific Rise). Por el contrario, es similar a los patrones de corteza continental inferior promedio y corteza continental superior promedio. Puede decirse que el CVNH presenta algunos rasgos corticales típicos: mayor enriquecimiento en elementos incompatibles, respecto a material mantélico, hasta dos órdenes de magnitud para los más incompatibles y mayor de 2 para *HREE*, Y y Ti; mar-

cada anomalía negativa en Nb (típica de magmas de margen convergente); notoria anomalía positiva en Pb y anomalías menores en Ti y Hf (Kelemen et ál., 2003). También existen marcadas similitudes con los patrones de elementos incompatibles de andesita primitiva, de arco continental, promedio y andesita “tipo andino” de Bailey (1981). Igualmente hay semejanzas con patrones de andesitas y dacitas promedio del Complejo Volcánico Galeras (CVG), Volcán Nevado del Ruiz (VNR), y con patrones de andesita y dacita promedio de Ecuador. Además, el patrón de adakita cenozoica promedio se ajusta casi perfectamente al rango de variación de patrones del CVNH (figura 7).



► **Figura 7.** Patrón de elementos traza de adakita cenozoica típica (en amarillo) comparada con patrones de muestras del CVNH.

Las pautas de elementos incompatibles de las andesitas menos diferenciadas del CVNH muestran alto enriquecimiento de Sr, K, Rb, Ba, Th con respecto al *MORB*, lo que según Pearce (1983) reflejaría la posible participación de componente de zona de subducción en la petrogénesis (figura 8). El menor enriquecimiento en Ta, Nb, Ce y P, y el ligero o casi nulo enriquecimiento en Zr, Hf, Sm, Ti,

Y e Yb, respecto al *MORB*, es causado quizás por cristalización fraccionada y posible participación del manto superior, enriquecido. Además, el enriquecimiento en Th y Nb de estas andesitas menos diferenciadas indicaría una posible fuente mantélica enriquecida en Th y Nb. El enriquecimiento notable en Th quizás sea causado por componentes provenientes de la zona de subducción.

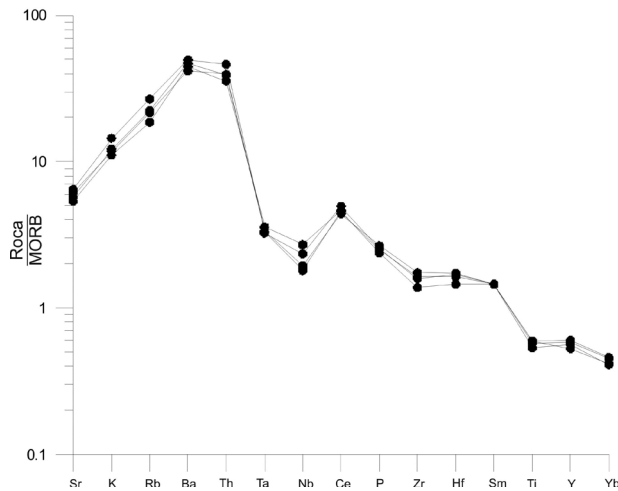


Figura 8. Andesitas menos diferenciadas del CVNH normalizadas al MORB.

Fuente: Pearce, 1983).

En el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, las muestras representativas de CVNH, CVG y VNR caen dentro del campo de la ZVN. Al comparar con materiales de origen mantélico (*MORB* y *OIB* de East Pacific Rise, Galápagos Spreading Centre y hotspot de islas Galápagos) es evidente que las muestras de CVNH se encuentran dentro de la tendencia de los tipos mantélicos (*mantle array*), con valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y relativamente altos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, indicando que posiblemente el magma se generó por fusión parcial de fuente mantélica con poca participación cortical (figura 9). Además, las relaciones isotópicas tan homogéneas revelan que la evolución magmática tampoco fue afectada significativamente por la participación de contaminantes derivados de la corteza continental.

Si en un diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, las muestras se proyectan siguiendo trayectorias que cortan y atraviesan verticalmente la franja de composición mantélica (*mantle array*), de forma un tanto dispersa y hacia la derecha. Esto muestra la presencia de contaminante cortical en la petrogenesis (James & Murcia, 1984). En el CVNH no se da esta tendencia, lo que confirma la nula o mínima participación de contaminación cortical.

Como las rocas del CVNH presentan tendencia adakítica, la comparación con la signatura isotópica de la adakita típica podrían proporcionar información

sobre su petrogenesis. Normalmente, las adakitas tienen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajas, similares a los *MORB*, lo que indica generación directa de magmas a partir de la placa oceánica subducida y ausencia de un componente sedimentario en su petrogenesis, aunque existen también adakitas con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ligeramente mayor que los *MORB*. Esto reflejaría cierto grado de asimilación cortical. Efectivamente, en el diagrama Rb vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figura 10) las rocas del CVNH están dentro o muy cerca del campo de las adakitas cenozoicas típicas, pero con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ligeramente mayor que estas adakitas y más baja que las rocas de la ZVC de los Andes.

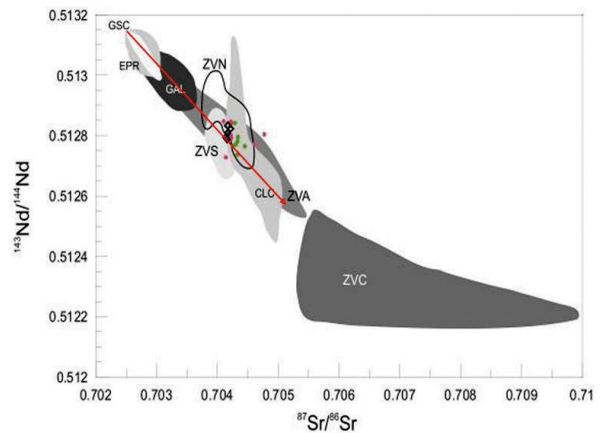


Figura 9. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con muestras de CVNH (rombo negro), CVG (círculo rojo) y VNR (círculo verde) contrastadas con diversos campos delimitados por Samaniego et al. (2005): Galápagos Spreading Centre (GSC), East Pacific Rise (EPR), Islas Galápagos (GAL), Zona Volcánica Norte de los Andes (ZVN), Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS), Zona Volcánica Austral de los Andes (ZVA), Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) y xenolitos de corteza continental inferior en SW de Colombia (CLC). (Flecha roja: tendencia mantélica - *mantle array*).

Aunque la tendencia adakítica en el CVNH llevaría a considerar la génesis del magma por fusión parcial de corteza oceánica subducida, existen argumentos en contra de esta idea: las propias variaciones geoquímicas señaladas han denunciado un origen del magma por fusión parcial de cuña mantélica; la profundidad de zona de *Beniof* (140-200 km) es mayor que la profundidad necesaria para la “ventana adakita” (75-85 km); y no existe la correlación positiva entre Ba/Nb y Nb propia de magmas adakíticos.

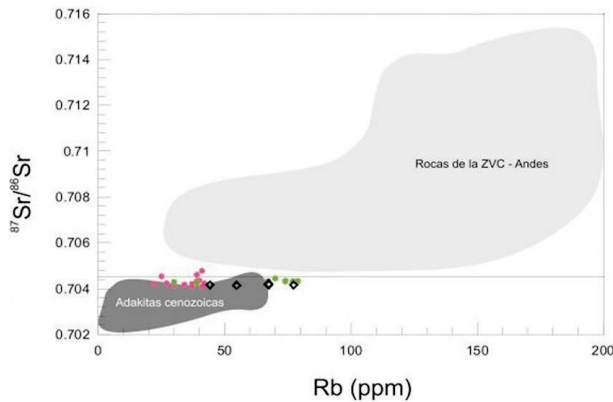


Figura 10. Variación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ según el contenido de Rb en CVNH (rombo negro), CVG (círculo rojo) y VNR (círculo verde).

Así mismo, las relaciones entre elementos traza compatibles e incompatibles en función de la variación desde términos menos diferenciados (andesitas ss) hasta más evolucionados (dacitas) muestran que el proceso petrogenético que controla la evolución magmática es la cristalización fraccionada. Aunque ciertos rasgos texturales y composicionales (por ejemplo, zonados complejos y dispersión o variación irregular en algunos elementos traza) reflejan la posible participación puntual de otros mecanismos como contaminación o mezcla de magmas.

Conclusiones

- El Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH) está formado por andesitas y dacitas de afinidad calcoalcalina y contenido medio de K_2O . Se han identificado tres tipos litológicos principales: andesitas, andesitas dacíticas y dacitas.
- El comportamiento de los elementos mayores y de la traza es similar al de las andesitas y dacitas orogénicas de zonas de subducción en margen

Referencias

Alvarado, G., Acevedo, A., Monsalve, M., Espíndola, J., Gómez, D., Naranjo, J., Pulgarín, B., Raigosa, J., Sigarín, C. & Vanderlaat, R. (1999). Desarrollo de la vulcanología en Latinoamérica en el último cuarto del siglo XX. *Revista Geofísica*, 51, 186-241.

continental activo, descritas en otros volcanes del mundo, principalmente en los Andes del norte.

- Las lavas del CVNH presentan tendencia adakítica. Esta tendencia es más notoria en las lavas más recientes, que suelen tener composición más dacítica.
- Con base en los patrones de las *REE* y de elementos incompatibles y en las relaciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), se puede concluir que los magmas que han alimentado al CVNH, se generaron por fusión parcial de la cuña mantélica, relativamente enriquecida por componentes derivados de placa subducente.
- El principal proceso petrogenético que ha controlado la evolución magmática es la cristalización fraccionada, sin descartar participación –en menor medida– de mecanismos como contaminación cortical y mezcla de magmas.

Agradecimientos

Agradecemos al Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán de Ingeominas, a la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid y a la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia, Seccional Medellín. Agradecemos también al Centro de Microscopía Electrónica Luís Bru y al Centro de Geocronología y Geoquímica Isotópica, ambos de la Universidad Complutense de Madrid. Esta investigación fue apoyada, en parte, por el Programa de Becas del Icetex de Colombia y por el Programa de Becas Alban de la Unión Europea. Agradecemos también a todas las personas, colegas, familia y amigos por su invaluable apoyo a la investigación de varios años, que finalmente se ha convertido en ‘materia prima’ para este artículo.

Bailey, J. (1981). Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32, 139-154.

Bourdon, E., Eissen, J. P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotton, J. & Hall, M. (2002). Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): Evidence

- for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology*, 43(2), 199-217.
- Bryant, J., Yagodinski, G., Hall, M., Lewicki, J. & Bayley, D. (2006). Geochemical constraints on the origin of volcanic rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology*, 47(6), 1147-1175.
- Cepeda, H., Méndez, R., Murcia, A. & Vergara, H. (1986). *Mapa preliminar de riesgos volcánicos potenciales del Nevado del Huila, escala 1:200.000*. Informe interno 1981. Popayán: Ingeominas.
- Correa, A. (2009). *Estudio petrológico, geoquímico y vulcanológico para establecer la evolución magmática del Complejo Volcánico del Huila, Colombia*. Tesis doctoral. Madrid: Universidad Complutense de Madrid.
- Correa, A. & Cepeda, H. (1995). *Informe preliminar sobre la geología del Complejo Volcánico Nevado del Huila*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.
- Correa, A., Cepeda, H., Pulgarín, B. & Ancochea, E. (2000). El volcán Nevado del Huila (Colombia): rasgos generales y caracterización composicional. *Revista Geogaceta*, 27, 51-54.
- Correa, A. & Pulgarín, B. (2002). *Morfología, estratigrafía y petrografía general del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH). Énfasis en el flanco occidental*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.
- Defant, M. & Drummond, M. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Gill, J. (1982). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlín: Springer-Verlag.
- Hall, M. & Wood, C. (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13, 203-207.
- James, D. & Murcia, L. (1984). Crustal contamination in northern Andean volcanics. *Journal of the Geological Society London*, 141, 823-830.
- Kelemen, P., Hanghoj, K. & Greene, A. (2003). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust (Chapter 3.18). En Holland, H. & Turekian, K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, pp. 593-569, vol. 3 The Crust. Oxford: Elsevier-Pergamon.
- Ingeominas (1994). *El sismo de Páez, Cauca -6 de junio de 1994-. Evaluación de emergencia*. Informe presentado al Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres de Colombia (SNPAD). Santafé de Bogotá.
- Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. & Zanettin, B. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Marín-Cerón, M. (2007). *Major, trace element and multi-isotopic systematics of SW Colombian volcanic arc, northern Andes: Implication for the stability of carbonate-rich sediment at subduction zone and the genesis of andesite magma*. Ph.D. Thesis. Okayama University.
- Martin, H. (1999). Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- Meissner, R., Fluh, E. & Muckelmann, R. (1980). *Sobre la estructura de los Andes septentrionales. Resultados de investigaciones geofísicas. Nuevos Resultados de la Investigación Geocientífica Alemana en Latinoamérica*. Bonn: Deutsche Forschungsgemeinschaft.
- Montes, N. & Sandoval, A. (1998). *Base de datos de fallas activas, recopilación bibliográfica*. Informe interno. Bogotá: Ingeominas.
- Nakamura, N. (1984). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Pearce, J. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C. Hawkesworth & M. Norry (Ed.). *Continental basalts and mantle xenoliths*, pp. 230-249. Nantwich: Shiva Pub. Ltd.
- Pulgarín, B. (2000). *Depósitos masivos del Pleistoceno tardío, asociados al colapso del flanco sur del volcán Nevado del Huila (Colombia)*. Tesis de maestría. México: Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J-P. & Cotten, J. (2005). Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The geology and petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 46(11), 2225-2252.
- Stübel, A. (1906). *Die vulkanberge von Colombia. 154 Seiten, 3 Tafeln Karten, 53 Bildern*. Dresden: Verlag von Wilhelm Baensch.
- Sun, S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Saunders & M. Norry (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society*, 42, 313-345.

Ajuste del método Lahar-Z en el sector del volcán Nevado del Huila, con base en los flujos de escombros de 1994 y 2007

SETTING THE METHOD LAHAR-Z IN THE FIELD OF VOLCANO NEVADO DEL HUILA, BASED ON DEBRIS FLOWS IN 1994 AND 2007

CARLOS **Cardona**
 BERNARDO **Pulgarín**
 ADRIANA **Agudelo**
 MARTA **Calvache**
 MILTON **Ordóñez**
 ÓSCAR **Manzo**¹

RESUMEN

En la zona de influencia del volcán Nevado del Huila, más específicamente en la cuenca del río Páez, han ocurrido flujos de escombros en periodos recientes, como los ocurridos en 1994 (de origen sismotectónico) y en 2007 (de origen volcánico, como consecuencia de la actividad eruptiva y su interacción con la masa glaciar). Este hecho revela la recurrencia de estos eventos y, por tanto, la susceptibilidad que la cuenca del río Páez posee para la generación de este tipo de fenómenos, impactando enormemente a los pobladores asentados en su zona de influencia, con pérdidas de vidas humanas y daños a la infraestructura y al ecosistema. Con base en las evidencias dejadas por los flujos de escombros ocurridos en 1994 y 2007, fueron recolectados datos geológicos y topográficos directamente en campo con el fin de modelar el comportamiento de los flujos a lo largo de la cuenca del río Páez, siguiendo la metodología Lahar-Z propuesta por Iverson y otros (1998). Los resultados muestran que los valores obtenidos sobreestiman las áreas transversales de inundación y subestiman los volúmenes involucrados al ser comparados con los valores reales respectivos obtenidos de los levantamientos de campo.

Palabras clave

Flujos de escombros, método Lahar-Z, ajuste, modelamiento, área transversal de inundación.

ABSTRACT

In the catchment area of the volcano Nevado del Huila, more specifically in the Paez River basin, debris flows have occurred in recent periods, as occurred in 1994 (source seismotectonic) and 2007 (of volcanic origin). Based on the evidence left by debris flows occurred in 1994 and 2007, were collected geologic and topographic data directly in the field to model the behavior of flows along the Paez River basin, following the methodology Lahar -Z proposed by Iverson and others (1998). The results show that the obtained values overestimate the cross-sectional areas of flooding and underestimate the volumes involved when compared with the respective actual values obtained from field surveys. We conclude that the formula obtained has a better correlation between theoretical data and measurements in the field.

Key words

Debris flows, Lahar-Z method, setting, modeling, cross-sectional area of flooding.

Artículo recibido el 29 de agosto del 2009. Aprobado el 16 de diciembre del 2009.

1 Servicio Geológico Colombiano, bpulgarin@sgc.gov.co, aagudelo@sgc.gov.co, omanzo@sgc.gov.co, mcalvache@sgc.gov.co, mordonez@sgc.gov.co

Introducción

Dada la necesidad existente de realizar una aproximación teórica de las eventuales alturas de futuros flujos de escombros en la cuenca del río Páez y en respuesta a la necesidad de la comunidad afectada por estos fenómenos de conocer sobre sus posibles efectos, se realizó un modelamiento de flujos en dicha cuenca a partir del método Lahar-Z, el cual permite calcular alturas de llenado alcanzadas por un volumen hipotético de un flujo a través de una cuenca hidrográfica, a partir de una serie de datos topográficos y modelos de elevación del terreno. Se contó con la colaboración del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por su sigla en inglés) en el desarrollo de las simulaciones, tomando como base de datos los registros que existen sobre la cuenca del río Páez acerca de los flujos de escombros generados por el sismo ocurrido el 6 de junio de 1994 (Ingeominas, 1994) (figura 1) y los flujos generados por las erupciones del volcán Nevado del

Huila en febrero 18 y abril 19 de 2007, descritos en Ingeominas (2007 a y b) y Cardona y otros (2007a) (figura 2). Se escogieron 16 secciones transversales a lo largo de la cuenca, las cuales fueron tomadas como referencia para el escalamiento del método. Inicialmente, el método original de Lahar-Z revela alturas de llenado para la cuenca de 41 a 117 metros para los volúmenes modelados, en comparación con el dato de altura máxima de inundación (20 m) dejada por el flujo del 18 de abril de 2007 (Cardona 2007b). Por este motivo se plantea un escalamiento del método, donde se consideran los datos reales de campo (volumen, alturas alcanzadas y secciones transversales) de los flujos ocurridos sobre la cuenca, con el fin de recalcular la fórmula utilizada en el Lahar-Z, ajustando el comportamiento de la curva del método, con los datos levantados en campo de los flujos de escombros ocurridos con anterioridad en la cuenca del río Páez.



► **Figura 1.** Depósito del flujo de escombros ocurrido en la cuenca del río Páez en el 1994 en la población de Belalcázar.



► **Figura 2.** Depósito del flujo de escombros ocurrido en la cuenca del río Páez en el 2007 en la población de Belalcázar.

Marco teórico

Principios del método Lahar-Z

Lahar-Z es un conjunto de programas de computador basados en Sistemas de Información Geográfica (SIG) diseñado por Iverson et ál. (1998) del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), con el fin de delinear zonas de amenaza por flujos de escombros

en regiones volcánicas de una manera rápida, objetiva y reproducible con respecto a otros tipos de modelamientos de estos eventos. Iverson et ál. (1998) afianzaron este método a partir del escalamiento, la calibración y el tratamiento estadístico de datos (trayectorias, espesores, áreas, volúmenes, formas geométricas, etc.) de cerca de 30 flujos de escombros (lahares o flujos de escombros volcánicos) de gran

magnitud que han ocurrido en 9 volcanes del mundo, además del apoyo con más de 30 experimentos hidráulicos de canal en el laboratorio. El método se ejecuta de modo digital (programa Lahar-Z) en un sistema de información geográfico, utilizando uno de los módulos del Arc/INFO (Schilling, 1998). El mapa que se obtiene mediante este método es un contorno de inundación del flujo, producto de una simulación del comportamiento de un determinado volumen de flujo de escombros a través del valle de un río. En general, las investigaciones realizadas por Iverson et ál. (1998) dieron como resultado dos ecuaciones semiempíricas que relacionan el volumen (V) de un flujo dado con su respectiva área transversal de inundación (A) en un valle y también con su respectiva área longitudinal o área planimétrica de inundación (B). Las ecuaciones de tipo semiempírico, que encontraron estos investigadores para el método, son:

$$A = 0,05 * V^{2/3}$$

$$B = 200 * V^{2/3}$$

El área A es igual para todas las secciones transversales topográficas que se calculen en el valle y su

máxima altura con respecto al fondo del valle es el espesor de la inundación o flujo, delimita los límites laterales y superior de la inundación. El área B representa el área teórica en planta que alcanzará la inundación formada por el flujo a todo lo largo del valle e indica el límite longitudinal de la inundación.

Metodología propuesta para el escalamiento de lahar-Z a la cuenca del río Páez

Se seleccionaron 16 puntos (o secciones transversales) en la cuenca del río, donde se tenían datos de las alturas de las áreas mojadas para los flujos ocurridos en la cuenca en los años de 1994 y 2007. En estos puntos, después de la ocurrencia de los flujos, Ingeominas realizó labores de campo. Se tomaron alturas de área mojada, alturas de depósito, desniveles y tipo de material. La tabla 1 presenta las alturas de los puntos que se eligieron para el modelamiento, y en ellos se encuentran los siguientes sitios y poblaciones: Irlanda, Plan de Caloto, Tóez, Cohetandiyó, Mesa de Tálaga, Tálaga, Avirama, Guaduales (Belalcázar), Parque (Belalcázar), Normal (Belalcázar), Coquiyo, Cohetando, Guadualejo, Mesa de Cohetando, Ricaurte, Nátaga (figura 3).

Tabla 1. Alturas de los flujos de escombros ocurridos en 1994 y 2007, en las 16 secciones transversales seleccionadas

N.º	Sitio modelamiento	Distancia	Altura (m)	
		(m)	1994	2007
1	Irlanda	23	19	7
2	Plan de Caloto	24	25	8
3	Tóez	28	25	14
4	Cohetandiyó	33	30	13
5	Mesa de Tálaga	39	25	9
6	Tálaga	39	20	9
7	Avirama	46	24	6
8	Guaduales (Belalcázar)	47.5	21	5
9	Parque (Belalcázar)	48	20	10
10	Normal (Belalcázar)	48.5	19	4
11	Coquiyo	51.5	28	9
12	Cohetando	56	20	10
13	Guadualejo	58	15	8
14	Mesa de Cohetando	63	25	10
15	Ricaurte	65	15	8
16	Nátaga	90	6	5

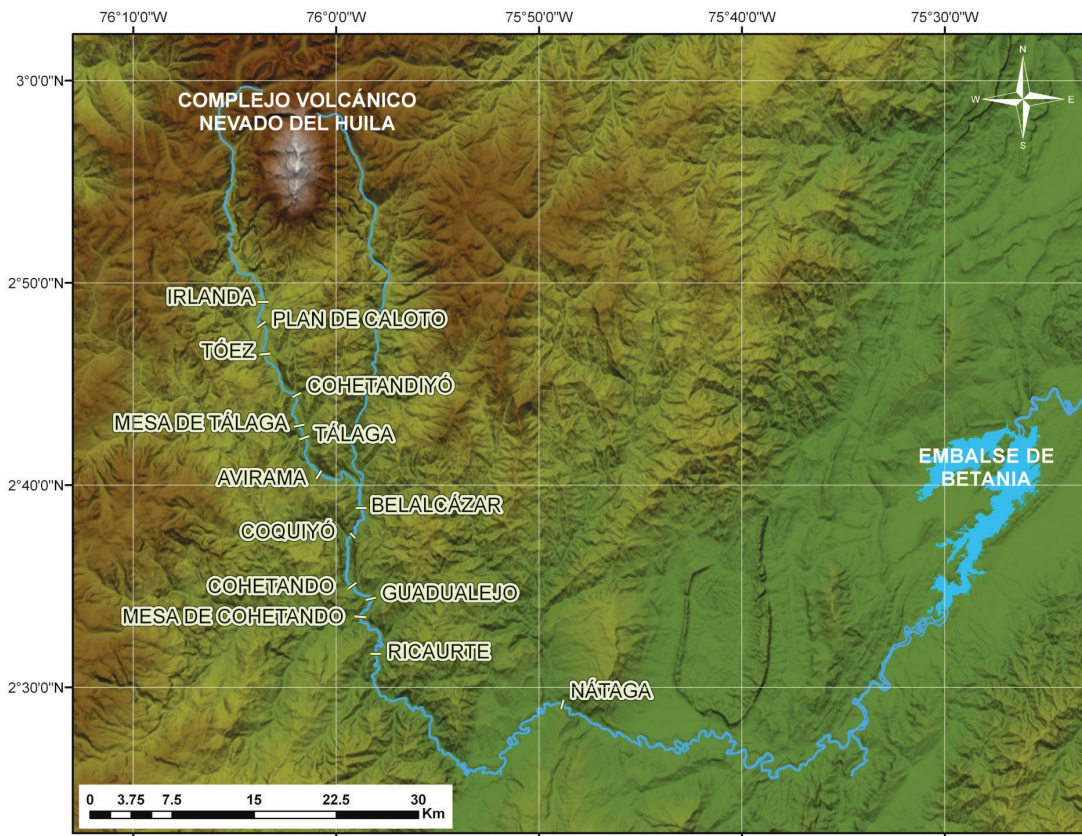


Figura 3. Localización de las secciones transversales seleccionadas en la cuenca del río Páez, zona de influencia del volcán Nevado del Huila.

Cálculo de áreas transversales

Con las alturas de los flujos en cada uno de los sitios, y con base en las secciones transversales a escala, se realizan los llenados de cada una de las secciones para determinar con certeza cuál ha sido el área mojada de la sección transversal inundada. En la figura 4 se toma como sección tipo el casco urbano de la

población de Belalcázar, llenando la sección a 10 m (altura del flujo de 2007) y 20 m (altura del flujo de 1994), dando una área total en las secciones transversales de 750 m² y 2474 m², respectivamente. Lo anterior se realiza en cada una de las secciones transversales de los sitios seleccionados.

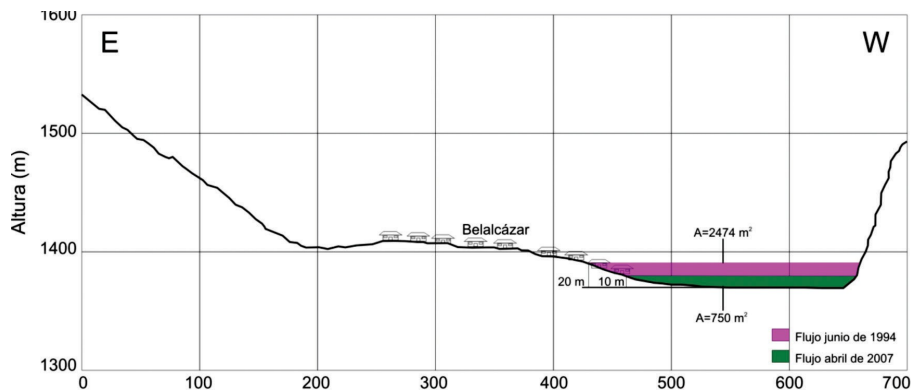


Figura 4. Sección transversal de Belalcázar, en la cual se muestran los llenados del valle del río Páez, con alturas de 10 m (flujo de 2007) y 20 m (flujo de 1994) para el cálculo de sus respectivas áreas transversales de inundación.

Cálculo del volumen

Calderón et al. (1997) reportan que el material involucrado en el flujo de 1994 fue alrededor de 320 millones de m^3 y que el elemento disparador del flujo de escombros fue un sismo de magnitud 6,4, localizado en la parte sur del edificio volcánico del Nevado del Huila, el cual desencadenó cerca de 3.000 deslizamientos superficiales en cercanías al área epicentral, cuyo material removido fluyó aguas abajo sobre el cauce del río Páez. Para el flujo de escombros (lahar) de abril de 2007, se realizaron dos aproximaciones para el cálculo del volumen involucrado:

1. Después de la ocurrencia del flujo de abril de 2007 se realizaron levantamientos geológicos y topográficos en la cuenca del río Páez, en los cuales se levantaron las secciones transversales reales y las alturas dejadas por los flujos de 1994 y de abril de 2007. Se realizó el cálculo de las respectivas áreas mojadas de dichos flujos, obteniendo que el área transversal de 2007 es 3,3 veces menor que la dejada por el flujo de 1994. Por tanto:

$$At(07) = \frac{At(94)}{3.3} \quad [1]$$

Siguiendo las ecuaciones del método Lahar-Z, entonces,

$$At = C * V^{2/3} \quad [2]$$

Entonces,

$$C * V(07)^{2/3} = \frac{C * 320'000.000^{2/3}}{3.3} \quad [3]$$

$$V(07) = 141827^{3/2} \quad [4]$$

Así, el volumen involucrado en el flujo de 2007 podría ser de 53.400.000 m^3 .

2. En la cuenca del río Páez existe una red para la detección temprana de flujos de escombros, la cual está compuesta por 7 estaciones (3 en la cuenca del río Símbola y 4 en la cuenca del río Páez). Dichas redes reportan, mediante valores de voltaje, los niveles de excitación del suelo al paso de flujos de material o agua sobre la cuenca, y por consiguiente, sirven para determinar cambios en los caudales de los mencionados ríos (figura 5).

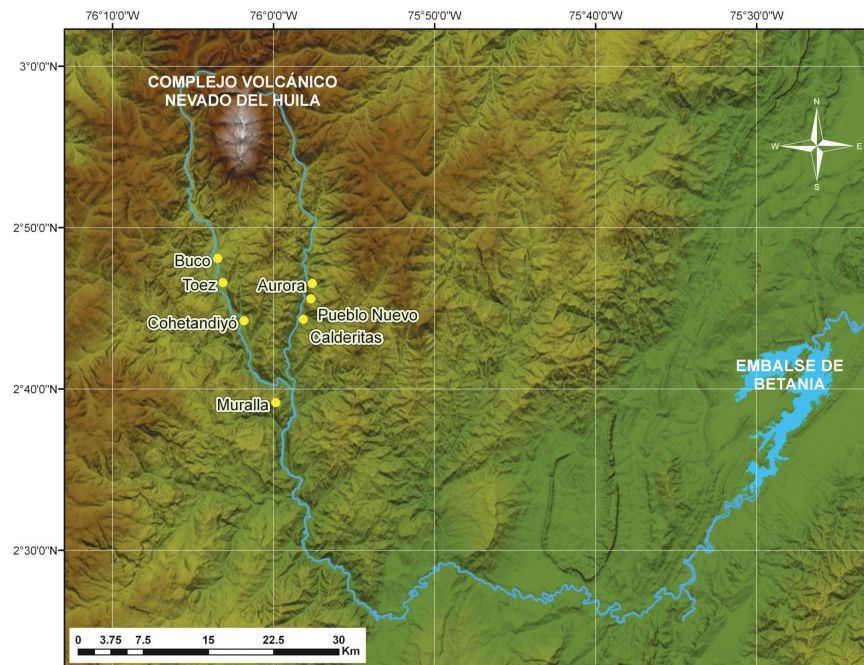


Figura 5. Red de estaciones detectoras de flujos de escombros del volcán Nevado del Huila.

En abril de 2007, la red registró el paso del flujo generado por la erupción del volcán Nevado del Huila (figura 6). Con los datos obtenidos se determinaron las velocidades aparentes del flujo, y los niveles de excitación del sitio a intervalos de 10 minutos; además, se calcularon las alturas máximas reales y el área mojada en cada una de las estaciones (750 m² en promedio); por consiguiente:

Si el caudal es:

$$Q = A * V \quad [5]$$

Q = caudal, A = área transversal, V = Velocidad. Entonces,

$$V = \int_{t_1}^{t_2} Q * dt \quad [6]$$

V = volumen, Q = caudal, t = tiempo

Si se asume que el máximo nivel de excitación corresponde en tiempo al máximo flujo de material en el sitio y, portanto, al área transversal de 750 m², se puede decir que el área bajo la curva corresponde al volumen total que fluyó de t₁ a t₂ (figura 6). Por consiguiente, realizando el cálculo de la integral, el volumen total sería de 55.534.142 m³.

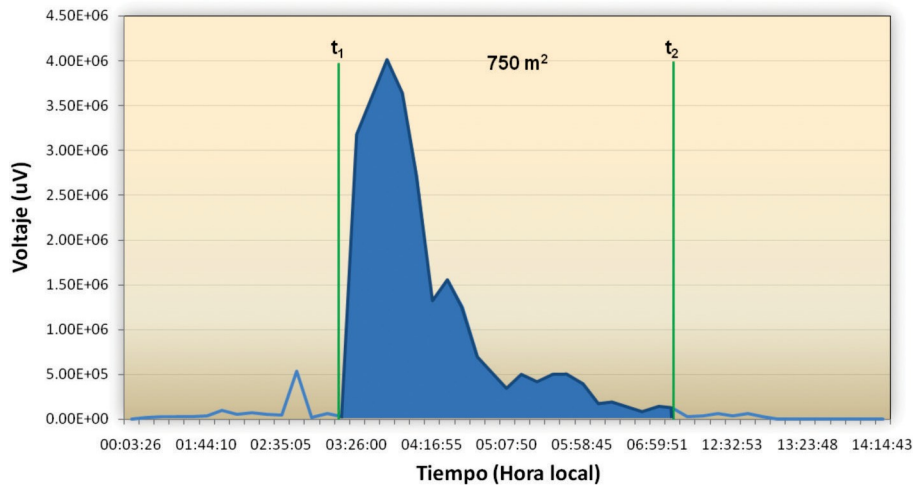


Figura 6. Gráfica obtenida de la estación de Tóez al paso del flujo generado en la erupción del volcán Nevado del Huila de abril de 2007.

Con las áreas transversales determinadas y los volúmenes involucrados en cada uno de los flujos, se plotean los valores encontrados y se comparan con los datos utilizados para determinar la ecuación general del método. En primera instancia, se observa en la gráfica que los puntos reales del terreno determinados para el volcán Nevado del Huila están muy por debajo del promedio general del método estándar, y aún más por fuera de la curva de confiabilidad del 95%, por lo tanto, si se realizan modelamientos con dicha ecuación, las áreas transversales determinadas a un volumen dado estarían sobreestimadas, y por consiguiente, las alturas alcanzadas por estos (figura 7).

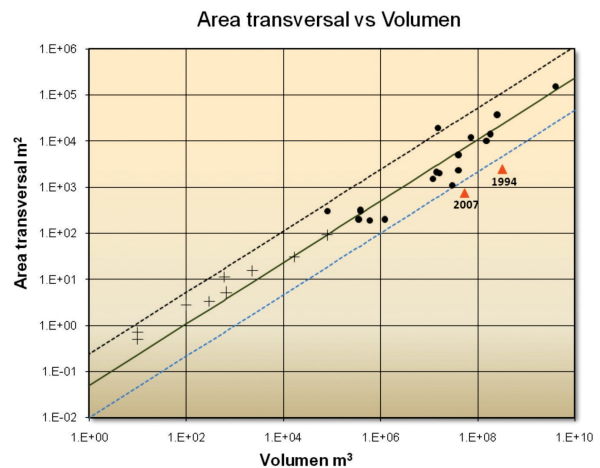


Figura 7. Comparación de los puntos obtenidos para los flujos de escombros ocurridos en el volcán Nevado del Huila en 1994 y 2007, y su comparación con los datos y regresión utilizada por el método Lahar-Z.

Método de escalamiento

Debido a los resultados obtenidos con el método de Lahar-Z convencional, se plantea el escalamiento de la ecuación general del método, tomando como base los datos obtenidos de los levantamientos geológicos y topográficos de alta resolución realizados después de la ocurrencia de los flujos. En dichos levantamientos se recopilaban las alturas de las áreas mojadas y de los depósitos asociados a cada uno de los flujos; además, se realizó un levantamiento topográfico de alta resolución de las secciones transversales. Como el método utiliza una ecuación de potencia de la forma:

$$Y = C * X^m \quad [7]$$

Donde

Y = área de la sección transversal, C = constante,
X = Volumen del flujo, M = pendiente de la recta.

Se obtienen las secciones transversales variando los volúmenes entre 1 m³ y 1000 millones de m³, y decreciendo porcentualmente el valor del coeficiente

de C del modelo inicial con variaciones del 10%, y se trazan las curvas obtenidas. Inicialmente, los valores obtenidos para la cuenca del río Páez están cercanos al 80% de desviación del coeficiente C. Posteriormente, se realizó un tratamiento estadístico a los datos calculando el error de mínimos cuadrados de toda la muestra representada por 32 puntos (16 áreas transversales correspondientes al flujo de 1994 y 16 áreas del flujo de 2007), variando el coeficiente C en un intervalo del 80 al 95% con pasos de iteración del coeficiente C de 1. El mínimo error tiende al 88%. A continuación se realizó un escalamiento fino, variando el coeficiente C desde el 87 al 89%, con pasos de iteración del coeficiente C de 0,1. Los datos tienden a un mínimo error en el 88,2% de variación de C (figura 8a, 8b). La convergencia del error de mínimos cuadrados muestra que la curva que mejor representa los datos de campos $A = 0.006 * V^{2/3}$. De acuerdo con la ecuación obtenida para la cuenca del río Páez, se realizaron los llenados de las secciones transversales a volúmenes involucrados de 53, 320, 600 y 1000 millones de m³.

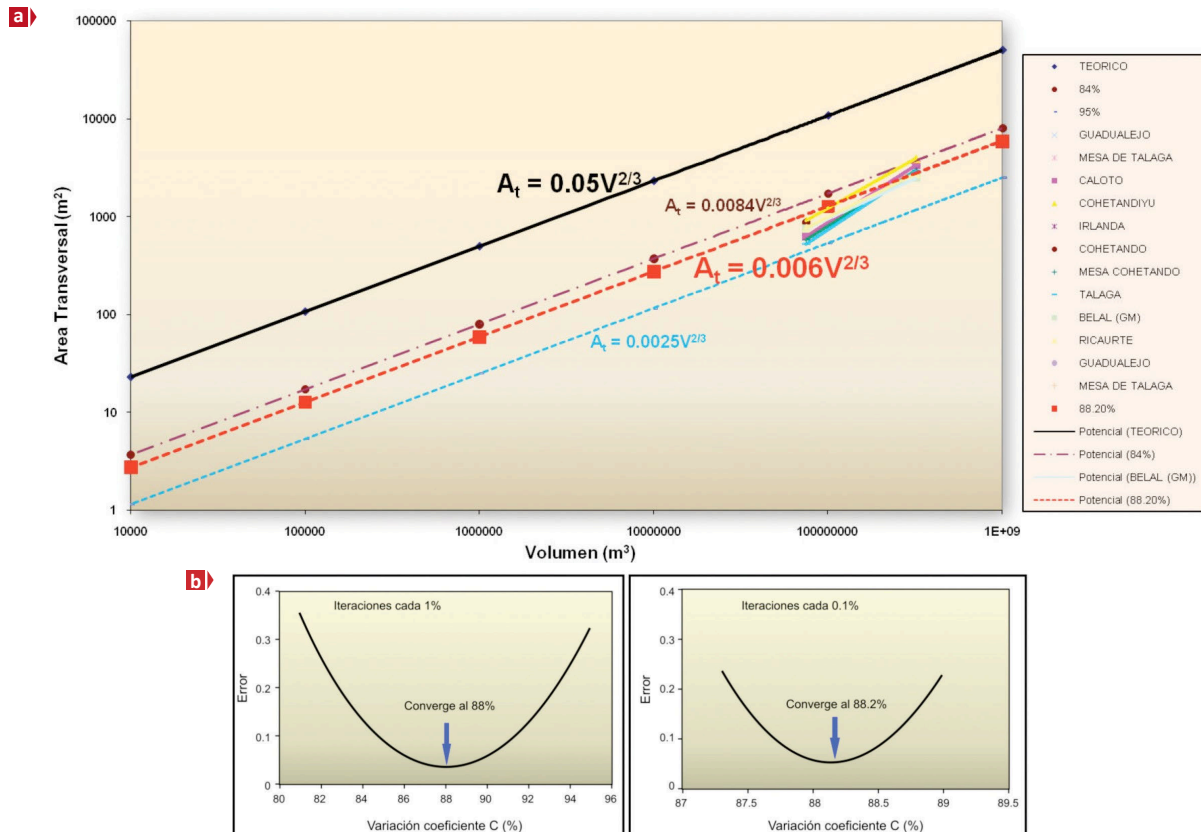


Figura 8. a) Ecuación obtenida del escalamiento y su ajuste a los datos observados en campo. b) Iteraciones y convergencia a un error mínimo para coeficiente C.

Resultados

Se realizaron las simulaciones tomando el modelo digital de la NASA de resolución 30 x 30 m, para la zona de influencia del volcán Nevado del Huila, y más específicamente para el río Páez, el cual nace en la parte alta del complejo volcánico Nevado del Huila, asumiendo volúmenes involucrados de 53, 320 600 y 1000 millones de m³. Los dos

primeros escenarios corresponden a los volúmenes estimados para las avalanchas ocurridas en la cuenca durante 2007 y 1994 respectivamente, los dos escenarios restantes (600 y 1000 millones) corresponde a lo que se estima podría suceder si se formara una avalancha sobre la cuenca con las condiciones actuales de estabilidad del edificio (figura 9).

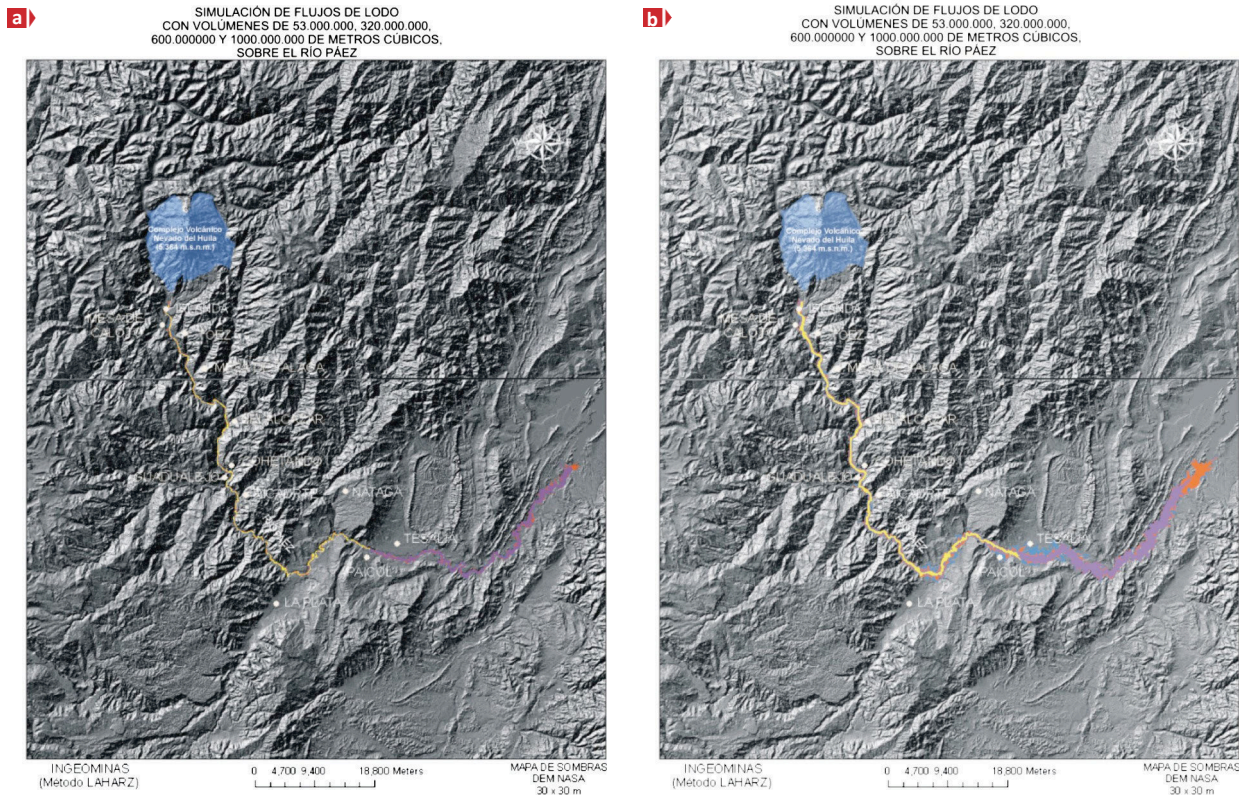


Figura 9. Modelos de terreno donde se observa las simulaciones obtenidas tomando como base el modelo digital de la NASA de resolución 30 x 30 m, para volúmenes involucrados de 53, 320, 600 y 1000 millones de m³, a) ecuación escalada $A_1 = 0,006V^{2/3}$. b) ecuación estándar $A_1 = 0,05V^{2/3}$.

Después de realizar el modelamiento, los resultados obtenidos muestran que si se toma la curva de Lahar-Z convencional, las alturas obtenidas en cada uno de los puntos seleccionados tienen valores superiores en 4 veces al ser comparados con las observaciones realizadas en el terreno; en consecuencia, dicha valoración sobreestima el comportamiento real de la cuenca al paso de flujo con un volumen determinado. De igual forma, se mo-

deló con la ecuación escalada después de realizar el tratamiento matemático y estadístico a los 32 puntos que conforman la muestra. Los resultados obtenidos para altura de áreas mojadas, ancho de la inundación y áreas transversales, presentan una menor desviación de los datos obtenidos con los datos observados en campo, con una desviación total de la muestra cercana al 5% (tabla 2, figura 10).

Tabla 2. Comparación de las alturas reales y simuladas en la sección de Belalcázar, a volúmenes involucrados de 53, 320, 600 y 1000 millones de m³

Sección transversal	Distancia (km)	Flujo 1994			Flujo 1994		
		Altura (m) real	Altura (m) Lahar-Z escalado	Altura (m) Lahar-Z estándar	Altura (m) real	Altura (m) Lahar-Z escalado	Altura (m) Lahar-Z estándar
Irlanda	23	7	8	36	19	24	65
Caloto	24	8	12	35	25	31	65
Tóez	28	14	10	37	25	23	58
Cohetandiyó	33	13	9	51	30	29	90
Mesa de Tálaga	39	9	7	35	25	28	62
Tálaga	39	9	10	36	20	26	69
Avirama	46	6	9.5	29	24	28	64
Guaduales (B)	47.5	5	6	27	21	20	63
Parque (B)	48	10	8	31	20	22	63
Normal (B)	48.5	4	8	30	19	22	60
Coquiyó	51.5	9	8	26	28	26	75
Cohetando	56	10	7	34	20	25	72
Guadalejo	58	8	7	36	15	23	60
Mesa de Cohetando	63	10	11	45	25	29	84
Ricaurte	65	8	9	31	15	25	76
Nátaga	90	5	6	36	6	21	69
		8,44	8,47±0,7	34,69±7,93	21,06	25,13±1,78	68,44±14,29

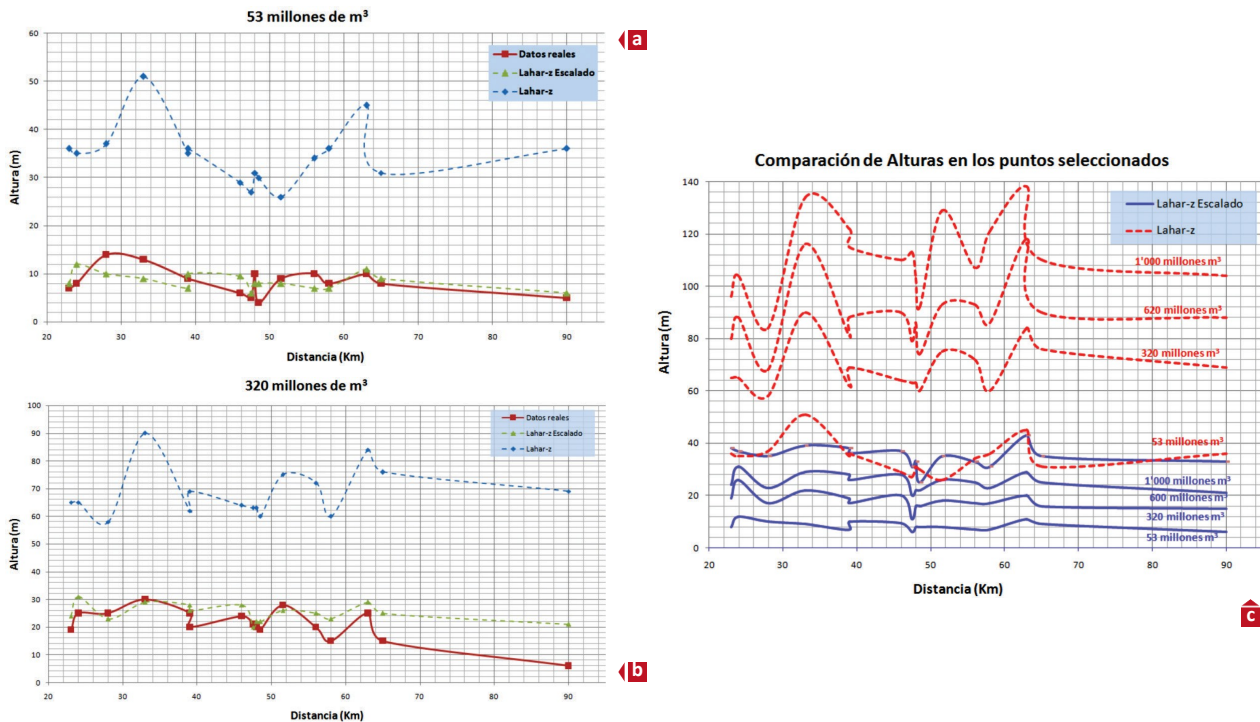
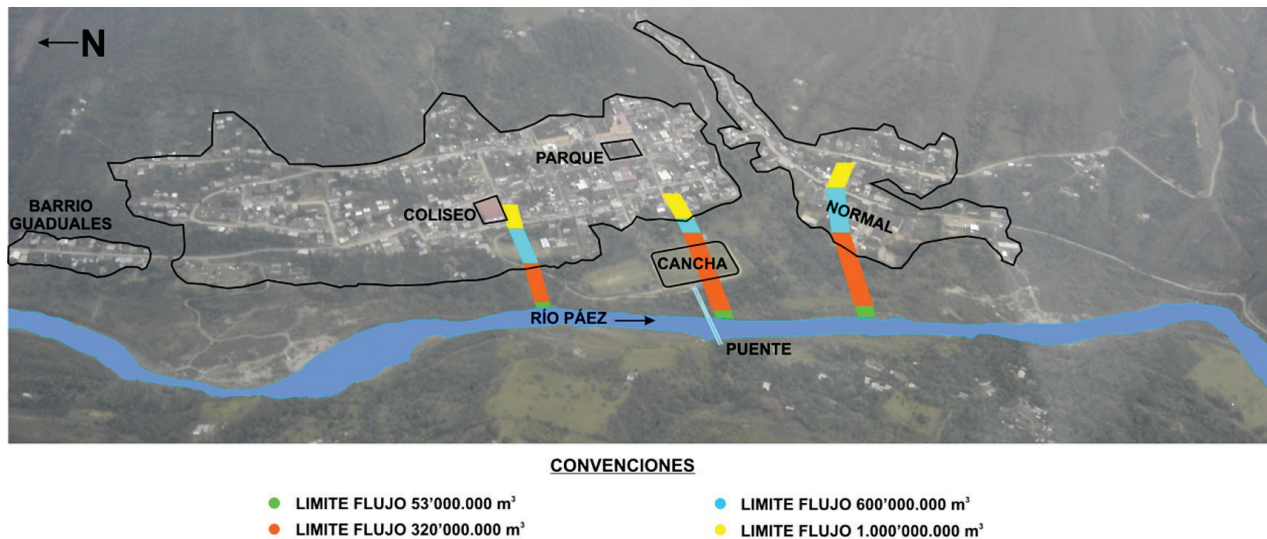


Figura 10. Comparación distancia desde el punto de origen del flujo hasta cada sección transversal vs las alturas reales y las encontradas con el método estándar de Lahar-Z y el método escalado para el flujo de 53 millones de m³. a) y 320 millones de m³. b). Nótese que el método de escalamiento representa de una mejor forma lo ocurrido realmente en la cuenca. c) Comparación de las alturas encontradas en las simulaciones de los diversos volúmenes involucrados con los dos métodos, se observa que el método convencional sobreestima en 4 veces las alturas reales alcanzadas por los flujos.

Para el caso de la sección transversal de Belalcázar, debido a que en este punto se encuentra el principal centro poblado de la cuenca, se realizó un tratamiento especial realizando 4 perfiles topográficos de alta resolución de sur a norte, con el fin de levantar con mayor nivel de detalle las alturas reales de los flujos ocurridos en 1994 y 2007, y modelar las posibles alturas alcanzadas por flujos con volúmenes de 600 y 1000 millones de m³. Del modela-

miento realizado se resalta que: 1. Las alturas encontradas con la ecuación escalada tienen errores de ± 5 m al ser comparadas con los datos levantados en campo. 2. Los flujos modelados de 600 y 1000 millones de m³ dan como resultado que la cabecera municipal llegaría a verse comprometida al paso de dichos flujos, los cuales alcanzarían alturas de 34 y 42 m, respectivamente (figura 11).



► **Figura 11.** Alturas determinadas en las simulaciones de Lahar-Z con la ecuación escalada y volúmenes involucrados de 53, 320, 600 y 1000 millones de m³, en el casco urbano de Belalcázar, municipio de Páez-Cauca (Colombia).

Discusión y conclusiones

La importancia de contar con medidas geológicas y topográficas de las evidencias asociadas a los flujos de escombros ocurridos en la cuenca en épocas recientes, así como la disponibilidad de datos históricos, son un insumo básico como datos de entrada para el método planteado.

El método de escalamiento propuesto en el presente trabajo y las simulaciones obtenidas, con base en la ecuación determinada, proporcionan una mejor aproximación al comportamiento natural asumido por los flujos de escombros ocurridos en la cuenca del río Páez. Los valores reales y teóricos presentan desviaciones promedio de ± 5 m, pueden utilizarse para propósitos de actualización del mapa de amenaza volcánica del Nevado del Huila, ayudando de esta forma a la toma de decisiones en

periodos de crisis volcánica e incluso al reordenamiento futuro de la cuenca.

Los resultados obtenidos en las simulaciones realizadas mediante la ecuación convencional de Lahar-Z muestran que los valores reales y teóricos presentan desviaciones de hasta 4 veces al comparar los datos de altura de los flujos ocurridos en 1994 y 2007, sobreestimando las áreas transversales de inundación. Según Iverson et al. (1998), el método está diseñado para simular de manera rápida y objetiva los posibles límites de inundación de flujos de escombros de origen volcánico, pero con desviaciones de hasta un orden de magnitud, por lo cual la utilización del método convencional restringe las evaluaciones más finas del comportamiento de un flujo sobre una cuenca determinada.

Agradecimientos

Los autores quieren expresar sus más sinceros agradecimientos al personal que labora en el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, los cuales intervinieron en las labores de recolección

de datos en campo y el procesamiento de información; de igual forma, al doctor Schilling del USGS, que colaboró con la realización de las simulaciones iniciales para el Nevado del Huila con el método de Lahar-Z estándar.

Referencias

- Calderón, Y., Ávila, G. & Ojeda, J. (1997). *Estudio de amenazas y zonificación geológica de la cuenca del río Páez*. 2nd Pan-am. Symp. Landslides, 2nd COBRAE, Río de Janeiro.
- Cardona, C., Agudelo, A., Calvache, M., Pulgarín, B., Santacoloma, C., Monsalve, M., Bolaños, R., Manzo, O., Narváez, A., Trujillo, N. & Sarmiento, C. (2007a). *Proceso eruptivo del volcán Nevado del Huila*. Popayán: Ingeominas.
- Cardona, C., Pugarín, B., Agudelo, A., Santacoloma, C., Calvache, M., Schilling, S. P., Lockhart, A. & Jeffrey, M. (2007b). *1994 and 2007 Debris Flows on the Páez River Valley (Colombia): Calibrating the plot of the Lahar Method*. Popayán: Ingeominas.
- Ingeominas. (1994). El sismo de Páez, Cauca, 6 de junio de 1994. Evaluación de emergencia, Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres de Colombia (SNPAD), Bogotá: Ingeominas.
- Ingeominas (2007a). Informe semestral de actividad de los volcanes del Cauca, I semestre de 2007. Popayán: Ingeominas.
- Ingeominas (2007b). Notes on Huila April 18th lahar. Popayán: Ingeominas.
- Ingeominas(2008). http://intranet.ingeominas.gov.co/popayan/Proceso_eruptivo_volc%C3%A1n_Nevado_del_Huila, Last Access: 4.5.2008.
- Iverson, R. M., Schilling, S. P. & Vallance, J. W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin* 110(8), 972-984.
- Pulgarín, B., Cardona, C., Calvache, M., Lockhart, A. & White, R. (2007) *Huila Lahars Caused by Rapid, Voluminous Water Expulsion*. Popayán: Ingeominas.
- Pulgarín, B. (1996). *Evaluación de amenaza y vigilancia volcánica del complejo volcánico Nevado del Huila*. Popayán: Ingeominas.
- Schilling, S. P (1998). LaharZ; GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. Open-File Report. USGS series. Report number 98-638.

Erupciones Recientes del Volcán Nevado del Huila: Lahares Asociados y Cambios Morfológicos del Glaciar

RECENT ERUPTIONS OF NEVADO DEL HUILA VOLCANO: ASSOCIATED LAHARS AND MORPHOLOGICAL CHANGES OF THE GLACIER MASS

BERNARDO **Pulgarín**
CARLOS **Cardona**
ADRIANA **Agudelo**
CRISTIAN **Santacoloma**
MARÍA LUISA **Monsalve**

MARTA **Calvache**
CARLOS **Murcia**
MARIO **Cuéllar**
ENIF **Medina**
RENY **Balanta**

YOLANDA **Calderón**
ÓMAR **Leiva**
MILTON **Ordóñez**
DIEGO **Ibáñez**¹

Resumen

El volcán Nevado del Huila (5364 msnm), localizado en el SW colombiano y sobre la cordillera Central, está conformado en su cima por cuatro picos nevados. La única actividad histórica conocida de este volcán había estado relacionada con aguas termales, actividad fumarólica y baja actividad sísmica instrumental, hasta las erupciones que tuvieron lugar el 19 de febrero de 2007, 18 de abril de 2007 y el 20 de noviembre de 2008, a las que estuvieron asociadas columnas de ceniza, emisiones de gases y lahares primarios de diferentes magnitudes, que afectaron el valle del río Páez y las poblaciones asentadas en este. Las alturas de inundación y los volúmenes de estos lahares aumentaron en cada una de las sucesivas erupciones. Las velocidades alcanzadas por estos lahares variaron considerablemente y los tiempos de llegada a la represa de Betania estuvieron entre 10 y 8 horas aproximadamente. Con estas erupciones, se produjeron también notables cambios sobre la masa glaciar del volcán (grandes fracturas, escalonamiento y basculamiento de bloques de hielo, fusión de hielo-nieve, etc.), notándose un drástico retroceso en el área glaciar durante toda esta etapa de reactivación. Luego de la erupción del 20 de noviembre de 2008, se comenzó a formar un cráter sobre el área glaciar, entre los picos Central y Sur, sobre el que se está emplazando un domo. Con esta reactivación del volcán y el desarrollo actual del domo, se mantiene la expectativa en los valles de los ríos Páez, Símbola y Magdalena, por la ocurrencia de nuevos lahares que puedan afectar las diferentes poblaciones asentadas allí.

Palabras clave

Volcán, nevado, Huila, lahar, erupción, glaciar.

Abstract

Nevado del Huila Volcano (5364 masl), located in SW Colombia, on the Central Range, is made up by four ice capped peaks in its top. The only known historical activity of this volcano has been related with hot springs, fumaroles and low instrumental seismic activity until the eruptions of February 19 2007, April 18 2007 and November 20 2008 took place. Ash columns, gas emissions and primary lahars of different magnitude were associated to these eruptions, affecting the Páez river valley and towns settled into it. Inundation heights and volumes of the lahars increased in each of the successive eruptions. Velocities reached by the lahars considerably varied and arrival times to the Betania Reservoir were approximately between 10 and 8 hours. With these eruptions, notable changes were also produced on the volcano's glacier mass (large scale cracks, blocks echeloning and tilting, ice-snow melting, etc.), showing a drastic receding in the glacier area during all this reactivation stage. After the November 20, 2008 eruption, a crater on the glacier area began to develop between the Central and South peaks and a dome is been emplaced into it. With both the volcano reactivation and the dome growing, expectation on the Páez, Símbola and Magdalena rivers valleys is maintained because of the possible occurrence of new lahars that can affect them.

Key words

Volcano, ice capped, Huila, lahar, eruption, glacier.

Artículo recibido el 29 de agosto del 2009. Aprobado el 16 de diciembre del 2009.

1 Servicio Geológico Colombiano, bpulgarin@sgc.gov.co, aagudelo@sgc.gov.co, csantacoloma@sgc.gov.co, mmonsalve@sgc.gov.co, mcalvache@sgc.gov.co, mcuellar@sgc.gov.co, emedina@sgc.gov.co, mordoñez@sgc.gov.co, dibañez@sgc.gov.co

Objetivo

El presente trabajo tiene como finalidad presentar algunas generalidades sobre la geología del volcán Nevado del Huila y su retroceso glaciar, así como mostrar detalles del proceso eruptivo, los lahares producidos y los cambios morfológicos tanto en la masa glaciar como en el edificio volcánico, relacionados con las erupciones recientes, ocurridas en 2007 y 2008.

Introducción

El volcán Nevado del Huila (Pulgarín et ál. 2001, Correa & Pulgarín, 2002, Correa, 2009) con 5364 msnm (de acuerdo con restitución mediante fotogrametría analítica digital, realizada por Pulgarín et ál. (1996; 2007), está ubicado sobre la cordillera Central de Colombia, en límites entre los departamentos de Cauca, Huila y Tolima, en coordenadas geográficas 2° 53' de latitud N y 75° 59' de longitud

W. En línea recta se encuentra a 85 km al NE de la ciudad de Popayán (figura 1). El volcán es de forma elongada en dirección N-S. Su cima está coronada por cuatro picos denominados Norte, La Cresta, Central y Sur, cubiertos por una capa glaciar; de estos, el Pico Central es el de mayor altura (Pulgarín et ál., 1996, 2007). De este volcán no se conocían registros de actividad eruptiva histórica hasta antes de que ocurrieran las erupciones más notorias en los días 19 de febrero de 2007, 18 de abril de 2007 y el 20 de noviembre de 2008; la única actividad histórica que se había registrado estaba relacionada con incandescencia, fumarolas y ruidos (Espinoza, 2001). En el campo, se apreciaban fuentes de aguas termales en las partes alta y baja del flanco occidental, actividad fumarólica sobre la parte alta de su área glaciar. Ingeominas –el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán– había registrado una baja actividad sísmica instrumental desde 1993.

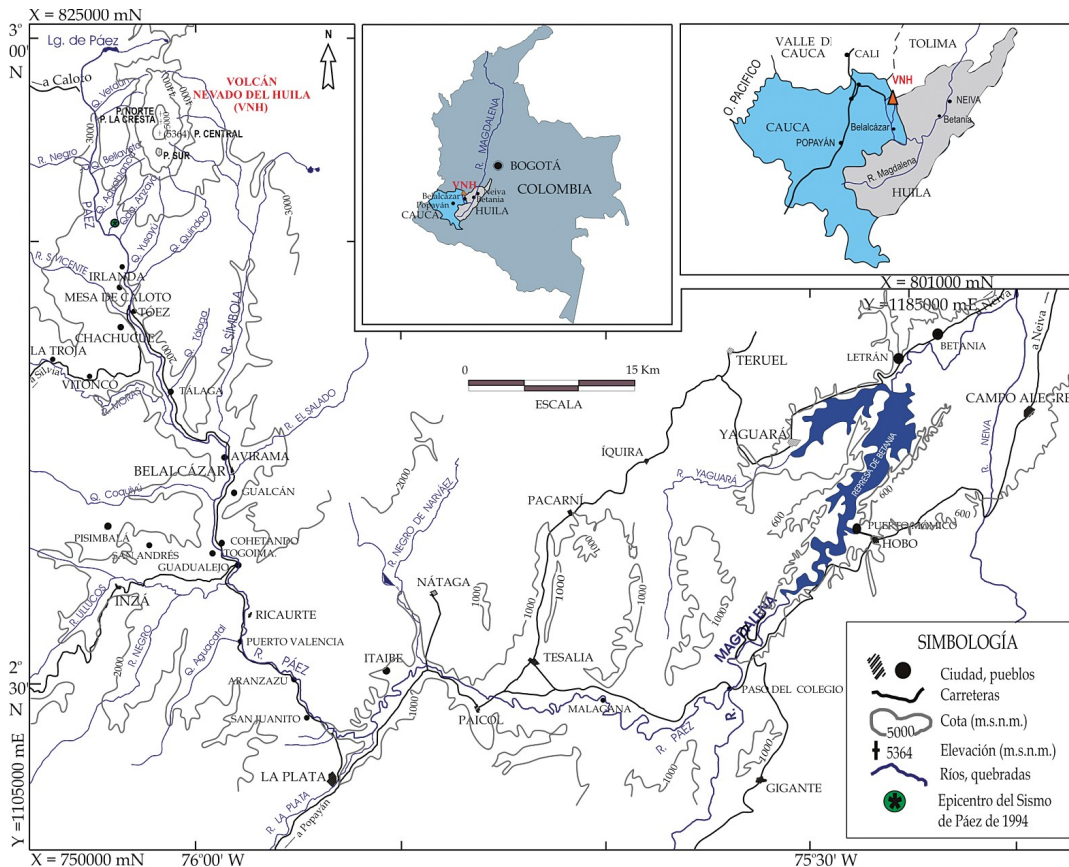


Figura 1. Mapa de localización del volcán Nevado del Huila y su zona de influencia, que incluye los ríos Páez y Símbole, y la represa de Betania, en el río Magdalena.

Antecedentes

De acuerdo con los trabajos de Correa et al. (2000), Pulgarín et al. (2001) y Correa (2009), la actividad eruptiva del volcán ha sido particularmente notoria desde hace aproximadamente un millón de años y más importante en los últimos 400 mil años. Se han llevado a cabo estudios geológicos en los que se presentan las unidades litológicas regionales (Ingeominas, 1995) y locales (Correa & Pulgarín, 2002, Correa, 2009); Ingeominas ha llevado a cabo también estudios de amenaza volcánica relacionada con este volcán (Cepeda et al., 1986, 1997), en los que muestra las posibles rutas de lahares y el mapa con la zonificación de las amenazas. Se han realizado trabajos acerca de la masa glaciar, con datos sobre el retroceso de lenguas glaciares y área planimétrica, utilizando diferentes metodologías (con fotografías aéreas e imágenes de satélite, procesadas y analizadas con diferentes programas computacionales); entre estos trabajos están los de Flórez (1993), Ariza (2006), Pulgarín et al. (1996, 1997, 2007) y Pulgarín & Correa (2002). Los estudios sobre flujos de escombros o avalanchas de escombros en el volcán Nevado del Huila, o que han sido asociados a este, se remontan a los de Van Houten (1976) y Van der Wiel (1991), quienes se refieren a unos remanentes espesos de depósitos de flujos torrenciales o de flujos de escombros, cerca a la población de Paicol (Huila), sobre las márgenes del río Páez, indicando la posibilidad de que hayan estado asociados a actividad del volcán Nevado del Huila hace cerca de 1 millón de años. Cepeda et al. (1986) mencionan un depósito reciente de flujo de escombros con menos de 2000 años, emplazado sobre el valle del río Páez. Luego de la ocurrencia del sismo y de la avalancha del Páez, el 6 de junio de 1994, se realizó una serie de trabajos relacionados con la evaluación de la emergencia, la caracterización de la avalancha y la zonificación para el uso del suelo en la cuenca del río Páez (Ingeominas, 1994, 1995; RSNC, 1994; Caro, 1995; Calderón et al., 1997). Raigosa & Pulgarín (1996) y Pulgarín (2003) realizan algunas de las primeras simulaciones de flujos de escombros en el valle del

río Páez, con flujos hipotéticos de origen volcánico y de diferentes volúmenes. Luego se ejecutaron varios trabajos que incluyen la descripción y estudio del emplazamiento de una avalancha de escombros desde el flanco sur del antiguo edificio del volcán, con la consiguiente formación de flujos de escombros posteriores sobre el valle del río Páez. Estos fenómenos ocurrieron entre hace aproximadamente 200.000 a 46.000 años a.C. (Pulgarín, 2000, Pulgarín et al., 2001a, 2004). También se realizó una monografía referente a la recopilación de los trabajos realizados sobre el volcán Nevado del Huila o relacionados con este (Correa & Pulgarín, 2002a).

Marco geológico

El volcán Nevado del Huila se ubica sobre la cordillera Central de Colombia y está enmarcado en un basamento conformado por diferentes litologías con edades variadas (Ingeominas, 1995), entre las que se encuentran rocas metamórficas (neises, esquistos y cuarzodioritas) del Paleozoico, rocas plutónicas (cuarzodioritas y granodioritas) del Jurásico, rocas sedimentarias (calizas) y metasedimentarias (pizarras, filitas y meta-areniscas) del Cretácico y rocas porfiríticas (andesitas-dacitas) del Terciario. Este basamento está afectado por algunas fallas geológicas principales de dirección predominante NE, como las fallas Moras Oeste, Moras Este e Inzá (Ingeominas, 1995). Es un estratovolcán, predominantemente efusivo (Cepeda et al., 1986) y de composición mayormente andesítica, que se ha desarrollado en dos estadios o edificios, formados uno sobre el otro, denominados Pre-Huila y Huila (Correa et al. 2000, Pulgarín et al., 2001, Correa & Pulgarín, 2002; Correa, 2009), con desarrollo de flujos de lava de corta longitud (< 3 km) y domos en la época más moderna de este último estadio. Los picos glaciares que conforman su cima son centros eruptivos que han generado principalmente flujos de lava y, en menor proporción domos y flujos piroclásticos.

La masa glaciar de este volcán en 1961 era 19,86 km² y, 13,39 km² en 1995; por tanto, en esos 34 años perdió 5,39 km² de área, lo que equivale al 30% (Pul-

garín et ál, 1996; 2007). Antes de las erupciones recientes, en febrero de 2007, el área glaciar estaba cercana a los 11 km² (Worni, 2007; Pulgarín et ál., 2008), la cual ha ido disminuyendo más drásticamente desde que el volcán hizo sus primeras erupciones en 2007. Estudios anteriores sobre el retroceso glaciar de este estimaban la desaparición de esta masa glaciar hacia los años sesenta y setenta de este siglo, sin considerar en esta tendencia cambios súbitos debido a desestabilizaciones por erupciones volcánicas o por sismos (Pulgarín et ál., 2007).

Metodología

En cada una de las erupciones ocurridas se llevaron a cabo salidas al campo y sobrevuelos en helicóptero, al día siguiente o pocos días después de haber ocurrido las erupciones, con el fin de caracterizar los lahares generados y tomar algunas apreciaciones acerca del glaciar, del volcán y de los valles de los ríos Páez, Símbola y Magdalena hasta la represa de Betania. En las salidas se tomaron medidas de la altura y el ancho de inundación que alcanzaron los lahares ocurridos en cada una de las erupciones mencionadas; en varios casos, debieron estimarse dichas medidas, ya que el acceso era muy difícil o peligroso. Se calcularon velocidades mínimas por el método de superrelevación (Begget & Limke, 1988) o marcas de peraltes dejados por la inundación en las curvas del valle del río Páez. Además, se tomó información proveniente de los pobladores de la zona, de los detectores de flujos de lodo y de una estación sísmica de banda ancha (instalada en el área de El Buco-Irlanda) acerca de los tiempos de arribo de los lahares; de esta manera, fueron corroboradas algunas de las velocidades calculadas. Posteriormente, se realizaron simulaciones por computador sobre modelos digitales de terreno, utilizando el método Laha-Z y se elaboraron cortes topográficos de precisión para llevar a cabo otra serie de simulaciones en sitios específicos.

Resultados

Tres erupciones principales ocurrieron en el volcán Nevado del Huila desde que comenzó la presente

reactivación. Estas tuvieron lugar los días 19 de febrero de 2007, 18 de abril de 2007 y 20 de noviembre de 2008 y son las primeras erupciones históricas registradas y documentadas en este volcán. Hasta antes de que ocurriera la primera de estas erupciones (el 19 de febrero de 2007), el registro sísmico del volcán, que se mantiene continuo desde 1993, era muy bajo, con unos tres sismos de baja magnitud por día (con escasas excepciones en algunos años). Esta situación cambió desde el día antes de esta erupción.

Erupción del 19 de febrero de 2007

El 18 de febrero de 2007, un día antes de la erupción, se registró un enjambre de 108 eventos sísmicos volcano-tectónicos (VT) o de fractura, localizados en la parte superficial del edificio volcánico. Posterior a este episodio, el sistema entró en excitación con generación de sismos de fractura, acompañados de un aumento significativo de eventos de largo periodo (LP) o de tránsito de fluidos. Finalmente, el 19 de febrero a las 08:53 a.m., hora local, se presentó una erupción freática, que tuvo asociada la formación de una fisura de 2 km de largo, en dirección N-S, con amplitudes variables aproximadamente entre 50 y 80 m, en la parte glaciar alta del edificio volcánico, entre los picos Central y la Cresta, por el costado W, a lo largo de la cual emanaban gran cantidad de fumarolas a manera de columnas de gases, vapor de agua y cenizas que alcanzaron 4 km sobre la cima volcánica. La ceniza generada, que se estimó en unos 700.000 m³, se dispersó hacia el W, parte de ella cubrió toda la porción W de glaciar del Pico Central y del edificio volcánico y escasamente alcanzó a llegar ceniza muy fina y olores a azufre a poblaciones que se encuentran a 30 km al W del volcán, como Jambaló y Toribío (Cauca). Con la sacudida sísmica también hubo reacomodación del sistema de grietas glaciares preexistentes y la formación de otras, manifestadas por el asentamiento y el escalonamiento de bloques de hielo del glaciar. Con esta erupción también se generó un lahar que descendió de la cima volcánica por las quebradas La Azufrada (al W) y Bellavista (al SW)

hasta llegar al río Páez en la parte baja del volcán, en donde alcanzó alturas entre 2 y 3 m, depositando la mayoría de su carga de sedimentos en estos primeros kilómetros del valle del río, el cual tiene, en este tramo, una pendiente menor de un grado ($< 1^\circ$); aguas abajo. Cuando el lahar pasó por la población de Belalcázar (Cauca) (a 48 km de la cima a través de los drenajes), el flujo parecía una crecida normal del río (figura 2) con aproximadamente 1 m de altura sobre su nivel normal. A este flujo se le calculó una velocidad del orden de 20 km/h, con

base en la distancia y la diferencia de tiempos (más de 2,5 horas) entre la erupción y los registros de paso del flujo por esta población. El volumen fue estimado entre 1 y pocos millones de m^3 , pues no hubo suficientes datos para el cálculo. Este lahar no causó víctimas fatales, aunque alcanzó a afectar puentes pequeños y de poca altura en la parte alta del valle y cultivos en cercanías de las orillas. Esta crecida llegó hasta la represa de Betania sin causar mayores problemas y tardó cerca de 9 horas desde el momento de la erupción.



► **Figura 2.** Fotografía aérea de la población de Belalcázar, tomada el 19 de febrero de 2007, en el momento que estaba pasando el lahar producido con la erupción de ese día. Semejaba una crecida normal. El río corre hacia la derecha.

Erupción del 18 de abril de 2007

Después de la erupción del 19 de febrero de 2007, en marzo de 2007 se evidenció una relajación parcial del sistema volcánico, con escasas y pequeñas emisiones de ceniza, hasta el 17 de abril, cuando se registró un nuevo incremento en la actividad sísmica, con un enjambre de eventos VT, de carácter superficial, localizados sobre el Pico Central; luego se registró un gran número de sismos LP, los cuales desencadenaron finalmente en una nueva erupción

freática a las 02:58 a.m. del 18 de abril de 2007. Esta erupción originó una nueva megafisura sobre la cima del glaciar, que tuvo aproximadamente las mismas proporciones de la primera, es decir, 2,3 km de longitud, también con amplitudes entre 50 y 80 m, la cual atravesó el Pico Central en dirección SW–NE y la fisura formada el 19 de febrero de 2007 (figura 3). Hubo una leve generación de ceniza de caída que cubrió el Pico Central, y salida de fumarolas abundantes que brotaban del interior de la fisura y a través de toda su longitud, lo que

obstaculizó por varios días la visibilidad e impedía observar la verdadera magnitud de esta gran grieta formada, al igual que ocurrió en la erupción del 19 de febrero; también se produjo reacomodación del sistema de grietas glaciares preexistentes y formación de otras nuevas. Con esta erupción también se perdió la porción frontal de la lengua glaciar el Oso, en el sector E, estimándose en unos 500 mil m³ de hielo perdido y hubo formación de un nuevo lahar, de proporciones mucho mayores que el ocurrido el 19 de febrero de 2007, el cual se encauzó en esta

oportunidad no solo por el valle del río Páez (al W), sino también por el del Símbola (al E). Ambos ramales del flujo se formaron casi al mismo tiempo y luego de recorrer distancias muy similares, se encontraron en el sitio de unión de los drenajes, unos 2 km al N de Belalcázar, y afectaron importante infraestructura vial, dejando incomunicada, entre otras, a esta población que es el mayor centro poblado del área y arrasando con varios puentes que se encontraban a alturas hasta de 15 m, en los valles de los dos ríos mencionados.

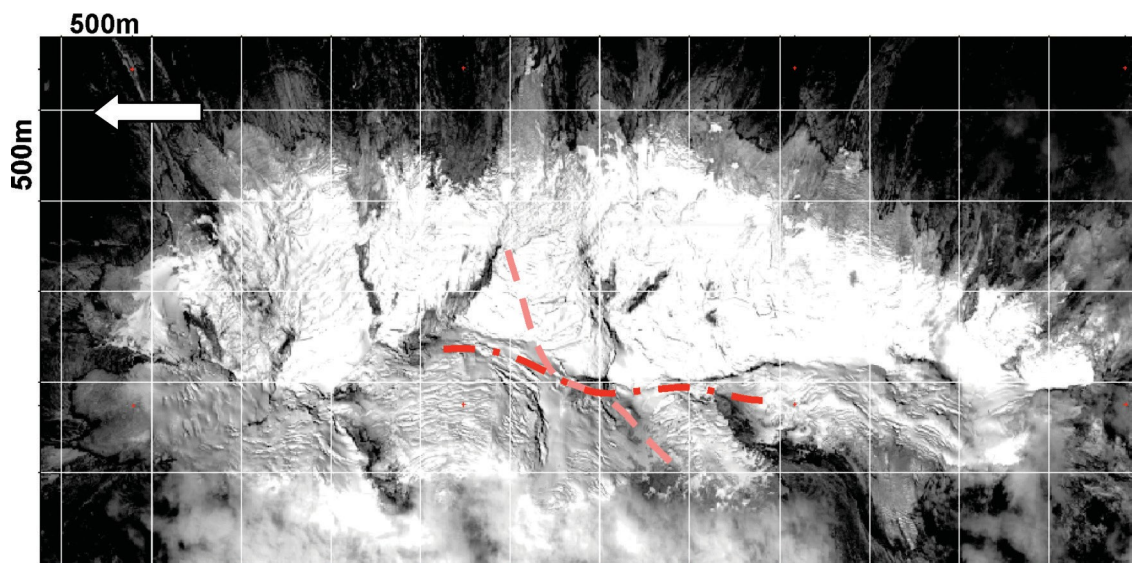


Figura 3. Imagen QuickBird del nevado del Huila del 7 de febrero de 2007 (suministrada por el USGS), en la que se ilustran las trazas de las megafisuras formadas con las erupciones del 19 de febrero de 2007 (la N-S) y el 18 de abril de 2007 (la SW-NE).

Luego de que los dos lahares se unieron alcanzaron una velocidad cercana a 80 km/h (en los primeros 50 km), de acuerdo con los datos del tiempo de paso de los lahares en los detectores de flujos de lodo instalados en ambas cuencas; también fueron de apoyo los registros de algunos testigos de las poblaciones de Belalcázar (donde pasó a los 35 minutos después de la erupción), Tóez y Mesa de Caloto. Hacia la parte lejana, el lahar alcanzó velocidades cercanas a 20 km/h y tardó entre 9 y 10 horas para llegar a Betania (CHB, com. Escrita, 2007). Tuvo un alto de inundación promedio de 10 m en la cuenca alta del Paéz (figura 4) y de unos 5 m en la cuenca baja y en su aproximación al río Magdalena. En algunos casos donde los

ríos presentan curvas pronunciadas (donde el flujo hace un peralte) o el valle se estrecha, las alturas de la inundación alcanzaron entre 16 y 30 m (este último en la cuenca de río Símbola). En total, este lahar tuvo un recorrido de más de 160 km hasta la represa de Betania (sobre el río Magdalena y en el departamento del Huila) y un volumen calculado entre 50 y 75 millones de m³, mediante el método de simulaciones Laharz (Iverson et ál., 1998), el cual debió ser calibrado para la cuenca del río Páez (Cardona & Pulgarín, 2007).

La ocurrencia de este gran lahar a lo largo de los ríos Páez y Símbola, que luego continuó por el Magdalena, no causó pérdidas de vida gracias a varios factores que, conjugados, permitieron dar la

oportuna voz de alerta y lograr la eficaz evacuación de la población. Entre esos factores pueden destacarse la buena preparación y organización de las comunidades y autoridades de Páez y su experiencia ganada con la avalancha ocurrida el 6 de junio de 1994; el empeño de los organismos de socorro como la Cruz Roja; la presencia y operatividad

de redes de vigilancia volcánica, compuesta entre otros, por sismómetros y detectores de flujos de lodo; y la experiencia de los profesionales encargados de manejar la crisis para dar oportunamente las alertas. Todo esto está integrado por la existencia del Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres (SNPAD).



■ **Figura 4.** Fotografía aérea de la población de Belalcázar, tomada el 18 de abril de 2007, momentos después de que había pasado el lahar (10 m de altura promedio) por el río Páez, producido con la erupción de ese día. Parte de la población se vio afectada directamente. Aquí ya venían unidos los dos ramales del lahar (Páez y Símbola). El río corre hacia la derecha.

Erupción del 20 de noviembre de 2008

Luego de haber permanecido con una actividad sísmica relativamente relajada después de las erupciones del 2007 (aunque con algunos episodios fuertes), la actividad sísmica registrada en el volcán Nevado del Huila en el transcurso de noviembre de 2008 se caracterizó por el incremento rápido en la ocurrencia de eventos relacionados con tránsito de fluidos a través de los conductos del edificio volcánico; en algunos casos, se pudo asociar dicho registro con emisiones de gas y ceniza, como los del 2, 3, y 7 de noviembre (Ingeominas, 2008), y algunos cambios morfológicos (figura 5) sobre la cima del Pico Central del volcán (agrietamientos y asentamientos del glaciar). Además, durante la primera semana de noviembre de 2008, también hubo un cambio en la coloración del agua del río, debido a que venía cargado de sedimentos arcillosos en suspensión,

lo que tornaba el agua de color gris blanquecina y expelía un olor salobre. De acuerdo con análisis de sedimentos suspendidos, la carga de estos se calculó en $3,6 \text{ kg/m}^3$. Análisis de Difracción de Rayos X realizados en Ingeominas (Cali), determinaron que entre los componentes de estos sedimentos se encontraron minerales hidrotermales como cuarzo (en gran cantidad), cristobalita, tridimita, pirita y alunita entre otros; esta última quizás era la que generaba ese olor fuerte. Entre el 8 y el 20 de noviembre, hubo un incremento notable de la actividad sísmica en el Pico Central, a niveles muy someros de profundidad, registrándose 17.564 sismos, con un promedio diario de 1210 sismos (Ingeominas, 2008). Lo anterior se relacionó con la migración de un cuerpo magmático hacia superficie, que al interactuar con el sistema hidrotermal generó emisiones continuas de gases y ceniza. Al continuar

el proceso en su evolución con esta intensa actividad sísmica, a las 21:45 horas, tiempo local, del 20 de noviembre de 2008, ocurrió un nuevo evento eruptivo que comenzó por un disparo sísmico de eventos tipo LP, el cual duró 4 minutos aproxima-

damente; a éste le siguió inmediatamente la señal eruptiva que saturó los registros análogo y digital alrededor de 9 minutos. A partir de este momento, fue decayendo lentamente la señal para ajustar un total de 28 minutos de duración.

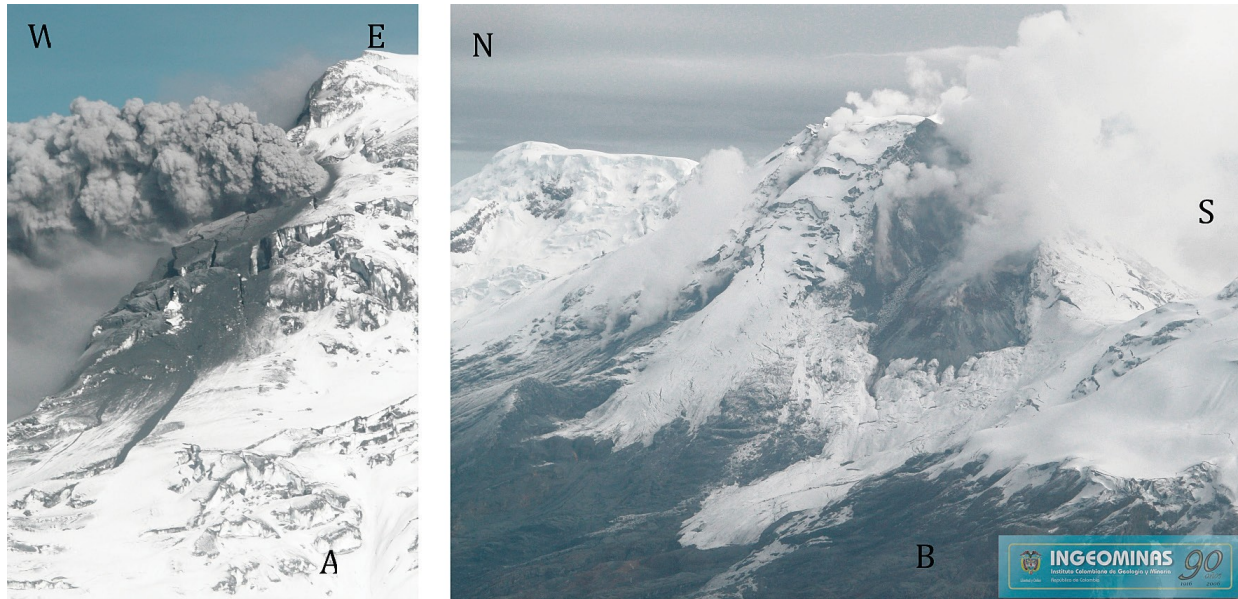


Figura 5. Fotografías aéreas del pico central del Nevado del Huila muestra los cambios morfológicos ocurridos por la actividad reciente. A. Agrietamientos, hundimientos y caída de cenizas en el glaciar (tomada el 6 de noviembre de 2007). B. Cráter neoformado, y en su centro el domo recién emplazado en la superficie (con fumarolas) durante la erupción del 20 de noviembre de 2008. Más al N se aprecia, además, el tramo SW de la megafisura formada con la erupción del 18 de abril de 2007), aún con presencia de actividad fumarólica (tomada el 6 de diciembre de 2008).

La actividad sísmica durante esta erupción tuvo un comportamiento dominante de sismos tipo LP, HB y Tremor (TR), con tiempos de recurrencia muy cortos. Esta erupción fue de características freatomagmáticas y produjo la inmediata generación de un lahar primario desde la cima del Pico Central, el cual descendió por el flanco occidental (figura 6), a lo largo de la quebrada Bellavista hasta el río Páez, continuando luego por el río Magdalena y posteriormente a la represa de Betania, donde llegó ya muy diluido y fue controlado sin causar grandes estragos. Este lahar tuvo alturas de inundación promedio de unos 45 m, 20 m y 5 m, para las partes alta media y baja de su recorrido, respectivamente, a lo largo del río Páez. Mediante el método Laharz, calibrado para el río Páez (Cardona & Pulgarín, 2007), se le calculó un volumen entre 350 millones y 400 millones de m^3 , corroborado también con datos obtenidos de los detectores

de flujos de lodo y con la estación sismológica de banda ancha. Este flujo fue de magnitud aproximadamente similar al lahar sismogénico ocurrido el 6 de junio de 1994 en esta cuenca (Calderón et ál., 1997) y mayor que el generado el 18 de abril de 2007; tuvo velocidades del orden de 100 km/h en la parte proximal y de 20 km/h en su parte lejana. La principal afectación por causa del lahar ocurrió de nuevo en la población de Belalcázar (figura 7), en donde la inundación alcanzó alturas entre 19 y 23 m sobre el nivel del río, pero luego del paso del lahar hubo una gran depositación de sedimentos, lo que causó la elevación del lecho del río entre 7 y 11 m, de acuerdo con los perfiles topográficos realizados por Ingeomimas pocos días después de ocurrido el lahar. Esto se aprecia claramente en sitios como el antiguo puente localizado al frente de Belalcázar, donde el lecho actual del río Páez quedó a nivel de donde estaba dicho puente.



► **Figura 6.** Fotografía que muestra las rutas iniciales que siguieron los lahares generados con las erupciones recientes del volcán Nevado del Huila, antes de llegar al río Páez. La más amplia, por los efectos del lahar del 20 de noviembre de 2008, es la quebrada Bellavista.



► **Figura 7.** Fotografía de la población de Belalcázar, con los efectos del lahar del 20 de noviembre de 2008. Se observan algunos barrios afectados al N y el Colegio, al S, que no habían sufrido con el lahar del 18 de abril de 2007. Tampoco se observa la cancha de fútbol ni el puente que estaba a ese nivel sobre el río Páez. En este sector hubo una deposición de sedimentos con espesor entre 7 y 11 m, luego de este lahar. El río corre hacia el observador.

Como consecuencia de esta actividad ocurrida en el Pico Central del volcán Nevado del Huila, se formó inicialmente un cráter de unos 500 m de diámetro en su parte glaciar, sobre el que comenzó

a aflorar y a emplazarse un domo en el sector ubicado entre el flanco suroeste del Pico Central y el flanco noroeste del Pico Sur. A este nuevo proceso, que continúa hasta hoy, se han asociado nuevas

emisiones de cenizas, algunos eventos sísmicos relacionados con fracturamiento de roca o volcánico-tectónicos (VT), a niveles superficiales, con magnitudes que han alcanzado hasta 4,2 (Richter), los cuales evidencian la salida y el crecimiento del domo que, según apreciaciones en sobrevuelos (figura 8), puede tener actualmente (junio de 2009) más de 1 km de diámetro y cerca de 300 m de altura y ha presentado desprendimiento de bloques

que generan sismos de baja magnitud. El desarrollo y el crecimiento del domo, así como la ampliación del cráter, continúan hasta la fecha, manteniendo la expectativa sobre la posibilidad de generación de nuevos lahares en caso de colapsos o explosiones del domo, con las posibles consecuencias para las poblaciones asentadas en las orillas de los ríos Páez y Símbola.



► **Figura 8.** Fotografía aérea del domo que se emplaza actualmente en el cráter del pico central del Volcán Nevado del Huila. Obsérvese la actividad fumarólica y la pared N del cráter. El domo tiene dimensiones del orden de 1 km de diámetro y unos 300 m de alto. La pared del cráter tiene unos 350 m de altura.

Discusión de resultados

Hasta la actualidad, los cambios morfológicos que ha venido sufriendo la masa glaciar de este volcán, después de las erupciones mencionadas de 2007 y 2008, han sido notorios; entre ellos se destacan la formación de las dos megafisuras sobre este glaciar, una generada en cada erupción del año 2007 y que internamente exhibían paredes que mostraban espesores de hielo cercanos a 50 m en algunos sitios; la fusión paulatina del hielo debido a su interacción con los gases calientes que emanan permanentemente de las fumarolas presentes a lo largo de las

dos grandes fisuras y de otros sitios fuera de estas; basculamiento y fusión de bloques de hielo cercanos a los bordes de estas grandes fisuras, lo que lleva a estimar una disminución del área y el volumen de esta masa; pérdida parcial de algunos frentes de lenguas glaciares (como El Oso), tanto súbitamente durante la erupción de abril de 2007 como lentamente luego de las erupciones; formación de avalanchas pequeñas y delgadas de nieves blanda que ocurren después de algunos momentos de recarga de nieve; formación de nuevas y complejas grietas en el cuerpo del glaciar, así como la reacomodación

y la desestabilización de bloques glaciares, ocurridas no solamente por las sacudidas sísmicas, que han tenido magnitudes Richter hasta 4,9, sino también por la desestabilización del glaciar, debido a los hundimientos de bloques de hielo en diferentes sectores, principalmente sobre y alrededor del Pico Central; intercalación de capas de nieve con capas de cenizas de caídas recientes, lo que en épocas de ablación permite dejar al descubierto esas cenizas, generando un gran arrastre de sedimentos hacia las zonas periglaciares y dejando manchado de color negro grisáceo la superficie glaciar, lo cual da la impresión de que hubiera ocurrido una nueva caída de cenizas. Los cambios en el glaciar, relacionados con la actividad asociada a la erupción del 20 de noviembre de 2008, ha generado modificaciones en la morfología del glaciar, ya que la formación y la ampliación del cráter y el desarrollo y crecimiento del domo en la zona glaciar ha causado la disminución del área y el volumen de este, y le ha ocasionado más inestabilidad (debido al calor emanado desde el domo) a causa de la formación de paredes altas en el cráter y de nuevas grietas alrededor de éste, que generan el colapso de bloques de hielo en su interior. Por tanto, estos cambios notorios causados por la reciente actividad volcánica y los efectos posteriores a ella, seguramente están produciendo un retroceso glaciar mucho más acelerado que la proyección indicada por Pulgarín et ál. (2007), lo que llevaría a la extinción más rápida de esta masa glaciar.

De acuerdo con las evidencias, como el agua en exceso que entró en la represa de Betania con mayor volumen que la generada por la fusión del hielo, y la ausencia de material juvenil, al menos en los dos primeros depósitos de flujos, los tres lahares generados en las erupciones del 19 de febrero de 2007, 18 de abril de 2007 y 20 de noviembre de 2008, están asociados a la expulsión de volúmenes considerables de agua caliente del interior del volcán a través de las grandes fisuras formadas en las erupciones de febrero y abril de 2007, incluso en la erupción del 20 de noviembre de 2008. Las fuertes pendientes del volcán en el área glaciar y la ausencia

de un cráter propiamente dicho antes de las erupciones de 2007 sugieren descartar la posibilidad de que el agua estuviera almacenada en una depresión topográfica o en un reservorio subglaciar antes de ser liberada.

En volcanes activos, pueden ocurrir cambios en los niveles de aguas subterráneas y en fuentes termales que pueden estar asociados a intrusiones magmáticas o a reacciones por algunos cambios en la dinámica hidrológica, pero los eventos ocurridos en el volcán Nevado del Huila parecen ser mucho más grandes en escala que estos últimos. Por tanto, aunque el entendimiento del mecanismo que expulsó estas cantidades de agua en cada erupción no está bien establecido, se supone que haya estado asociado a la intrusión paulatina de un cuerpo magmático, en este caso representado por el domo, el cual interactuó con reservorios del sistema hidrotermal. La generación de lahares grandes por expulsiones de agua durante erupciones relativamente pequeñas, con escasos precursores, es una amenaza volcánica poco usual pero significativa que ha tenido escasos precedentes históricos en el mundo.

Conclusiones

El proceso de reactivación del volcán Nevado del Huila se incrementó con las primeras erupciones ocurridas en 2007, las cuales fueron de tipo freáticas y produjeron emisiones de cenizas y lahares de diferentes magnitudes en el valle del río Páez. La actividad y las erupciones freáticas con expulsión de agua caliente en ese año iniciaron el periodo de ascenso de magma hasta el proceso ocurrido en 2008, cuando el cuerpo magmático (el domo) ya estaba a niveles más superficiales, en donde interactuó de nuevo con el sistema hidrotermal, empujándolo y generando la expulsión parcial de este, lo cual representó el cambio en la coloración del río Páez; posteriormente, la interacción fue más eficiente generando una erupción de características freatomagmáticas, el 20 de noviembre de 2008, dada por el emplazamiento del domo en la superficie del volcán y la generación de un lahar

de mayores proporciones que los anteriores. Toda esta actividad que aún continúa su desarrollo, así como el proceso de crecimiento del domo, mantiene la expectativa en las poblaciones asentadas en los valles de los ríos Páez y Símbola, sobre escenarios más peligrosos ante la posibilidad de generación de nuevos y mayores lahares, en caso del colapso o explosión del domo y más si se conoce que, en la zona de Belalcázar, el lecho del río ahora es cerca de 10 m más alto. Por esto, el gobierno colombiano decidió comenzar los estudios para

la reubicación de las poblaciones potencialmente afectadas hacia lugares más seguros.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Ingeominas por brindar el apoyo económico para las comisiones de campo y por organizar la logística necesaria; también se extienden los agradecimientos a la comunidad de Páez, por el gran apoyo prestado a los equipos que se desplazaron a la zona, aun en los momentos difíciles, recién ocurridos los eventos.

Referencias

- Ariza, A. (2006). *Retiro de glaciales tropicales en los Andes Centrales de Colombia mediante imágenes Landsat*. Bylaws of the Journal Editorial Board Polytechnic University of Puerto Rico. San Juan, Puerto Rico. Accepted march 2006. Departamento de Geografía. Universidad de Alcalá, Madrid, España.
- Beget, J. E. & Limke, A. J. (1988). Two-dimensional kinematic y rheological modeling of the 1912 pyroclastic flow, Katmai, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 50, 148-160.
- Calderón, Y., Ávila, G. & Ojeda, J. (1997). Estudio de amenazas y zonificación geológica de la cuenca del río Páez. 2nd Pan-am. Symp. Landslides, 2nd COBRAE, Río de Janeiro.
- Cardona, C. & Pulgarín, B. (2007). *Ajuste del método lahar-Z, a la cuenca del río Páez (Colombia), con base en los flujos de lodo ocurridos en los años de 1994 y 2007 en el sector del volcán Nevado del Huila*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.
- Caro, P. (1995). *Geología y geomorfología de la parte central del valle del río Páez entre Irlanda y su confluencia con el río Magdalena*. Informe interno. Santafé de Bogotá: Ingeominas.
- Central Hidroeléctrica de Betania (CHB) (2007). Datos de caudales de entrada a la represa de Betania los días 6 de junio de 1994, 18 y 19 de febrero de 2007 y 17 y 18 de abril de 2007 (comunicación escrita).
- Cepeda, H., Méndez, R., Murcia, L. A. & Vergara, H. (1986). *Mapa preliminar de riesgos volcánicos potenciales del Nevado del Huila*. Informe 1981. Popayán: Ingeominas.
- Cepeda, H., Pulgarín, B., Correa, A. & Agudelo, A. (1997). *Evaluación de amenaza y vigilancia volcánica del Complejo Volcánico Nevado del Huila*. Popayán: Ingeominas.
- Correa, A., Cepeda, H., Pulgarín, B. & Ancochea, E. (2000). El Volcán Nevado del Huila (Colombia): rasgos generales y caracterización composicional. *Revista Geogaceta*, 27, 2000, 51-54. Universidad Complutense de Madrid.
- Correa, A. M. (2009). *Estudio petrológico, geoquímico y vulcanológico para establecer la evolución magmática del Complejo Volcánico Nevado del Huila, Colombia*. Tesis doctoral. Madrid: Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Departamento de Petrología y Geoquímica.
- Correa, A., Cepeda, H., Pulgarín, B. & Ancochea, E. (2000). El Volcán Nevado del Huila (Colombia): rasgos generales y caracterización composicional. Universidad Complutense de Madrid, *Revista Geogaceta*, 27, 2000, 51-54.
- Correa A. M. & Pulgarín B. (2002). *Morfología, estratigrafía y petrografía general del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH) énfasis en el flanco occidental*. Informe Interno. Popayán: Ingeominas.
- Correa, A. M. & Pulgarín, B. (2002a). *Revisión histórica de los estudios geológicos y otros Aspectos sobre el Volcán Nevado del Huila y su área de influencia*. Informe técnico. Popayán: Ingeominas.
- Espinosa, A. (2001). *Erupciones históricas de los volcanes colombianos (1500-1995)*. Bogotá: Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Colección Jorge Álvarez Lleras, 16, 291.

- Flórez, A. (1993). Los nevados de Colombia, glaciales y glaciaciones. *Análisis Geográficos*, 22, 95 Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).
- Ingeominas. (1994). El sismo de Páez, Cauca, del 6 de junio de 1994, evaluación de emergencia. Informe presentado al Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres de Colombia. Santafé de Bogotá.
- Ingeominas. (1995). *Zonificación para usos del suelo en la cuenca del Río Páez*. Informe interno. Popayán: Ingeominas – Corporación Nasa – Kiwe.
- Ingeominas. (2008). *Informe de actividad del volcán Nevado del Huila en noviembre de 2008*. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán. Informe interno, en www.ingeominas.gov.co.
- Iverson, R. M., Schilling, S. P. & Vallance, J. W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 972-984.
- Pulgarín, B. (2000). *Depósitos masivos del Pleistoceno Tardío, asociados al colapso del flanco sur del volcán Nevado del Huila (Colombia)*. Tesis de Maestría. México: Universidad Nacional Autónoma de México. Programa de Posgrado en Ciencias de La Tierra.
- Pulgarín, B. (2003). *Mapa de amenaza por un flujo de escombros de gran volumen, simulado sobre el valle del río Páez*. Resúmenes del IX Congreso Colombiano de Geología, 31 de julio al 2 de agosto de 2003. Medellín.
- Pulgarín, B., Cardona, C., Santacoloma, C., Agudelo, A., Calvache, M. & Monsalve, M. L. (2008). Erupciones del Volcán Nevado del Huila, en febrero y abril de 2007, y los cambios en su masa glaciaria. *Boletín Geológico*, 42 (1-2), 109-127.
- Pulgarín, B., Jordan, E. & Linder, W. (1996). Cambio glaciario del volcán Nevado del Huila entre 1961 y 1995. *Memorias*. VII Congreso Colombiano de Geología, IV Conferencia Colombiana de Geología Ambiental y II seminario sobre el Cuaternario en Colombia. Tomo I, 441-451. Bogotá: Ingeominas.
- Pulgarín, B., Jordan, E. & Linder, W. (2007). *Aspectos geológicos y cambio glaciario del volcán Nevado del Huila entre 1961 y 1995*. Memorias de la primera conferencia internacional de cambio climático: impacto en los sistemas de alta montaña. Bogotá: Cruz Roja Suiza – Ideam – Universidad de Zurich, pp. 123-140.
- Pulgarín, B., Macías, J. L., Cepeda, H. & Capra, L. (2004). Late Pleistocene deposits associated with a southern flank collapse of Nevado del Huila volcanic complex (Colombia). *Acta Vulcanológica*, 16(1-2), 37-58. Special Issue on debris avalanche and debris flows in volcanic terrains, origins, behavior and mitigation. Pisa-Roma: Instituti Editoriali e Poligrafici Internazionali.
- Pulgarín, B., Correa, A., Cepeda, H. & Ancochea, E. (2001). Aspectos geológicos del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH). VIII Congreso Colombiano de Geología y V Conferencia Colombiana de Geología Ambiental (digital). Manizales, Colombia.
- Pulgarín, B., Capra, L., Cepeda, H. & Macías, J. L. (2001a). Flujos gigantes de lodo (>10 km³) derivados de colapsos volcánicos: los casos del Nevado del Huila (Colombia) y Nevado de Colima (México). *Revista Geofísica*, 52. México: Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH).
- Pulgarín, B., Cepeda, H. & Correa, A. (1997). *Geología del Complejo Volcánico Nevado del Huila*. Informe Interno. Popayán: Ingeominas.
- Pulgarín, B., Jordan, E. & Linder, W. (1996). Cambio glaciario del volcán Nevado del Huila entre 1961 y 1995. *Memorias*. VII Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.
- Raigosa, J. & Pulgarín, B. (1997). Primary lahar simulation through the Páez river valley (Colombia). Abstracts, IAVCEI General Assembly, 95. Puerto Vallarta, México.
- Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) (1994). El sismo de Páez (Cauca) del 6 de junio de 1994. *Boletín Mensual de Sismos*, 2(6), 13, Santafé de Bogotá: Ingeominas.
- Worni, R. (2008). *Volcanic eruption-related impacts on glaciers and modelling of lahars at Nevado del Huila, Colombia*. Diploma Thesis. Department of Environmental Sciences ETH Zurich. Authored at the University Zurich and Ingeominas Popayán and Bogotá, Colombia.
- Van der Wiel, A. (1991). Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley. En T. van der Hammen (ed.). *The Quaternary of Colombia*, 18. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, Instituto de Ciencias Naturales. (reprinted from PhD Thesis, Wageningen Agricultural University, 1991. Amsterdam), pp. 169-181.
- Van Houten, F. B. (1976). Late Cenozoic volcanoclastic foredeep, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 481-495.

Los interesados en participar en las publicaciones del Servicio Geológico Colombiano, ya sean funcionarios o investigadores externos, se regirán por las siguientes normas editoriales:

Corresponder a investigaciones relacionadas con geociencias, recursos minerales, geoamenazas, geoquímica, aspectos nucleares y ambientales, y pertenecer a las siguientes categorías:

- Investigación científica y tecnológica
- Reflexión
- Revisión
- Reporte de caso

Artículos

El texto debe estar escrito en procesador de palabras Word, letra Calibri de 12 puntos, con un resumen no mayor a 120 palabras y unalista de palabras, versiones español e inglés, respectivamente.

Extensión

Para el Boletín Geológico los artículos no deben exceder de treinta páginas tamaño carta, a una columna y a doble espacio, con márgenes de 2,5 cm, incluidas tablas, fotografías, diagramas, imágenes y figuras. Deben entregarse impresos y digital, y cumplir los requisitos anteriormente expuestos.

Para las publicaciones especiales del Servicio Geológico Colombiano, los artículos no están restringidos a un máximo de páginas. El formato es tamaño cartaya doble espacio, con márgenes de 2,5 cm, incluidas tablas y figuras, diagramas e imágenes.

Título

El título del artículo debe estar en español e inglés; ser breve (no mayor de veinte palabras), conciso y reflejar la esencia de la investigación.

Los trabajos se estructurarán así: título del artículo en español e inglés; nombre(s) del (los) autor (es) en el siguiente orden: primer nombre, segundo nombre o inicial de este y apellidos seguido por punto y coma, y de la misma manera con los otros autores; su filiación, dirección y correo electrónico. Para señalar filiaciones, deben utilizarse los superíndices, ejemplos: Roberto Terraza¹ Nadejda Tchegliakova²

¹ Servicio geológico Colombiano, Diagonal 53 n.º 34-53, Bogotá, rterraza@sgc.gov.co

² Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, ntchegliakonvan@unal.edu.co

Resumen

Una vez consignada la anterior información, continuará el resumen en español y palabras clave, el resumen en inglés y las respectivas palabras clave (key words); posteriormente el texto del artículo, el cual incluye introducción, marco teórico, metodología, resultados, conclusiones, agradecimientos y bibliografía.

Citas

En el texto, las citas se organizarán de manera cronológica y tendrán los siguientes formatos: cuando se citan trabajos de un mismo autor, se ordenan cronológicamente separados por coma: Velandia, 1997, 2001, 2002; de varios autores, se ordenan de forma cronológica separados por punto y coma: Vergara, 1996; Chorowicz et al., 1996; cuando un trabajo tenga más de tres autores, se citará con la abreviación et al., ejemplo: Naylor et al., 1986. En la bibliografía se deben reseñar todos los autores. En el texto se admiten notas a pie de página cuando sean explicaciones. Si se cita la página irá: (Velandia, 1997: 48).

Referencias bibliográficas

Artículos

Apellido(s), nombre(s), año de publicación, título del artículo, nombre de la publicación, volumen y número, páginas, ciudad donde se publicó; ejemplo, Burgl,

H. (1981). Sedimentación Cíclica en el Geosinclinal Cretáceo de la cordillera Oriental de Colombia. *Boletín Geológico*, 7(1-3), 85-118. Bogotá.

Libros

Apellido(s), nombre(s), año de publicación, título, ciudad donde se publicó, institución o editorial; ejemplo, Maynard, J. B. (1983). *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Nueva York: Springer-Verlag.

Congresos, seminarios y otros

Autor(es), (apellido(s), nombre(s), año del evento, título del trabajo, nombre del evento, nombre de la publicación, páginas, ciudad donde se publicó, institución o editorial; ejemplo, Duque Caro, H. (1972). *The geology of Monteria area*. 14th. Annual Conference. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists. Guidebook, pp.397-431. Bogotá. Mapas

Autor(es), apellido(s), nombre(s), año de publicación, título, escala, ciudad e institución o editorial; ejemplo, Behrendt, J. C. & Bajwa, L. Y. (1972). *Bouguer gravity map of Colorado*. Scale 1:500.000. U.S. Geological Survey.

Para otros casos no indicados aquí, deben seguir las normas del Manual de estilo del Servicio Geológico Colombiano.

Tablas

Las tablas deben presentarse separadamente del texto, en formato de archivo estándar (Word, Excel u otro), acompañada de una leyenda explícita y el crédito de quien la generó.

Fotografías, figuras y mapas

Las fotografías, figuras y mapas deben haber sido generados o escaneados a una resolución mínima de 300 dpi. Cada figura, esquema o fotografía no debe exceder el tamaño carta, será citada en el texto y se acompañará de una leyenda explicativa y concisa, que incluye el crédito de quien la generó. Para el caso de figuras creadas por el autor o autores del trabajo, el crédito se consigna como una cita bibliográfica. Ejemplo: figura. 1. Mapa de localización (González, 2006). Cuando se toma material visual de artículos ya publicados, se da crédito de la siguiente manera: figura 9. Mapa de espesores del Abanico del Quindío a partir de modelos gravimétricos y magnetométricos (modificado de Vargas et al., 2005).

Es posible presentar algunos mapas al doble del tamaño carta. Las leyendas de estos y las anotaciones de las fotografías o cualquier otro tipo de imagen (por ejemplo de satélite) necesariamente tendrán que sufrir algún tipo de reducción que afectará las líneas, achurados y leyendas. Tamaño de letra menor de ocho puntos o grosor de líneas menores de 0,25 mm, no aceptan reducción alguna.

Los mapas, fotografías aéreas e imágenes de satélite deben incluir siempre una escala gráfica. Cuando se incluyan cifras, si son decimales se deben señalar con coma, los millares y millones se separarán con punto. Para la re-misión del trabajo en formato análogo, las figuras deben imprimirse en forma nítida. Las fotografías aéreas o convencionales y las imágenes de satélite, sea que estén en color o blanco y negro, deben estar muy bien contrastadas.

Las leyendas de las figuras irán en hoja aparte. Cada figura estará impresa en una hoja tamaño carta.

Aceptación

Si el trabajo es aceptado para publicación, el autor o los autores tendrán que enviar la versión definitiva del mismo en medio digital y copia impresa, deben incluir las correcciones sugeridas por el Comité Editorial y los árbitros asignados por éste. Los archivos de texto deben estar en Word y los gráficos en formatos .EPS, .TIF o .JPG (los archivos de imágenes de mapa de bits de-ben tener una resolución de 300 dpi y tamaño a escala 1:1).

El texto se debe remitir al Comité Editorial del Servicio geológico Colombiano, diagonal 53 n.º 34-53, Bogotá, Colombia, consolicitud de publicación, boletingeologico@sgc.gov.co.

CONTENIDO

- 5 Editorial**
El resurgir de una publicación geocientífica colombiana
- 7 Análisis geodésico y deformación sismotectónica asociada al sismo de Quetame, Colombia, 24 de mayo de 2008**
Héctor Mora Páez, Sergio A. López I., Natalia Acero P., Jair Ramírez Cadena, Elkin Salcedo Hurtado y Robert Trenkamp
- 23 Firma Adakítica en los productos recientes de los volcanes Nevado del Huila y Puracé, Colombia**
María Luisa Monsalve, Ana María Correa, Mónica Arce y Jacqueline Dixon
- 41 Complejo volcánico Nevado del Huila: evidencias de su historia eruptiva**
Ana María Correa Tamayo y Eumenio Ancocha Soto
- 53 Consideraciones geoquímicas y petrogenéticas para establecer la evolución magmática del Complejo Volcánico Nevado del Huila**
Ana María Correa Tamayo y Eumenio Ancocha Soto
- 63 Ajuste del método Lahar-Z en el sector del volcán Nevado del Huila, con base en los flujos de escombros de 1994 y 2007**
Carlos Cardona, Bernardo Pulgarín, Adriana Agudelo, Marta Calvache, Milton Ordóñez y Óscar Manzo
- 75 Erupciones Recientes del Volcán Nevado del Huila: Lahares Asociados y Cambios Morfológicos del Glaciar**
Bernardo Pulgarín, Carlos Cardona, Adriana Agudelo, Cristian Santacoloma, María Luisa Monsalve, Marta Calvache, Carlos Murcia, Mario Cuéllar, Enif Medina, Reny Balanta, Yolanda Calderón, Ómar Leiva, Milton Ordóñez y Diego Ibáñez
- 88 Normas editoriales**

Carátula: volcán Nevado del Huila, 2009
Servicio Geológico Colombiano

