ISSN: 0120-1425 • Abril de 2018

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

bg

Boletín Geológico

44

www.sgc.gov.co



Boletín Geológico
Núm. 44, 2018
Periodicidad anual
ISSN: 0120-1425
© Servicio Geológico Colombiano

Oscar Paredes Zapata
Director General

Marta Lucía Calvache Velasco
Editora invitada Boletín Geológico
Directora de Geoamenzas

Margarita Bravo Guerrero
Directora de Gestión de Información

Héctor Manuel Enciso Prieto
Director de Laboratorios

Fernando Mosos Patiño
Director de Asuntos Nucleares

Alberto Ochoa Yarza
Director de Geociencias Básicas

Gloria Prieto Rincón
Directora de Recursos Minerales

Guillermo Parrado L.
Presidente Comité Editorial

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO
Diagonal 53 N.º 34-53
Bogotá D. C., Colombia
Teléfono: 220 0200, ext.: 3048
ceditorial@sgc.gov.co

COMITÉ EDITORIAL

Viviana Dionicio
Teresa Duque (Cali)
Julián Escallón
Armando Espinosa
Gustavo Garzón (Cali)
John Makario Londoño (Manizales)
Héctor Mora
Nehify Andrea Pablos
Guillermo Parrado L.
Servicio Geológico Colombiano

Antoni Camprubí
Universidad Nacional
Autónoma de México
México

Iván Darío Correa
Consultor
Medellín – Colombia

COMITÉ CIENTÍFICO

Thomas Cramer
Universidad Nacional de Colombia
Bogotá – Colombia

Gustavo Garzón
Servicio Geológico Colombiano
Cali – Colombia

Yamirka Rojas-Agramonte
Universidad de los Andes
Bogotá – Colombia

Luigi Solari
Universidad Nacional
Autónoma de México
México

CORRECCIÓN DE ESTILO
Édgar Ordóñez

DISEÑO Y DIAGRAMACIÓN
Diana Paola Abadía Z.

DIAGRAMACIÓN
Leonardo Cuéllar

EDITORA GENERAL
Carolina Hernández O.

FOTO DE CARÁTULA
Oscar Manzo / Volcán Puracé -
Cadena de los Coconucos / 2011
Servicio Geológico Colombiano

FOTO DE CONTRACARÁTULA
Volcán Galeras
Servicio Geológico Colombiano

IMPRESIÓN
Imprenta Nacional de Colombia
Carrera 66 N.º 24-09
PBX: 457 8000
www.imprenta.gov.co
Bogotá, D. C., Colombia

Abril, 2018

CONTENIDO

3 EDITORIAL
Marta Lucía **Calvache Velasco**

5 CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, QUÍMICA Y EDAD Ar-Ar DE CUERPOS PORFÍDICOS INTRUSIVOS EN LA FORMACIÓN SALDAÑA
PETROGRAPHICAL AND CHEMICAL CHARACTERIZATION AND Ar-Ar AGE DETERMINATION OF INTRUSIVE PORPHYRITIC BODIES IN THE SALDAÑA FORMATION
Gabriel **Rodríguez García**

25 CARACTERIZACIÓN DE PARÁMETROS EN LA CONCENTRACIÓN DE CIRCONES PARA ANDESITAS, MONZOGRANITOS, RIOLITAS, CUARCITAS Y CUARZOMONZONITAS
CHARACTERIZATION OF THE PARAMETERS FOR CONCENTRATING ZIRCONS FROM ANDESITES, MONZOGRANITES, RHYOLITES, QUARTZITES AND QUARTZ MONZONITES
John Mauro **Castaño Duque**, Fredy Alonso **Rodríguez**, Carlos Andrés **García**

39 LABORATORIO DE GEOCRONOLOGÍA EN EL SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO: AVANCES SOBRE DATACIÓN U-Pb EN CIRCONES MEDIANTE LA TÉCNICA LA-ICP-MS
GEOCHRONOLOGY LABORATORY AT THE SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO (COLOMBIAN GEOLOGICAL SURVEY): ADVANCES IN THE U-Pb DATING OF ZIRCONS BY THE LA-ICP-MS TECHNIQUE
Mary Luz **Peña Urueña**, Jimmy Alejandro **Muñoz Rocha**, Cindy Lizeth **Urueña**

57 ANÁLISIS DE POSIBLES FUENTES GENERADORAS DE EVENTOS SÍSMICOS TIPO "TORNILLO" EN EL VOLCÁN PURACÉ, COLOMBIA
ANALYSIS OF POSSIBLE GENERATING SOURCES OF "TORNILLO"-TYPE SEISMIC EVENTS AT PURACÉ VOLCANO, COLOMBIA
Rosa **Alpala**, John Makario **Londoño**, Roberto **Torres**, Óscar **Cadena**

75 VARIACIÓN TEMPORAL DE LA ATENUACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN PURACÉ, COLOMBIA
TEMPORAL VARIATION IN THE SEISMIC WAVE ATTENUATION AT PURACÉ VOLCANO, COLOMBIA
John Makario **Londoño**, Andrés Hernando **Narváez**, Diana Marcela **Quintero**

89 FÓRMULAS DE MAGNITUD LOCAL PARA LA ZONA DEL PALETARÁ (CAUCA, COLOMBIA)
LOCAL MAGNITUDE SCALE FOR THE AREA OF PALETARÁ (CAUCA, COLOMBIA)
Jaime **Raigosa A.**, John Makario **Londoño**

101 ANOMALÍAS DE GAS RADÓN ASOCIADAS A LA SISMICIDAD EN LA REGIÓN VOLCÁNICA DE LOS COCONUCOS (CAUCA, COLOMBIA)
RADON GAS ANOMALIES ASSOCIATED WITH THE SEISMICITY IN THE VOLCANIC REGION OF THE COCONUCOS (CAUCA, COLOMBIA)
Luisa F. **Meza**, John Makario **Londoño**, Rosa L. **Alpala**, Andrés **Narváez**

115 DETERMINACIÓN DEL EFECTO DE SITIO EN LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS PERTENECIENTES AL OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO Y SISMOLÓGICO DE POPAYÁN
SITE EFFECT DETERMINATION OF THE SEISMOLOGICAL STATIONS BELONGING TO THE VOLCANOLOGICAL AND SEISMOLOGICAL OBSERVATORY OF POPAYÁN
Jaime **Raigosa A.**

133 EVALUACIÓN DEL GRADO DE DAÑO EN LA CIUDAD DE PASTO (COLOMBIA) A CAUSA DE SISMOS HISTÓRICOS
ASSESSMENT OF DAMAGE GRADE IN THE CITY OF PASTO (COLOMBIA) DUE TO HISTORICAL EARTHQUAKES
Ana Milena **Sarabia**, Hernán Guillermo **Cifuentes**

153 POLÍTICA EDITORIAL
EDITORIAL POLICIES

156 INSTRUCCIONES A LOS AUTORES
INSTRUCTIONS TO AUTHORS

EDITORIAL

El Servicio Geológico Colombiano, institución que retomó su carácter de instituto científico y técnico por disposición del Decreto 4131 de 2011, en sintonía con la Política Nacional de Ciencia y Tecnología e Innovación 2015-2025, ha emprendido un decidido impulso para mejorar sus publicaciones institucionales, de manera que la producción científica del Instituto tenga un mayor impacto sobre las necesidades y oportunidades sociales y sobre el desarrollo productivo del país.

Para materializar este propósito, desde el año 2015 se ha emprendido la tarea de convertir el *Boletín Geológico* en una revista que trascienda las fronteras nacionales, para lo cual se han implementado varios cambios, entre ellos, la adopción de un estricto proceso de selección y evaluación de artículos por pares académicos reconocidos por el Sistema Nacional de Ciencia y Tecnología o por la comunidad científica internacional.

En el presente número se presentan nueve artículos de alta calidad sobre distintos temas de interés geocientífico que, tras haber pasado por un largo proceso de preparación y análisis, se ponen a disposición de nuestros lectores, con la seguridad de que apreciarán su rigor científico, la calidad del contenido y su aporte al conocimiento.

El primero de los artículos de este número de Gabriel Rodríguez García nos habla de la "Caracterización petrográfica, química y edad Ar-Ar de cuerpos porfídicos intrusivos en la formación Saldaña del Jurásico Inferior", donde se interpreta que estas rocas fueron generadas por subducción en un ambiente de arco que corresponde a un evento magmático más joven que el de las lavas de la formación Saldaña, las vulcanitas de Pitalito y los plutones jurásicos que afloran en el valle superior del Magdalena. El segundo artículo se enfoca en la "Caracterización de parámetros en la concentración de circones para andesitas, monzogranitos, riolitas, cuarcitas y cuarzomonzonitas", cuya autoría corresponde a John Mauro Castaño Duque, Fredy Alonso Rodríguez y Carlos Andrés García; y el tercero presenta los avances sobre datación U-Pb en circones mediante la técnica LA-ICP-MS en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Geológico Colombiano, cuyos autores son Mary Luz Peña Urueña, Jimmy Alejandro Muñoz Rocha y Cindy Lizeth Urueña.

Por otra parte, se presenta el resultado de un esfuerzo por conocer mejor las características de procesos que operan actualmente en la cadena volcánica de los Coconucos, en la región de Paletará y el volcán Puracé (Cauca). Una contribución de Rosa Alpala, John Makario Londoño, Roberto Torres y Óscar Cadena analiza los eventos sísmicos tipo "tornillo" en el volcán Puracé y propone un modelo según el cual el fluido que los genera está asociado a la actividad magmática del volcán y a su interacción con el sistema hidrotermal. Otra contribución, esta vez de John Makario Londoño, Andrés Hernando Narváez y Diana Marcela Quintero, evalúa la variación temporal de la atenuación de ondas sísmicas en la región de ese mismo volcán y concluye que el parámetro

Q_p^{-1}/Q_s^{-1} puede ser usado como indicador de aumento o disminución del contenido de gas en el sistema hidrotermal del volcán y, por lo tanto, como herramienta útil para el monitoreo volcánico básico. En otro artículo, Jaime Raigosa y John Makario Londoño exponen su trabajo para definir la primera fórmula de magnitud local para la zona del Paletará, con la que se determinó la curva de atenuación local usando un método de inversión de amplitudes para simular un instrumento Wood-Anderson, y a partir de ella se obtuvo la fórmula de magnitud local. Por su parte, el estudio sobre "Anomalías de gas radón asociadas a la sismicidad en la región volcánica de los Coconucos", de Luisa F. Meza, John Makario Londoño, Rosa Alpala y Andrés Narváez, se propone como una herramienta útil para el pronóstico de sismicidad.

Adicionalmente, los efectos de sitios son analizados en dos artículos: Jaime Raigosa presenta un trabajo en el que se calculan los efectos de sitio con las tres componentes de veinte estaciones sismológicas, pertenecientes al Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán del Servicio Geológico Colombiano, utilizando los registros de 207 sismos tectónicos locales y volcano-tectónicos. El segundo trabajo en esta línea, obra de Ana Milena Sarabia y Hernán Guillermo Cifuentes, presenta y evalúa sismos históricos y los daños que han supuesto para la ciudad de Pasto; en dicho artículo, a partir del análisis del grado de daño se busca ubicar las zonas de la ciudad que, según se deduce de la recurrencia de daños ocasionados por diferentes sismos, podrían indicar efectos locales en la ciudad.

Invitamos a la comunidad científica y académica a disfrutar esta nueva entrega del *Boletín Geológico* y a participar activamente en el contenido de los próximos números.

Marta Lucía **Calvache Velasco**
Editora invitada
Directora Técnica de Geoamenazas
Servicio Geológico Colombiano

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, QUÍMICA Y EDAD Ar-Ar DE CUERPOS PORFÍDICOS INTRUSIVOS EN LA FORMACIÓN SALDAÑA

PETROGRAPHICAL AND CHEMICAL CHARACTERIZATION AND Ar-Ar AGE DETERMINATION OF INTRUSIVE PORPHYRITIC BODIES IN THE SALDAÑA FORMATION

Gabriel **Rodríguez García**[1]

* Email de correspondencia: grodriguez@sgc.gov.co

Recibido: 8/08/2017

Aceptado: 31/10/2017

Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Rodríguez, G. (2018). Caracterización petrográfica, química y edad Ar-Ar de cuerpos porfídicos intrusivos en la formación Saldaña. *Boletín Geológico*, 44, 5-23.

RESUMEN

En el valle superior del Magdalena se presentan cuerpos subvolcánicos de andesitas y latitas porfídicas que intruyen las lavas y tobas de la formación Saldaña del Jurásico Inferior. Estos cuerpos se caracterizan por presentar fenocristales de plagioclasa hasta de 2 cm, junto a piroxenos, olivino y sanidina que flotan en una matriz hialocristalina. Corresponden a plutones hipoabisales alcalinos, metaluminosos, con contenidos altos de álcalis, que clasifican químicamente como andesitas. Se interpreta que estas rocas fueron generadas por subducción en un ambiente de arco, con anomalías negativas de Nb y Ti y a la relación LREE/HREE en los diagramas multielementales. Se obtuvo una edad de meseta en plagioclasa, por el método Ar-Ar, de 159,35 ± 3,55 Ma, que sugiere, junto con las características químicas y relaciones estratigráficas, que corresponde a un evento magmático más joven que el de las lavas de la formación Saldaña (186,8 ± 2,0 Ma – 188,9 ± 1,6 Ma), las vulcanitas de Pitalito (168 ± 2,5 Ma – 172,4 ± 1,7 Ma) y los plutones jurásicos que afloran en el valle superior del Magdalena (169,4 ± 3 – 195,8 ± 1,5 Ma).

Palabras clave: magmatismo, Jurásico, andesitas, Colombia, geoquímica.

ABSTRACT

In the Upper Magdalena Valley, subvolcanic porphyritic andesite and latite rock bodies intrude volcanic lavas and tuffs of the Lower Jurassic Saldana Formation. These rock bodies are characterized by plagioclase phenocrysts up to 2 cm in diameter, together with pyroxene, olivine and sanidine

[1] Especialista en Evaluación Técnica-Económica de Proyectos Mineros. Servicio Geológico Colombiano, Sede Medellín.

crystals, floating in a hyalocrystalline matrix. They correspond to hypabyssal, alkaline plutons of the metaluminous series, with high alkali content, chemically classified as andesites and interpreted to be generated by subduction in an arc environment, in accordance with their negative Nb and Ti anomalies and LREE/HREE ratios in multielement diagrams. An Ar-Ar plateau age of 159.35 ± 3.55 Ma was obtained in plagioclase, which suggests, along with the chemical characteristics and stratigraphic relationships, that it corresponds to a magmatic event younger than the lavas of the Saldana Formation (186.8 ± 2.0–188.9 ± 1.6 Ma), the Pitalito Vulcanites (168 ± 2.5–172.4 ± 1.7 Ma) and the Jurassic plutons that crop out in the Upper Magdalena Valley (169.4 ± 3–195.8 ± 1.5 Ma).
Keywords: Magmatism, Jurassic, andesites, Colombia, geochemistry.

1. Introducción

Las rocas ígneas jurásicas de los Andes de Colombia corresponden a cuerpos plutónicos y rocas volcánicas con edades de entre ~214 Ma y ~145 Ma, que se distribuyen en bloques tectónicos localizados en la margen oriental de la cordillera Central, el valle del río Magdalena, la cordillera Oriental, la Sierra Nevada de Santa Marta y la alta Guajira (figura 1), estudiadas por diversos autores (Goldsmith *et al*., 1971; Ward *et al*., 1973; Álvarez, 1983; Aspden *et al*., 1987; Gendall *et al*., 2000; Bustamante *et al*., 2010, Villagómez *et al*., 2011; Leal-Mejía, 2011; Van der Lelij, 2013; Mantilla *et al*., 2013, Van der Lelij *et al*., 2016; Rodríguez *et al*., 2017a).

El magmatismo jurásico del norte de los Andes se ha interpretado a partir de dos modelos: desarrollo de un *rift* intracontinental (Pindell y Dewey, 1982; Mojica *et al*., 1996; Cediel *et al*., 2003; Cochrane *et al*., 2014) y un modelo de magmatismo de arco de margen continental, que es el más aceptado actualmente (McCourt *et al*., 1984; Toussaint, 1995; Meschede y Frisch, 1998; Bustamante *et al*., 2010; Leal-Mejía, 2011; Van der Lelij *et al*., 2016; Spikings *et al*., 2015; Rodríguez *et al*., 2015a; Villagómez *et al*., 2015).

El magmatismo jurásico del valle superior del Magdalena (VSM) comprende batolitos, *stocks* y unidades volcanosedimentarias espacialmente distribuidos en el borde oriental de la cordillera Central y en el borde occidental de la cordillera Oriental de Colombia. Todos estos cuerpos fueron agrupados de acuerdo a su posición espacial actual, composición y edad, en plutones occidentales y plutones orientales, y muestran concordancia en distribución espacial, composición química y edad con las unidades volcánicas (Rodríguez *et al*., 2015a, 2018).

La formación Saldaña, en el sentido señalado por Rodríguez *et al*. (2016), aflora junto a los plutones occidentales y presenta edades de cristalización que varían entre 188,9 ± 4,2 y 186 ± 2,0 Ma, con algunas edades intermedias alrededor de 183 Ma, similares a las arrojadas por el grupo de plutones occidentales. Las vulcanitas de Pitalito se localizan junto a los plutones orientales y presentan edades entre 172,4 ± 1,7 Ma y 168 ± 2,5 Ma, edades intermedias alrededor de 183-178 Ma, similares a las arrojadas por el grupo de plutones orientales (Rodríguez *et al*., 2017a).

Los cuerpos de pórfidos objeto de este trabajo corresponden a plutones de poca extensión que afloran junto a la formación Saldaña y a cuerpos intrusivos del Jurásico Inferior, fueron cartografiados y asociados a la formación Saldaña a finales del siglo pasado y en los trabajos de cartografía en la práctica fueron separados, pero no descritos (Fuquen *et al*., 1989; Rodríguez y Fuquen, 1989, y Carvajal *et al*., 1993).

En este trabajo se hace una caracterización petrográfica, geoquímica y geocronológica de algunos cuerpos subvolcánicos que intruyen lavas y tobas de la formación Saldaña y plutones del Jurásico Inferior en el área entre Natagaima y Ataco y al occidente de Teruel, en los departamentos del Tolima y el Huila. Se muestran nuevos datos petrográficos (6), geoquímicos (6) y geocronológicos (1) que sugieren un evento magmático posterior al magmatismo de la formación Saldaña, las vulcanitas de Pitalito y los plutones jurásicos del VSM (Rodríguez *et al*., 2016, 2018).

La información petrográfica y geoquímica presentada en este trabajo junto a un dato geocronológico por el método Ar-Ar pretende aportar nueva información acerca de la evolución magmática jurásica del valle superior del Magdalena y de sus productos litológicos, incluidos datos de cuerpos subvolcánicos denominados informalmente *cuerpos de pórfidos andesíticos y dacíticos* (Rodríguez y Fuquen, 1989; Carvajal *et al*., 1993).

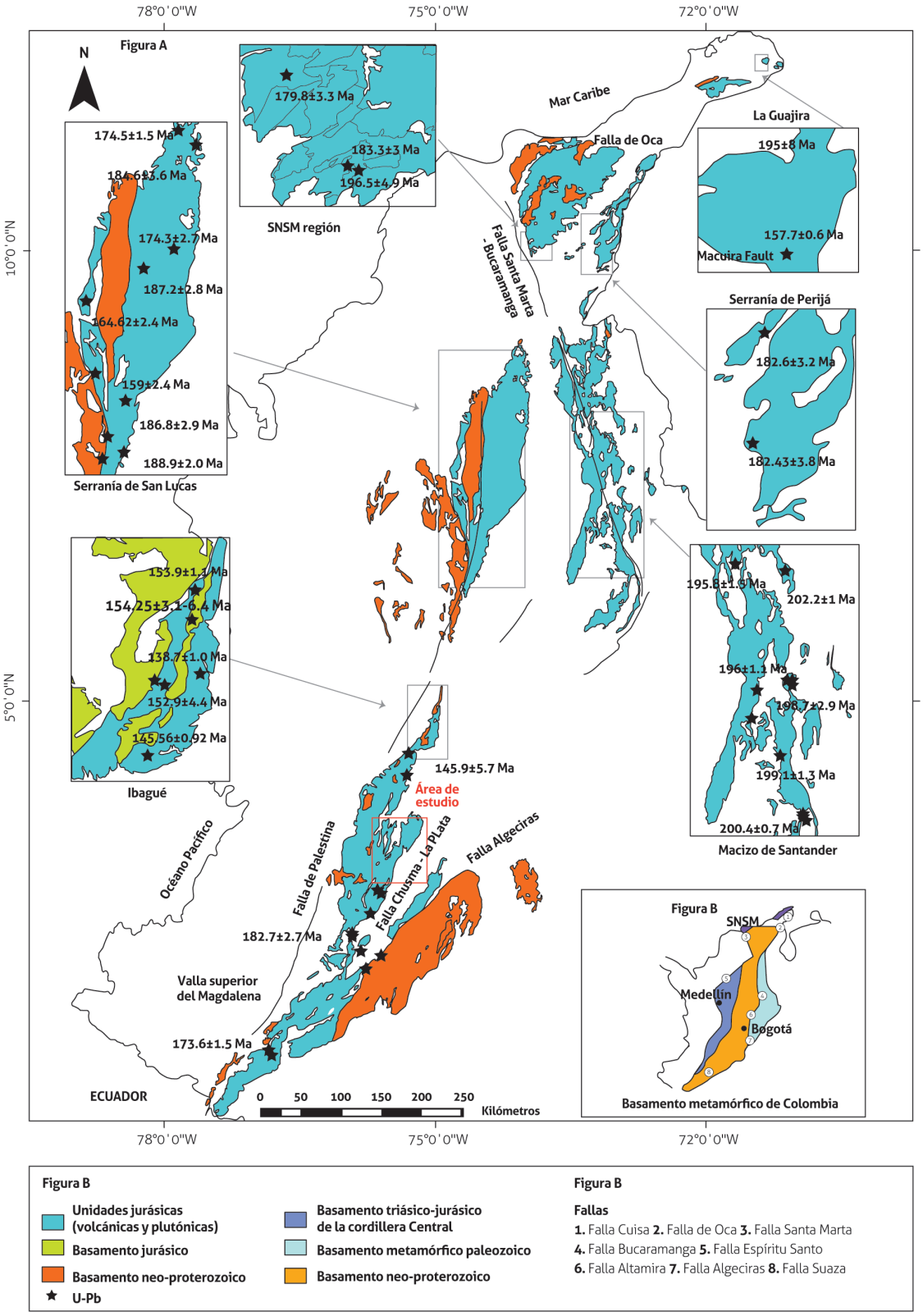


Figura 1. Mapa de localización de afloramientos de rocas ígneas jurásicas en Colombia. El recuadro en rojo señala el área de localización de cuerpos porfídicos
Fuente: modificado de Rodríguez *et al.* (2018)

2. Marco geológico regional

Desde el punto de vista regional, los cuerpos de pórfido objeto de este trabajo afloran en el valle superior del Magdalena (VSM), sobre las estribaciones orientales de la cordillera Central.

En este sector, el VSM y la cordillera Central presentan un basamento metamórfico del Neoproterozoico (descritos por Kroonenberg y Diederix, 1982; Rodríguez, 1995a, 1995b; Velandia *et al*., 1996; Velandia *et al*., 2001, Rodríguez *et al*., 2003; Jiménez Mejía *et al*., 2006; Ibáñez-Mejía *et al*., 2011), sobre el cual reposan rocas sedimentarias paleozoicas (descritas por Stibane y Forero, 1969; Villarroel y Mojica, 1988; Mojica *et al*., 1988; Velandia *et al*., 1999; Velandia *et al*., 2001), y son intruidos por granitoides pérmicos de arco (Rodríguez *et al*., 2017c). Calizas y sedimentos clásticos del Triásico, como las formaciones Luisa y Payandé, reposan sobre las unidades mencionadas (Geyer, 1973; Cediel *et al*., 1980; Mojica, 1980).

El basamento neoproterozoico, las formaciones sedimentarias paleozoicas, los granitoides pérmicos y las calizas triásicas fueron intruidos por los plutones jurásicos y cubiertos por el vulcanismo jurásico (Rodríguez *et al*, 2017c). Los plutones jurásicos del VSM, en la vertiente oriental de la cordillera Central, son calcoalcalinos altos en K, de composición cuarzomonzonítica a monzodiorítica, y aparecen junto a la formación Saldaña, que está constituida por lavas andesíticas, dacíticas, riolíticas, tobas y aglomerados; los plutones y las vulcanitas arrojaron edades U-Pb en circón entre 193 Ma y 186 Ma, principalmente (Rodríguez *et al*., 2016). Hacia la margen oriental del VSM afloran batolitos y *stocks* monzograníticos junto a las vulcanitas de Pitalito, que están constituidas por riolitas y tobas; los plutones y las vulcanitas arrojan edades U-Pb en circón de entre 173 Ma y 168 Ma (Rodríguez *et al*., 2016).

Todo el conjunto de unidades geológicas mencionado está cubierto por secuencias continentales y marinas de rocas sedimentarias de finales del Mesozoico y del Cenozoico, y fueron levantadas a manera de bloques limitados por fallas de rumbo y cabalgamiento, que expusieron en mayor o menor grado las rocas jurásicas y el basamento metamórfico.

Los cuerpos de pórfido hacen parte de un bloque tectónico levantado y limitado al oriente por la falla de Chusma, y al occidente por la falla Inza-Avirama, constituido por rocas pérmicas como el granito de La Plata (Grosse, 1935; Fuquen y Núñez, 1989; Rodríguez, 1995b; Velandia, 2001; Rodríguez *et al*., 2017c); calizas de la formación Payandé, de edad Triásica Superior (*Renz* en Trumpy, 1943*)*; rocas volcánicas y piroclásticas de la formación Saldaña del Jurásico Inferior (Cediel *et al*., 1980, 1981; Rodríguez *et al*., 2016), junto a plutones cuarzomonzoníticos del Jurásico Inferior, como las cuarzomonzonitas de Anchique (Cossio *et al*., 1994; Arango *et al*., 2015); San Cayetano (Carvajal *et al*., 1993, 1983; Bermúdez *et al*., 2015) y Los Naranjos (Rodríguez y Fuquen, 1989; Rodríguez *et al.,* 2015b), y sedimentos mesozoicos y cenozoicos, como las formaciones Yavi, Caballos, Hondita, Loma Gorda, La Tabla, Guaduala y el grupo Gualanday, que cubren localmente las unidades triásicas y jurásicas (figura 2). Los cuerpos de pórfidos de composición andesítica intruyen las lavas y rocas piroclásticas de la formación Saldaña y algunos cuerpos plutónicos del Jurásico Inferior.

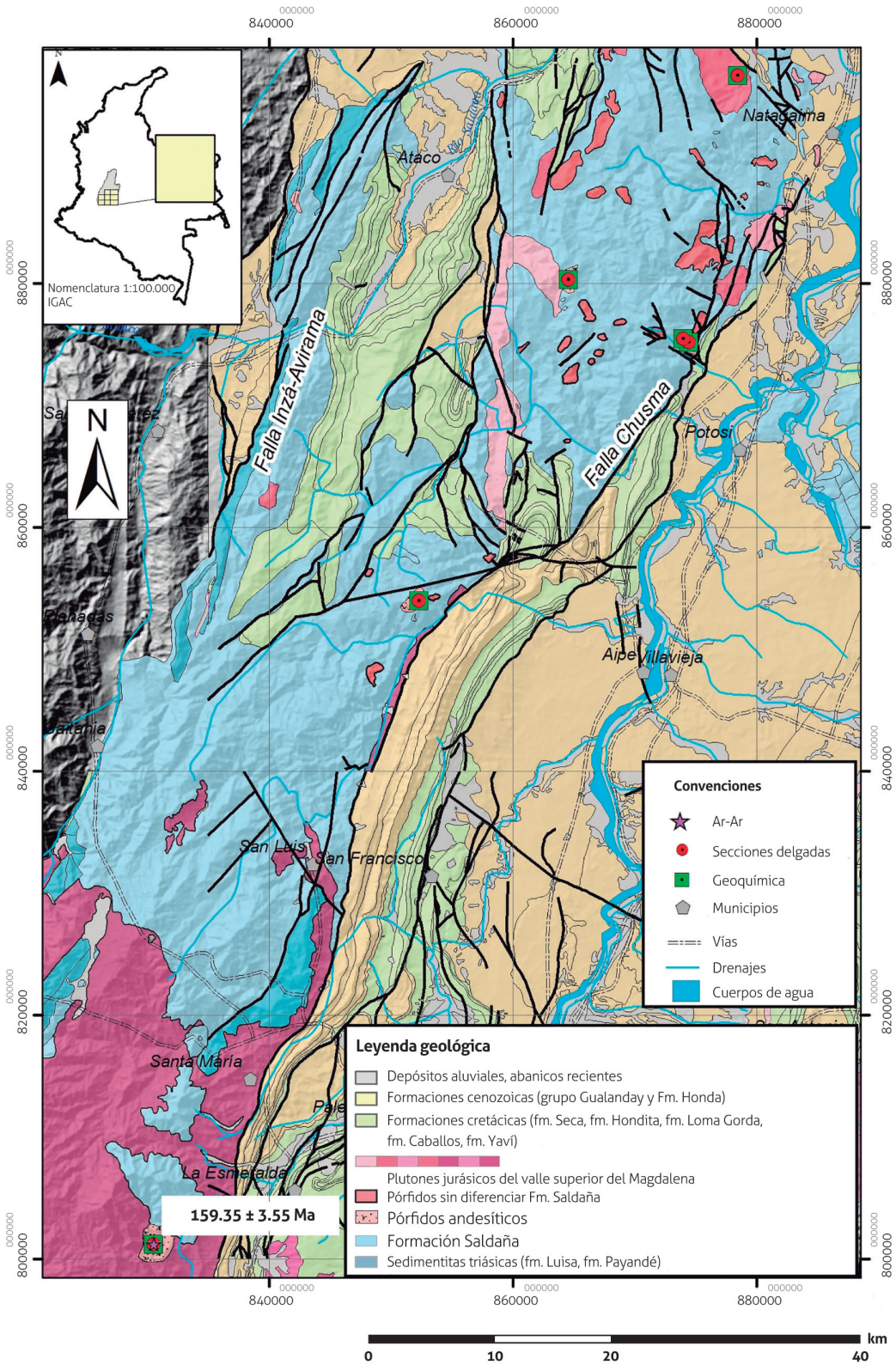


Figura 2. Mapa geológico de las estribaciones orientales de la cordillera Central y el valle superior del Magdalena, en el que se muestra la localización de los sitios de muestreo de andesitas porfídicas
Fuente: modificado de Carvajal *et al.* (1983); Cossio *et al.* (1994); Fuquen *et al.* (1989) y Ferreira *et al.* (2002)

3. Técnicas analíticas

Para el presente estudio se realizaron actividades de compilación de información, control de campo y muestreo, elaboración de secciones delgadas y análisis petrográfico de muestras recolectadas tanto para este estudio como para proyectos anteriores. Utilizando para el análisis petrográfico un microscopio polarizador marca Leitz, se realizó conteo mineralógico a partir de 200 puntos, y para la clasificación se tuvo en cuenta tanto la composición de los fenocristales como de la matriz, clasificando las rocas según el triángulo de Streckeisen (1978). Las secciones delgadas reposan en los laboratorios del Servicio Geológico Colombiano (SGC). Los análisis químicos se realizaron en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano sede Bogotá; los óxidos mayores se determinaron por el método de fluorescencia de rayos X, mediante un equipo Panalytical Axios Mineral, incluyendo los elementos traza V, Nb y Zr, y para el resto de elementos de traza y tierras raras se utilizó el equipo de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente Perkin Elmer NexION (ICP-MS). Para la interpretación de los óxidos mayores se realizó el recálculo teniendo en cuenta que los valores de pérdida por ignición (LOI) fueran menores al 3 %.

La cuantificación de los óxidos mayores se realizó en muestra fundida con metaborato y tetraborato de litio, y la cuantificación de elementos menores se realizó en muestra prensada. Para la disolución de la muestra se realizó un ataque por pasos utilizando ácidos inorgánicos fuertes (HF, HNO_3, $HClO_4$ y HCl). El proceso se realizó en sistema abierto, empleando distintas rampas de temperatura y tiempos de calentamiento.

Se fechó una muestra de andesita porfídica en el OSU Argon Geochronology Lab de la Universidad Estatal de Oregón por el método Ar-Ar, para obtener la edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ por el método de calentamiento incremental.

De acuerdo con la información suministrada por el laboratorio, la muestra se irradió durante seis horas en el reactor nuclear Triga Clicit, junto con FCT-2 (Fish Canyon Tuff) sanidina (28,201 ± 0,023 Ma, 1σ) monitor de flujo (Kuiper *et al*., 2008). Los valores J individuales se calcularon mediante extrapolación parabólica del gradiente de flujo medido frente a la altura de irradiación y se obtuvieron incertidumbres de 0,1-0,2 % (1σ).

La determinación de la edad de calentamiento incremental $^{40}Ar/^{39}Ar$ se realizó en un espectrómetro de masas Argus-VI, con cinco colectores Faraday (todos equipados con resistencias de 1012 ohmios) y un multiplicador de electrones CuBe con contador de iones (ubicado en una posición al lado del recolector más bajo de faradios). Esto permitió medir simultáneamente todos los isótopos de argón, con la masa 36 en el multiplicador y las masas 37 a 40 en los cuatro faradios adyacentes.

La muestra irradiada se cargó en placa de Cu, en vacío ultraalto y se calentaron gradualmente escaneando un haz láser de CO_2 de 25 W defocus en patrones preestablecidos a lo largo de la muestra, para liberar el argón de manera uniforme. Después del calentamiento se limpiaron los gases reactivos usando un extractor SAES Zr-Al ST101 operado a 400 °C durante 1,5 a 3 minutos, y dos SAES Fe-V-Zr ST172 funcionaron a 200 °C y temperatura ambiente, respectivamente. Antes del análisis, la muestra se horneó a ~ 125-150 °C, y los gases (reactivos) se bombearon con una bomba turbo.

Tabla 1. Composición modal en muestras de cuerpos de pórfido

N.º de campo	Pl	Kfs	Cpx	Opx	Ol	Op	Bt	Tnt	Ap	Matriz	Clasificación
	Fenocristales										
GR-6577	9		Tr		Tr	0,7				90,3	Feno andesita
GR-6578	37,3		1,9		2,5	0,6			0,6	57,1	Andesita
MIA-436	17	7	6,5			1,5				68	Latita
JGB-356	29,9	3,2	2,4		Tr	Tr		1,7		62,8	Andesita
GR-6581	41,8		3,3		2,5	0,8				52,5	Andesita
GR-6613	25,8		2	2,1	Tr	2,9	0,7	Tr		67,1	Andesita

Tr: trazas
Fuente: autor

El calentamiento incremental se inició alrededor de 1,6-1,8 % de potencia de láser de CO_2 y aumentó por etapas para alcanzar una potencia máxima de láser de 22-24 % de CO_2. En total se aplicaron veintitrés etapas de calentamiento incremental para plagioclasa. Se inició con tres medidas de línea base de Faraday, seguidas de un procedimiento en blanco, el último, que luego se repitió una vez cada dos o tres etapas de calentamiento (o fusión) incrementales. Normalmente, se analizaron entre diez y diecisiete espacios en blanco del procedimiento.

La edad se calculó usando la constante de descomposición corregida de Steiger y Jäger (1977) de 5,530 ± 0,097 x 10-10 1/año (2σ), según lo informado por Min *et al.* (2000). Las edades de meseta de calentamiento incremental y las edades de isócrono se calcularon como medias ponderadas con 1/σ2 como factor de ponderación (Taylor, 1997), y como el mínimo cuadrado de York2 se corresponde con errores correlacionados (York, 1969), utilizando el software ArArCALC v2.7.0 de Koppers (2002) disponible en el sitio web http://earthref.org/ArArCALC/.

La reproducibilidad de los análisis de sanidina de Alder Creek (AC-2) es excelente, con edades medias de 1176,3 ± 3,9 ka y 1184,0 ± 3,9 ka (error interno, 2σ; MSWD = 5,68; n = 132/143) frente a las edades de sanidina FCT de 28,02 Ma y 28.201 Ma de Kuiper *et al.* (2008).

3.1. Resultados

Descripción macroscópica y microscópica. Los cuerpos de pórfido están constituidos por andesitas y latitas de color gris verdoso moteado de blanco, y rosado moteado de verde claro. Presentan textura porfídica y matriz microcristalina felsítica microgranular o microlítica, con vidrio isotrópico de color verde en algunas muestras. Las muestras están constituidas por fenocristales de plagioclasa de tamaños que oscilan entre 1 y 2 cm, idiomórficos a subidiomórficos; la sanidina puede estar en algunas rocas y son frecuentes piroxenos y olivino con tamaños de 2 a 4 mm; como accesorios se presentan opacos, apatito y en algunas muestras titanita y circón (tabla 1).

La plagioclasa, en algunos casos, tiene una tonalidad rosada, manchada por óxidos de hierro o verde debido a alteración a saussurita y sericita. La matriz es afanítica, de colores gris, gris verdoso y rosado, hialocristalina a felsítica microgranular; ocasionalmente se observan amígdalas blancas rellenas con calcedonia, calcita (figura 3), y pueden tener cobre nativo.

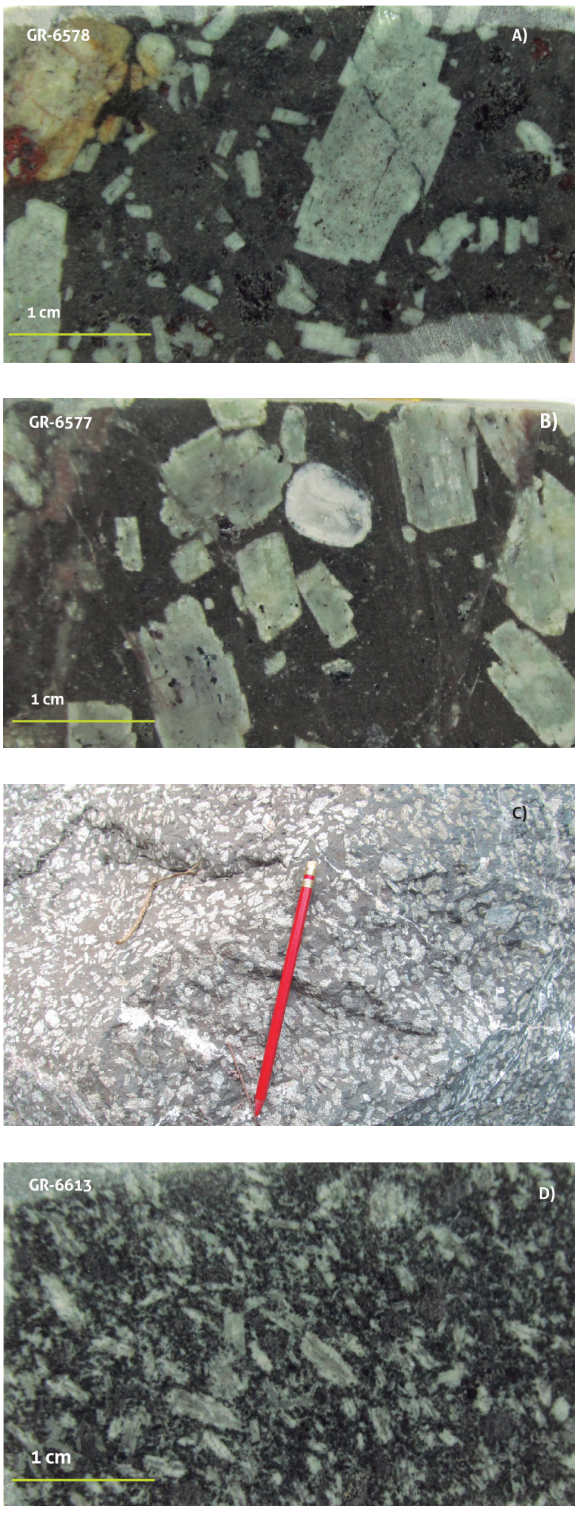


Figura 3. Aspecto macroscópico de rocas de los cuerpos de pórfido andesítico al oeste de Natagaima (Tolima) y Teruel (Huila). A) Muestra GR-6578-andesita con fenocristales de plagioclasa bimodales. B) Muestra GR-6577-andesita con fenocristales de plagioclasa y amígdalas calcita-cuarzo. C) afloramiento de pórfido andesítico. D) muestra GR-6613-andesita con fenocristales de plagioclasa ligeramente orientados
Fuente: autor

La plagioclasa es de tipo andesina, con composición que varía entre An_{32} y An_{36}, se encuentra en fenocristales y como microcristales en la matriz. Los fenocristales son euédricos a subédricos tabulares, de tamaños que oscilan entre 1 y 2 cm, aunque se presentan algunos de menor tamaño (1 a 2 mm), con bordes corroídos por la matriz, maclados según la ley de albita, Carlsbad y albita-Carlsbad, y relieve mayor al del bálsamo; se encuentran empolvados por alteración a sericita, arcilla y saussurita, y tienen inclusiones de opacos, pasta de la matriz y olivino serpentinizado (figura 4). Los microcristales en la matriz son anédricos, mal desarrollados, empolvados por alteración a arcilla y sericita que le imprimen el aspecto sucio a la matriz.

La sanidina ocurre en algunos cuerpos de pórfido, generalmente en fenocristales euédricos de 1 a 2 cm, o como coronas alrededor de fenocristales de plagioclasa y en microcristales en la matriz. Generalmente alterados a arcilla parda y en las coronas con desmezcla pertítica a manera de parches (figura 4).

El clinopiroxeno es augita que se encuentra en microfenocristales y en microcristales en la matriz. Los fenocristales son euédricos a anédricos, de menor tamaño que la plagioclasa (0,2 a 0,6 mm), incoloros, con relieve alto (n > b); el color máximo de birrefringencia es el azul del segundo orden; presenta microfracturas irregulares y contornos de los cristales corroídos por la matriz.

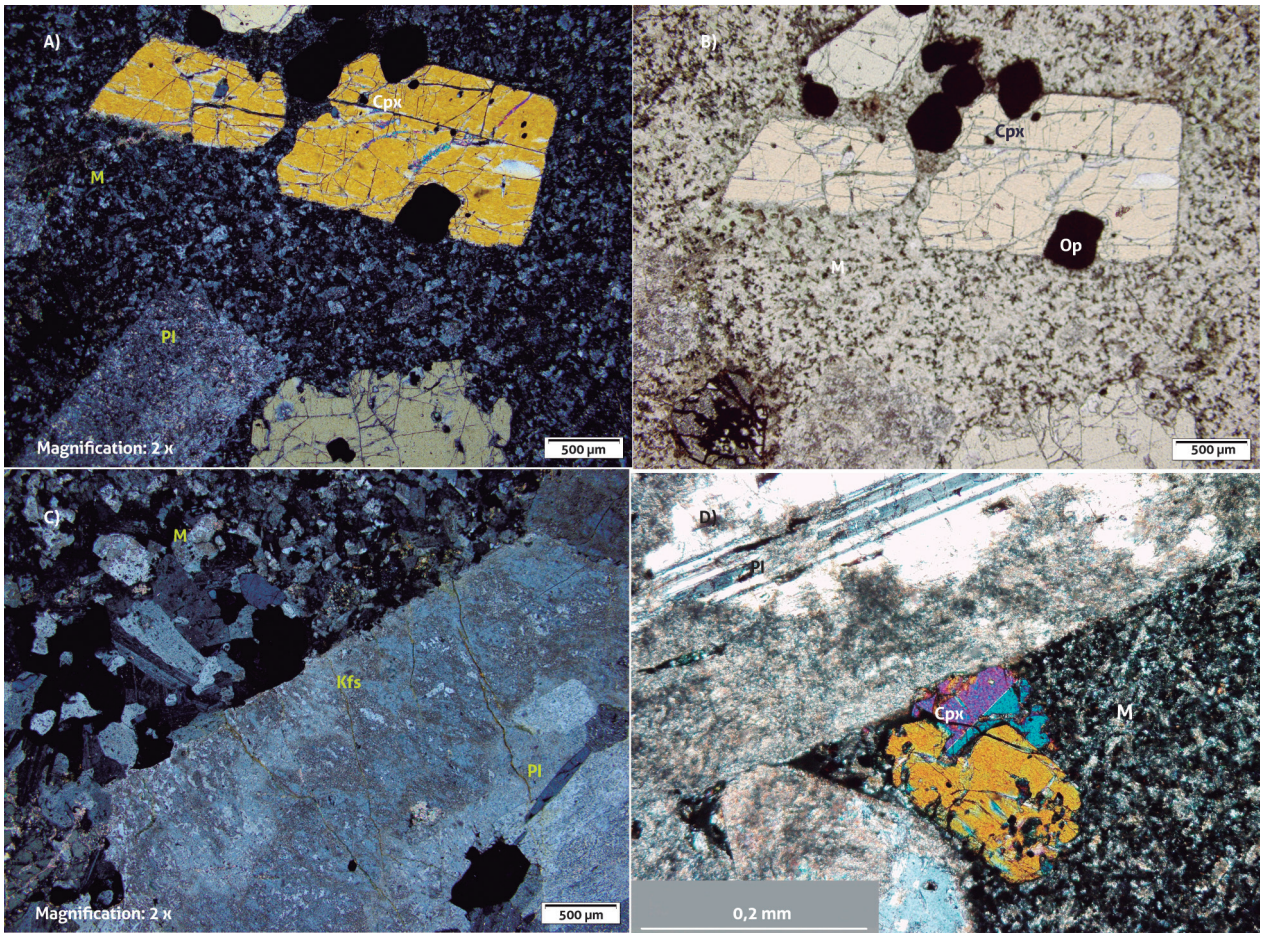


Figura 4. Aspecto microscópico de cuerpos de pórfido andesíticos. A) y B) GR-6578-andesita porfídica. Fenocristales euédricos de plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) y opacos (Op) flotando en una matriz hialocristalina (M). C) MIA-436-latita. Fenocristales de plagioclasa (Pl) con bordes de sanidina pertítica (Kfs) y matriz felsítica microgranular (M). D) JGB 356-andesita. Fenocristales de plagioclasa (Pl) con macla de albita junto a fenocristal de clinopiroxeno (Cpx) flotando en matriz hialocristalina (M)
Fuente: autor

Los microcristales de la matriz se presentan en agregados anédricos mal desarrollados, de color pardo amarillento (figura 4).

Pueden presentar ortopiroxeno en cristales finos euédricos a subédricos en la matriz, con pleocroísmo débil de amarillo pálido a rosado pálido y birrefringencia baja en tonos de gris del primer orden, con fracturamiento transversal irregular y alteración a lo largo de las fracturas a esmectita y talco; puede estar intercrecido con el clinopiroxeno.

Algunas rocas tienen microfenocristales de olivino totalmente alterados a serpentina y a minerales arcillosos, que conservan la forma esquelética de los cristales; son parcialmente reabsorbidos por la matriz, de color verde y tamaños que oscilan entre 0,2 y 0,7 mm, con inclusiones de opacos y apatito, así como fracturas concoideas con magnetita a lo largo de las fracturas o completamente reemplazados por opacos.

Los opacos se encuentran en cristales finos anédricos diseminados en la matriz de la roca y como escasos microfenocristales. Los abundantes microcristales de opacos en la matriz, con tamaños menores de 0,02 mm, le imprimen un aspecto moteado fino a la pasta de la roca (figura 4). El tamaño de los microfenocristales oscila entre 0,1 y 0,3 mm, y pueden estar incluidos en los fenocristales de piroxeno.

Se presentan amígdalas cuyo tamaño oscila entre 2 y 5 mm, de formas ovaladas a irregulares, con estructura interna concéntrica; hacia los bordes tienen bandeo de capas de carbonatos, y en el núcleo, cuarzo en cristales drusiformes.

Geoquímica. Se realizó el análisis geoquímico de seis muestras de roca pertenecientes a cuerpos de pórfidos diferentes, pero con composición y aspecto macroscópico similar, clasificadas petrográficamente como andesitas y latitas. Se comparan con lavas de la formación Saldaña, cuyos resultados químicos fueron tomados de Rodríguez *et al*. (2016). Los resultados de pórfidos se presentan en la tabla 2, y la localización, en la figura 2. Las muestras de los cuerpos de pórfido presentan contenidos de SiO_2 entre 56,4 % y 60 %, valores de Al_2O_3 altos entre 16,5 % y 19 %; valores de CaO entre 2,4 % y 6,6 %; valores altos de Na_2O de 2,9 % a 5,1 %; K_2O entre 2,8 % y 5,3 %; los contenidos de Fe_2O_3 son similares en todas las rocas: entre 5,3 % y 7,0 %; los valores de P_2O_5, entre 0,4 % y 0,5 %; contenidos de $TiO_2 < 1$ %, excepto en la muestra GR-6613, con un contenido de 1,02 %. La mayoría de muestras de la formación Saldaña presenta mayores contenidos de SiO_2, con valores mayores al 60 %.

Las muestras de los pórfidos (en rojo) grafican en el diagrama de Le Bas *et al*. (1986) en el campo de las andesitas y traquiandesitas, cuatro de ellas en la serie alcalina, excepto las muestras GR-6613 y GR-6581, que se grafican en el campo subalcalino (figura 5). Las rocas presentan valores de $Na_2O - 2{,}0 < K_2O$, que permite subdividirlas y clasificarlas químicamente como latitas cercanas al campo de las shoshonitas, de acuerdo a Le Maitre *et al*. (2002). El álcalis ($Na_2O + K_2O$) generalmente es móvil en rocas alteradas, que presentan moderada alteración de la plagioclasa a saussurita y arcilla.

El diagrama de Winchester y Floyd (1977) de Zr/TiO_2 vs SiO_2 utiliza elementos inmóviles a la lixiviación por alteración. Las rocas se grafican en el campo de las andesitas subalcalinas, cerca del límite que las separa de las traquiandesitas alcalinas (figura 5). Al comparar con muestras de lavas de la formación Saldaña (en negro), que caen en la serie subalcalina, se observa agrupación y separación de las muestras de pórfidos en los diagramas TAS y Zr/TiO_2 vs SiO_2, con mayores contenidos de álcalis, K_2O y Zr/TiO_2 para los pórfidos a valores similares de SiO_2. La clasificación petrográfica de la mayoría de rocas se localiza en el campo de las andesitas del triángulo de Streckeisen (1978). Químicamente se localizan en el diagrama TAS en los campos de las andesitas (1), traquiandesitas (4) y traquidacitas (1), y en el diagrama de Zr/TiO_2 vs SiO_2 caen en el campo de las andesitas, y se clasifican de manera similar.

Tabla 2. Contenido de óxidos mayores y elementos trazas en muestras de pórfidos de la formación Saldaña

Muestra	GR-6581	GR-6577	GR-6578	MIA-436	GR-6613	JGB-356
Nombre petrográfico	**Andesita**	**Andesita**	**Andesita**	**Latita**	**Andesita**	**Andesita**
N	880327	875174	875441	853985	801186	897068
W	864583	874439	874009	852317	830525	878480
SiO_2	56,61	58,67	56,37	59,99	56,58	55,93
TiO_2	0,95	0,73	0,94	0,94	1,03	0,870
Al_2O_3	17,39	18,11	17,69	16,47	16,41	19,00
Fe_2O_3	6,84	5,29	6,69	6,01	7,97	6,07
MgO	2,55	1,81	2,37	1,64	3,88	1,87
CaO	6,31	4,01	5,78	2,40	6,59	5,36
Na_2O	3,08	5,06	3,82	4,66	2,91	3,49
K_2O	3,80	3,45	3,68	5,33	2,80	4,68
P_2O_5	0,43	0,48	0,50	0,43	0,38	0,54
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	3,13	2,70	3,29	1,68	5,84	1,72
LOI	1,60	1,94	1,74	1,72	1,11	2,31
Li	15,66	18,02	26,48	24,46	10,56	24,74
Be	1,61	2,17	2,04	2,81	2,64	2,07
Sc	17,91	11,05	15,26	13,18	27,54	15,01
V*	123,24	95,23	134,44	100,83	156,85	114,20
Cr	28,81	11,08	15,63	14,70	49,84	12,00
Co	19,27	13,94	17,15	13,03	26,28	15,65
Ni	16,55	9,01	13,56	9,15	28,21	10,25
Cu	74,46	129,72	217,35	85,35	54,20	79,96
Zn	88,23	74,18	80,83	93,65	125,28	84,94
Ga	19,13	20,46	21,77	22,52	20,78	21,31
As	2,75	2,29	1,63	3,10	1,03	4,92
Rb	136,87	90,49	122,50	177,06	104,59	126,37
Sr	565,29	928,37	1372,66	609,49	571,32	1086,89
Y	28,76	21,10	24,06	31,80	28,59	24,50
Zr*	244,30	192,48	199,88	281,31	244,30	219,40
Nb*	7,80	6,40	6,90	10,90	9,60	7,00
Cs	1,20	2,15	1,35	3,55	3,19	0,99
Ba	1080,68	1404,52	1391,07	1823,82	924,87	1518,59
La	29,84	40,16	40,03	62,38	40,47	41,17
Ce	66,84	79,14	79,24	123,85	80,92	74,04
Pr	7,93	9,20	9,48	14,19	10,32	10,01
Nd	32,02	37,95	38,90	53,82	39,54	40,04
Sm	7,17	7,49	7,78	10,74	8,70	8,34
Eu	2,20	2,46	2,67	3,34	2,65	2,67
Gd	5,34	5,37	5,88	8,50	6,52	7,20
Tb	1,00	0,94	1,02	1,38	1,20	1,03
Dy	5,16	4,40	4,99	6,45	5,73	5,26
Ho	1,04	0,84	0,96	1,28	1,12	1,12
Er	3,14	2,50	2,90	4,09	3,34	3,32
Tm	0,42	0,32	0,37	0,54	0,44	0,45
Yb	2,85	2,06	2,42	3,57	2,94	2,98
Lu	0,46	0,31	0,36	0,55	0,45	0,47
Tl	0,34	0,18	0,13	0,32	0,52	0,25
Pb	9,37	12,59	14,04	19,84	13,73	15,78
Th	7,18	7,44	8,66	15,31	11,18	7,55
U	1,85	1,84	2,12	3,49	3,11	2,07

* Elementos traza analizados por FRX
Fuente: autor

En el diagrama de SiO_2 vs K_2O, las muestras presentan alta dispersión, probablemente debida a movilidad causada por alteración; cuatro muestras se grafican en la serie shoshonítica (GR-6581, GR-6578, MIA-436 y JGB-356), y dos (GR-6577 y GR-6613) en el campo de la serie calcoalcalina alta en K; tienen alto contenido de álcalis ($Na_2O + K_2O > 5$ %) entre 5,7 % y 10 %, alta relación K_2O/Na_2O entre 0,68 % y 1,3 %, y valores altos de Al_2O_3, afines con los valores de la serie shoshonítica (figura 5). Las rocas son metaluminosas, con relación A/CNK < 1, valores de A/NK que oscilan entre 1 y 2,2. Las lavas de la formación Saldaña (en azul) muestran alta dispersión, la mayoría están en la serie calcoalcalina, y la mayor parte de las muestras son peraluminosas.

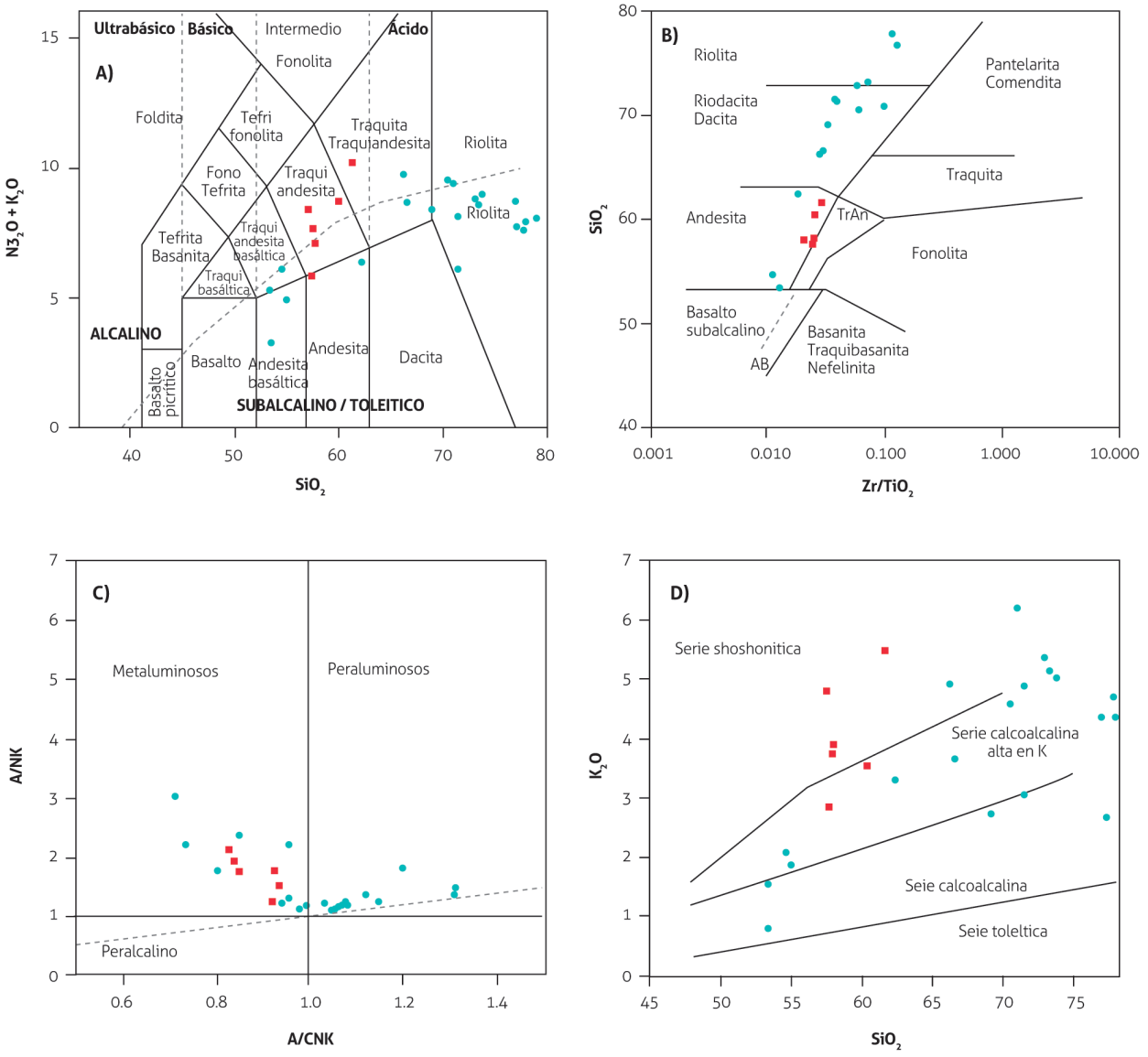


Figura 5. Muestras de cuerpos de pórfidos (en rojo) y lavas de la formación Saldaña (en azul). A) Diagrama de álcalis vs SiO_2 (TAS; Le Bas *et al.*, 1986). B) Diagrama de clasificación Zr/TiO_2 vs SiO_2 (Winchester y Floyd, 1977). C) Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943). D) Diagrama de K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976)
Fuente: autor

Los elementos traza fueron normalizados con respecto a N-MORB (basaltos de dorsal oceánica normales que representan el manto empobrecido en elementos incompatibles por procesos de fusión parcial). Las muestras de pórfidos presentan marcada anomalía negativa de Nb y Ti, que puede deberse a separación de fases minerales como titanita y rutilo (Winter, 2001), donde el Nb y Ti se comportan de manera similar; además, presentan anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados con arcos (Pearce, 1996), con patrón subparalelo para las muestras. Presenta anomalía positiva y valores altos de Cs, Rb, Ba, Th, Sr, K, y Pb; característica de ambientes de arco magmáticos de margen continental (Pearce *et al*., 1984; Pearce, 1996), con empobrecimiento progresivo de los *large ion lithophile elements* (LILE) hacia *high field strenght* (HFSE), y una alta relación entre HFSE/LILE que sugiere un origen para estos cuerpos relacionado a subducción en un ambiente de arco de margen continental (figura 6A).

Los patrones de tierras raras (*rare earth elements* [REE]) normalizados al condrito de Nakamura (1974) son paralelos, con pendiente negativa y patrones comparables al de rocas generadas en ambientes de subducción por encima de la placa subducida, con enriquecimiento en tierras raras livianas (*light rare earth elements* [LREE]) y empobrecimiento hacia las tierras raras pesadas (*heavy rare earth elements* [HREE]) (figura 6B); la relación $(La/Yb)_N$ varía entre 7 y 12, lo cual sugiere aporte cortical, al igual que la relación $(La/Sm)_N$, que varía entre 2,6 y 3,6 (tabla 3). Presentan leve anomalía positiva de Eu, con relaciones $Eu/Eu^* > 1$ entre 1,07 y 1,21 ($Eu/Eu^* = Eu_N/((Sm_N) \times (Gd_N)^{1/2})$ que se atribuye a que no se dio fraccionamiento de la plagioclasa.

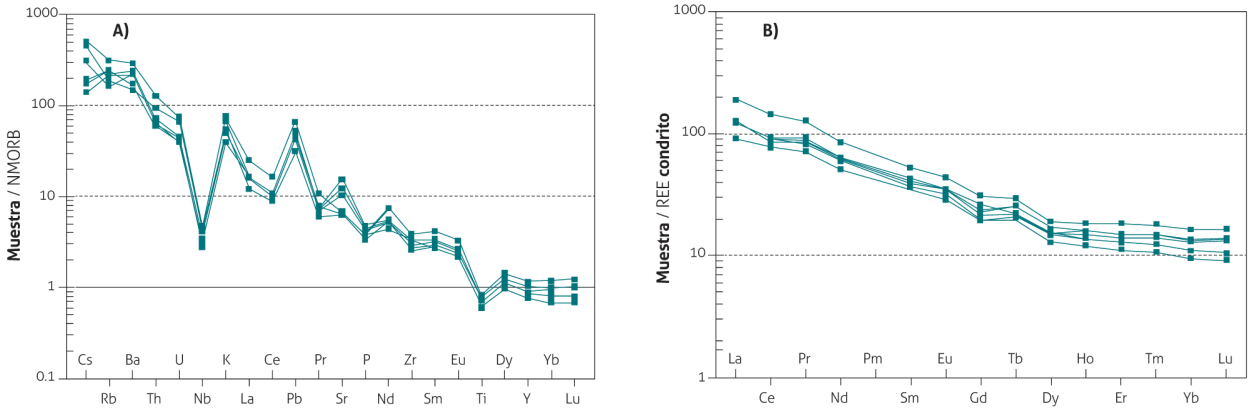


Figura 6. Diagramas multielementales de elementos traza y tierras raras para rocas de cuerpos porfídicos. A) Diagrama de elementos traza normalizado respecto a N-MORB (Sun y Mcdonough, 1989). B) Diagrama de elementos de las tierras raras normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974)
Fuente: autor

Tabla 3. Valores normalizados de REE según el condrito de Nakamura (1974) para muestras de rocas de los pórfidos andesíticos

Muestra	Eu/Eu*	(La/Yb)N	(La/Sm)N	(Ce/Yb)N	(Ce/Sm)N	(Eu/Yb)N
GR-6581	1,09	6,99	2,56	5,97	2,19	2,21
GR-6577	1,19	12,97	3,30	9,75	2,48	3,40
GR-6578	1,21	11,03	3,17	8,33	2,39	3,15
MIA-436	1,07	11,66	3,57	8,83	2,71	2,67
GR-6613	1,08	9,18	2,86	7,00	2,18	2,57
JGB-356	1,06	9,21	3,04	6,32	2,08	2,56

Fuente: autor

Al graficar las rocas en los diagramas de discriminación de ambiente tectónico propuestos por Wood (1980), las muestras se localizan en el campo de arco volcánico calcoalcalino (figura 7), concordando con el ambiente de la formación Saldaña (azul).

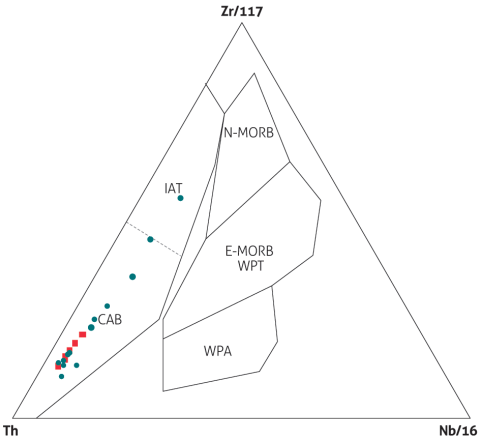


Figura 7. Diagrama de discriminación geoquímica y ambiente tectónico para cuerpos porfídicos del VSM; diagrama de Wood (1980). (WPA: basaltos alcalinos de intraplaca, IAT: arcos de isla toleiticos; CAB: basaltos de arco calcoalcalino). En rojo, muestras de pórfidos, y en negro, lavas de la formación Saldaña
Fuente: autor

Geocronología. En los cuerpos de pórfidos se dataron tres muestras de roca por el método Ar/Ar con calentamiento por pasos, sin resultados en dos de ellas, en las que se utilizó para la datación la matriz y roca total (GR-6577 y GR6581). Se obtuvo para la muestra GR-6613 un espectro de edad discordante, con dieciséis pasos, que arrojó una edad de meseta (*plateau*) en plagioclasa de 159,35 ± 0,44 Ma (n = 7), que se caracteriza por el 32 % de ^{39}Ar liberado (figura 8). En la tabla 4 se resumen los datos emitidos por el laboratorio de la Universidad de Oregón, donde se muestran edades similares a la edad *Plateau*, en la isócrona inversa y en la edad de fusión total. Esta última sería la edad mínima cuando la estimación o ubicación de la meseta no es clara, como es el caso de esta muestra.

La muestra presenta edades de meseta, isócrona y fusión total similar, entre 158 y 161 Ma (tabla 4), rango en el que se encuentra el valor de la edad Ar-Ar de cierre de la plagioclasa. El espectro de edad es creciente, como se observa en la figura 8, donde los pasos de la meseta son ligeramente crecientes alrededor de 160 Ma en dieciséis de los veintinueve pasos.

Tabla 4. Resumen de la datación Ar-Ar de la muestra GR-6613 reportados por el Laboratorio de la Universidad de Oregón

Resultados			Plateau							
Muestra	**Tipo**	**Mineral**	**Edad ± 2σ (i)**	**± 2σ (f)**	**^{39}Ar**	**K/Ca± 2**	**MSWD**	**P**	**n**	**N**
GR-6613	Calentamiento incremental	Plagioclase	159,35 ± 0,44 Ma	± 3,55 Ma	32%	0,092 ± 0,00	4,9	0 %	7	29

Isócrona normal				
Edad ± 2σ (i)	**± 2σ (f)**	**^{40}Ar/^{36}Ar ± 2σ - intercepto**	**MSWD**	**P**
160,8 ± 0,71 Ma	± 3,62 Ma	268,09 ± 12,47	1,18	31 %

Fusión total		
Edad ± 2σ (i)	**± 2σ (f)**	**K/Ca ± 2σ**
158,25 ± 0,24 Ma	± 3,50 Ma	0,089 ± 0

Isócrona inversa					
Edad ± 2σ (i)	**± 2σ (f)**	**^{40}Ar/^{36}Ar ± 2σ-intercepto**	**SF**	**MSWD**	**P**
160,81 ± 0,72 Ma	± 3,62 Ma	267,81 ± 12,48	7 %	1,19	31 %

Fuente: autor

3. Discusión y conclusiones

Las muestras analizadas corresponden a diferentes cuerpos que intruyen tanto la formación Saldaña como los plutones de edad Jurásico Inferior del VSM. La similitud macroscópica y microscópica en composición y textura sugiere condiciones de enfriamiento y cristalización similares, rápidas, de acuerdo a las texturas microcristalinas y hialocristalinas microlíticas, lo cual a su vez sugiere niveles de emplazamiento subvolcánicos comparables para todos los cuerpos.

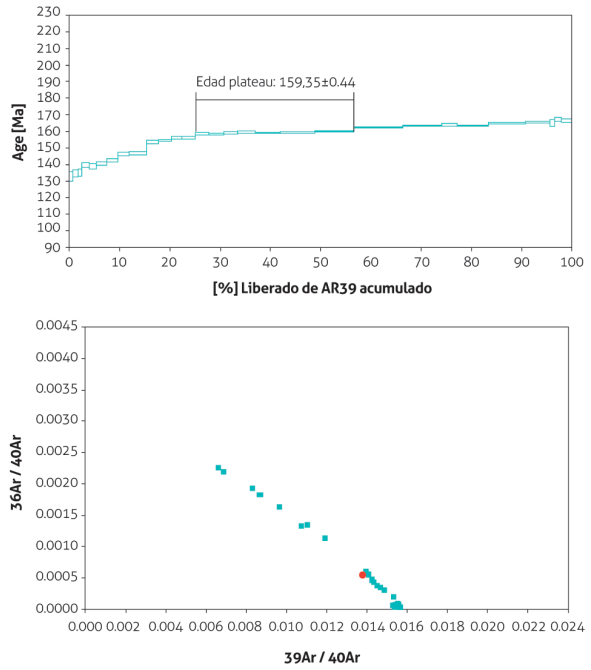


Figura 8. Espectro de edad e isócrona inversa para la muestra GR-6613, reportado por el Laboratorio de la Universidad de Oregón
Fuente: autor

El Na_2O y el K_2O, en las muestras de pórfido, es alto, mayor en términos generales que las lavas de la formación Saldaña para contenidos similares de SiO_2 (figura 5); algunas rocas presentan fenocristales de feldespato alcalino y alteración de la plagioclasa a saussurita y arcilla y del olivino a serpentina, como se observa en las secciones delgadas. Presenta dispersión en los diagramas TAS y SiO_2 vs K_2O (figura 5), probablemente relacionada a la movilidad de Na y K por alteración, aunque los valores por pérdidas por ignición (LOI) son < 2 %. Los fenocristales de plagioclasa + olivino + clinopiroxeno +/- ortopiroxeno +/- feldespato alcalino son normales en rocas de series alcalinas, lo que apoya el resultado de algunas muestras que se grafican en el campo de las series alcalinas en el diagrama TAS, con valores de $Na_2O - 2{,}0 < K_2O$, de $Na_2O + K_2O > 6{,}6$ % y relación $K_2O/Na_2O > 1$ (en la mayoría de muestras analizadas), similar al de series shoshoníticas.

Los cuerpos de pórfido son metaluminosos, menos diferenciados que las lavas de la formación Saldaña que presentan mayores valores de SiO_2, que en su mayoría se grafican en el campo peraluminoso, con menores valores de álcalis, Fe y Mg, y se clasifican en el campo de las dacitas y riolitas (figura 5).

En todas las muestras de pórfidos, el tren de los elementos traza y las tierras raras (REE) es subparalelo, lo cual sugiere un evento magmático común para los diferentes cuerpos, con anomalía negativa de Nb, Ti y anomalía positiva de Cs, Rb, Ba, Th, Sr, K, y Pb; además, presenta relaciones Eu/Eu* > 1, que se atribuyen a que no se dio fraccionamiento de la plagioclasa, y la relación $(La/Yb)_N$ varía entre 7 y 12, que sugiere aporte mantélico y cortical. No muestra grandes diferencias con el tren de REE de las lavas de la formación Saldaña, pero algunos contenidos marcan diferencias, como el P y Ti, que son mayores en las muestras de pórfido y afines con series alcalinas que tienen mayor contenido de estos elementos, lo que sugiere diferencias entre las fuentes de magmas de los pórfidos y de las lavas de la formación Saldaña, probablemente debido a una mayor inclinación de la placa que subduce.

Los cuerpos de pórfidos se encuentran enriquecidos en tierras raras livianas (LREE), con valores de lantano (La) mayores a cien veces el condrito de Nakamura (1974), patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia los elementos más pesados (HREE), y una marcada pendiente negativa, comportamiento que es normal en rocas generadas en ambiente de arco de margen continental.

Las relaciones estratigráficas de los cuerpos de pórfido descritos en este trabajo, con lavas y tobas de la formación Saldaña y plutones de la edad Jurásica Inferior, indican intrusión y emplazamiento posterior, que está en concordancia con la edad obtenida por el método Ar-Ar.

La edad obtenida por el método Ar-Ar en plagioclasa presenta una meseta ligeramente creciente, problemática para determinar el mejor *plateau*. Esta edad representa la edad de cierre de los fenocristales de plagioclasa entre 100 y 300 °C, que ocurrió hace unos 160 Ma, con posterioridad a las edades de cristalización U/Pb de los pulsos magmáticos descritos por Rodríguez *et al.* (2015a, 2017a, 2018), en lavas y tobas de la formación Saldaña y cuerpos plutónicos, que cristalizaron entre 195 y 168 Ma.

No hay correlación en edad y composición entre los cuerpos de pórfido descritos en este trabajo y las lavas y tobas de la formación Saldaña. Además, presentan una clara relación intrusiva, lo que permite concluir que estos cuerpos de pórfido no son parte de la formación Saldaña, pero podrían ser un pulso tardío del mismo arco que generó las lavas de la formación Saldaña y los plutones jurásicos del VSM.

Modelo evolutivo

A continuación se propone un modelo evolutivo, que se esquematiza en la figura 9.

~195 a 168 Ma. Comienza una distensión de la margen continental que provoca la formación de cuencas de retroarco (*back-arc*) semejante a la interpretación de Toussaint (1995). Ocurren de manera simultánea vulcanismo y plutonismo de arco, así como sedimentación. Se originan secuencias volcanosedimentarias tales como la formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito en el VSM. El plutonismo genera en orden cronológico aproximado los plutones occidentales en el VSM, plutones intermedios entre los occidentales y orientales y los plutones orientales del VSM.

~168 Ma a 158 Ma. Choque de terrenos alóctonos entre ~168 y ~154 Ma contra la margen continental conformada por basamento neoproterozoico, con el consecuente metamorfismo que forma el conjunto metamórfico neises y anfibolitas de Tierradentro (Rodríguez *et al*., 2017d) (~167 ~154 Ma), parte SW del complejo Cajamarca (~158 y ~147 Ma, según Blanco-Quintero *et al*., 2014) y el complejo La Cocha-río Téllez (~163 Ma, Zapata *et al*., 2017). Este choque causó el estrangulamiento de la placa subducida, lo que aumentó la inclinación y el posterior colapso del arco; además, se formaron los últimos pulsos del arco que corresponden a pórfidos alcalinos, lo cual cambió la composición y la posición de los plutones más cerca de la trinchera.

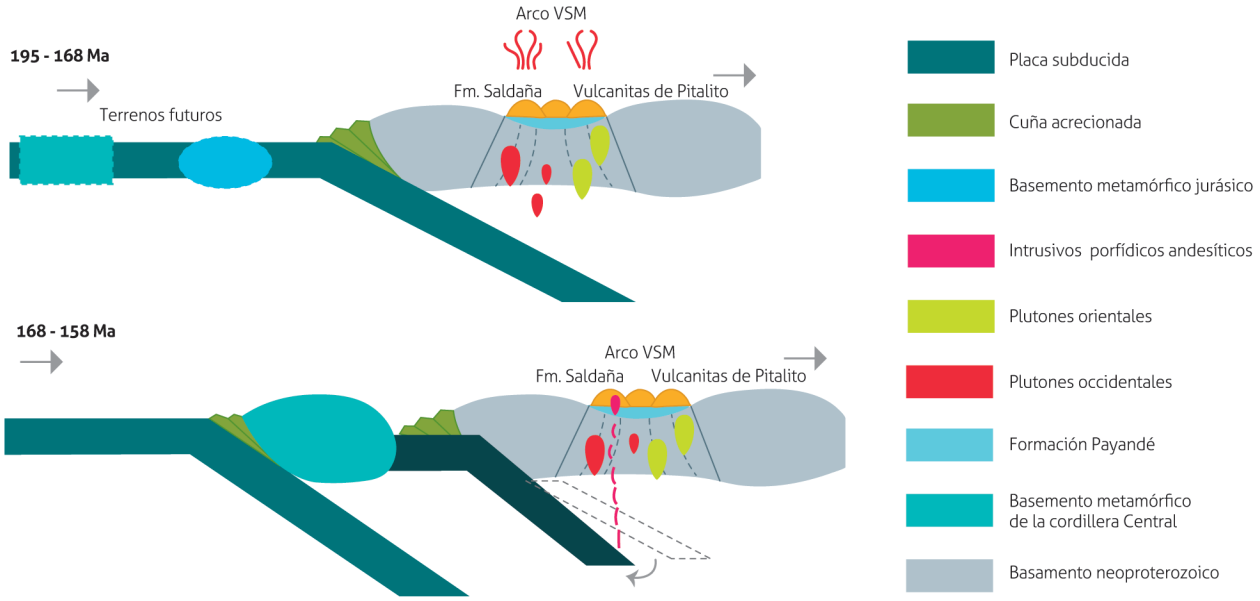


Figura 9. Modelo de evolución geológica para el VSM durante el Jurásico
Fuente: autor

Agradecimientos

Se agradece al Servicio Geológico Colombiano, entidad que suministró los recursos para esta investigación, a los geólogos María Isabel Arango, José Gilberto Bermúdez y Juan Pablo Zapata, que colaboraron con el muestreo de rocas y en la elaboración de figuras; al geólogo Tomás Correa, quien realizó la traducción del resumen, y a los evaluadores que motivaron cambios en el manuscrito, que mejoraron el texto final.

Referencias bibliográficas

Álvarez, J. (1983). Geología de la cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides meso-cenozoicos. *Boletín Geológico*, 26(2), 1-175.

Arango, M., Rodríguez, G., Bermúdez, J. y Zapata, G. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: cuarzomonzonita de Anchique, cordillera Central, Huila-Tolima*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Aspden, J., McCourt, W. y Brook, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society of London*, 144(6), 893-905. Doi: 10.1144/gsjgs.144.6.0893.

Bermúdez, J., Arango, M., Rodríguez, G. y Zapata, G. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: cuarzomonzodiorita de San Cayetano, cordillera Central, Tolima*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Blanco Quintero, I., García Casco, A., Toro, L., Moreno, M., Ruiz, E., Vinasco, C., *et al.* (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15), 1852-1872. Doi: 10.1080/00206814.2014.963710.

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V. y Gehrels, G. (2010). U-Pb LA-ICP-MS Geochronology and regional correlation of middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon massif, upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología*, 32(2), 93-109.

Carvajal, C., Fuquen, J. y Gómez, L. (1993). *Geología de la plancha 282-Chaparral*. Mapa. Bogotá: Ingeominas.

Carvajal, C., Fuquen, J, Gómez, L. y Núñez, A. (1983). *Cartografía geológica y prospección geoquímica regional plancha 282-Chaparral*. Memoria. Bogotá: Ingeominas.

Cediel, F., Mojica, J. y Macía, C. (1980). Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica. Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña. *Newsletters on Stratigraphy*, 9(2), 73-104.

Cediel F., Mojica, J. y Macía, C. (1981). Las formaciones Luisa, Payandé y Saldaña: sus columnas estratigráficas características. *Geología Norandina*, (3): 11-19.

Cediel, F., Shaw, R. y Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean block, in the circum-gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics. *AAPG Bulletin*, (79), 815-848.

Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Winkler, W., Ulianov, A. y Mora, A. (2014). Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins. *Lithos*, 202-203, 382-394. Doi: 10.1016/j.lithos.2014.05.031.

Cossio, U., Rodríguez, G. y Rodríguez, M. (1994). *Mapa geológico de la plancha 283-Purificación, departamento Tolima. Escala 1:100.000. Con memoria explicativa*. Bogotá: Ingeominas.

Ferreira, P., Núñez, A. y Rodríguez, M. (2002). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la plancha 323 Neiva. Escala 1:100.000*. Bogotá: Ingeominas.

Fuquen, J. y Núñez, A. (1989). *Memoria explicativa del mapa geológico generalizado del departamento del Huila: geología, recursos minerales y amenazas geológicas*. Bogotá: Ingeominas.

Fuquen, J., Rodríguez, G. y Cossio, U. (1989). *Geología de la plancha 302 Aipe*. Bogotá: Ingeominas.

Gendall, I., Quevedo, L., Sillitoe, R., Spencer, R., Puente, C. y León, J. (2000). Discovery of a Jurassic porphyry copper belt, Pangui area, Southern Ecuador. *SEG Newsletter*, 43(1), 8-15.

Geyer, O. (1973). Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien. *Journal of the Czech Geological Society*, (5), 1-156.

Goldsmith, R., Marvin, R. y Mehnert, H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 750, D44-D49.

Grosse, E. (1935). *Acerca de la geología del sur de Colombia*. Informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y alto Caquetá. Cegoc, (3).

Jiménez Mejía, D., Juliani, C. y Cordani, U. (2006). P-T-t conditions of high-grade metamorphic rocks of the Garzon Massif, Andean basement, SE Colombia. *Journal of South American Earth Science*, 21(4), 322-336.

Ibáñez Mejía, M., Ruiz, J., Valencia, V., Cardona, A., Gehrels, G. y Mora, A. (2011). The Putumayo origen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of Northwestern South America. *Precambrian Research*, 191(1-2), 58-77. Doi: 10.1016/j.precamres.2011.09.005.

Koppers, A. (2002). ArArCALC-Software for 40Ar/39Ar age calculations. *Computers & Geosciences*, 28(5), 605-619. Doi: 10.1016/S0098-3004(01)00095-4.

Kuiper, K., Deino, A., Hilgen, F., Krijgsman, W., Renne, P. y Wijbrans, J. (2008). Synchronizing rock clocks of Earth history. *Science*, 320(5875), 500-504. Doi: 10.1126/science.1154339.

Kroonenberg, S. y Diederix, H. (1982). Geology of South-Central Huila, Uppermost Magdalena Valley, Colombia: A preliminary note. En *Guide Book 21 Annual Field Trip*. Bogotá: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo.

Leal Mejía, H. (2011). *Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono- magmatic approach* (tesis de doctorado). Universitat de Barcelona, Barcelona, España.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rock based on total silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. Doi: 10.1093/petrology/27.3.745.

Le Maitre, R. (Ed.), Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B. y Bateman, P. (2002). *Igneous rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press.

Mantilla, F., Bissig, T., Valencia, V. y Craig, H. (2013). The magmatic history of the Vetas-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 235-249.

McCourt, W., Feininger, T. y Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, (141), 831-845. Doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0831.

Meschede, M. y Frisch, W. (1998). Tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, 296(3-4), 269-291. Doi: 10.1016/S0040-1951(98)00157-7.

Min, K., Mundil, R., Renne, P. y Ludwig, K. (2000). A test for systematic errors in $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1), 73-98. Doi: 10.1016/S0016-7037(99)00204-5.

Mojica, J., Kammer, A. y Ujueta, G. (1996). El Jurásico del sector noroccidental de Suramérica y guía de la excursión al valle superior del Magdalena (Nov. 1-4/95), regiones de Payandé y Prado, departamento del Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, 21, 3-41.

Mojica, J., Villarroel, C., Cuerda, A. y Alfaro, M. (1988). La fauna de graptolites de la formación El Hígado (Llanvirniano-Llandeiliano), serranía de Las Minas, valle superior del Magdalena, Colombia. *Memorias V Congreso Geológico Chileno*, tomo II. Santiago de Chile.

Mojica, J. (1980). Observaciones acerca del estado actual del conocimiento de la formación Payandé (Triásico Superior), valle superior del río Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, 11, 67-91.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. Doi: 10.1016/0016-7037(74)90149-5.

Pearce, J. (1996). *User´s guide to basalt Discrimination Diagrams*. Short course notes. Association géologuique du Canada.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. Doi: 10.1093/petrology/25.4.956.

Peccerillo, A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81. Doi: 10.1007/BF00384745.

Pindell, J. y Dewey, J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of Western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. *Tectonics*, 1(2): 179-211. Doi: 10.1029/TC001i002p00179.

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2017a). *Caracterización magmática del Jurásico del valle superior del Magdalena y cuenca Putumayo*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 10-30.

Rodríguez, G., Zapata, G., Arango, M. y Bermúdez, J. (2017c). Caracterización petrográfica, geoquímica y geocronología de rocas granitoides pérmicas al occidente de La Plata y Pacarní - Huila, valle superior del Magdalena-Colombia. *Boletín de Geología*, 39(1), 37-64.

Rodríguez, G., Obando, G., Correa Martínez, A., Zapata, G., Correa, T. y Obando, M. (2017d). Redefinición del bloque norte del batolito de Ibagué con base en

nuevos datos de petrografía, litogeoquímica y geocronología U-Pb. *Resumen XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores*. Santa Marta.

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2016). Formación Saldaña. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015a). *Características petrográficas, geoquímicas y edad U-Pb de los plutones jurásicos del valle superior del Magdalena*. Póster presentado en el XV Congreso Colombiano de Geología.

Rodríguez, G., Arango M., Bermúdez, J. y Zapata, G. (2015b). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: cuarzomonzonita de Los Naranjos-cordillera Central, Huila-Tolima*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Rodríguez, G., Zapata, G., Velásquez, M., Cossio, U. y Londoño, A. (2003). *Geología de las planchas 367 Gigante, 368 San Vicente del Caguán, 389 Timaná, 390 Puerto Rico, 391 Lusitania (parte noroccidental) y 414 El Doncello*. Memoria explicativa, escala 1:100.000. Bogotá: Ingeominas.

Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la plancha 302-Aipe (Huila)*. Ibagué: Ingeominas.

Rodríguez, G. (1995a). Petrografía y microtexturas del grupo Garzón y el granito de anatexis de El Recreo, macizo de Garzón, cordillera Oriental-Colombia. *Revista Ingeominas*, (5), 17-36.

Rodríguez, G. (1995b). Petrografía del macizo de La Plata, departamento del Huila. *Revista Ingeominas*, (5), 5-16.

Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. New York: John Wiley y Sons.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., van der Lelij, R., Vallejo, C. y Winkler, W. (2015). The geological history of Northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. Doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.

Steiger, R. y Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), 359-362. Doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7.

Stibane, F. y Forero, A. (1969). Los afloramientos del Paleozoico en La Jagua (Huila) y Río Nevado (Santander del Sur). *Geología Colombiana*, (6), 31-66.

Streckeisen, A. (1978). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 134, 1-14.

Sun, S. y Mcdonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Sanders, A., y Norry, M. (Eds.). *Magmatism in oceanic basins*. Special Publication, vol. 42. London: Geological Society.

Taylor, J. (1997). *An introduction to error analysis: The study of uncertainties in physical measurements*. Mill Valley: University Science Book.

Toussaint, J. (1995). *Evolución geológica de Colombia: Triásico-Jurásico*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.

Trumpy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. *GSA Bulletin*, 54(9), 1261-1304. Doi: 10.1130/GSAB-54-1281.

Van der Lelij, R. (2013). *Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A geochronological, thermochronological and geochemical study* (tesis de doctorado). Université de Genève, Ginebra, Suiza.

Van der Lelij, R., Spikings, R. y Mora, A. (2016). Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos*, 248-251, 220-239. Doi: 10.1016/j.lithos.2016.01.006.

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (1996). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la plancha 366 - Garzón*. Bogotá: Ingeominas.

Velandia, F., Morales, C., Caicedo, J. y Núñez, A. (1999). *Geología de la plancha 345 - Campoalegre. Escala 1:100.000*. Bogotá: Ingeominas.

Velandia, F. (2001). *Memoria del mapa geológico del departamento del Huila. Escala 1:300.000*. Bogotá: Ingeominas.

Velandia, F., Nuñez, A. y Marquínez, G. (2001). *Mapa geológico Departamento del Huila. Escala 1:300.000*. Memoria explicativa. Bogotá: Ingeominas.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. y Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3-4), 875-896. Doi: 10.1016/j.lithos.2011.05.003.

Villagómez, D., Martens, U. y Pindell, J. (2015). *Are Jurassic and some older blocks in the Northern Andes in-situ or far-travelled? Potential correlations and new geochronological data from Colombia and Ecuador*. Ponencia presentada en el simposio Tectónica Jurásica en la Parte Noroccidental de Sur América y Bloques adyacentes. Disponible en https://www.researchgate.net/publication/298069969_Are_Jurassic_and_some_older_blocks_in_the_northern_Andes_in-situ_or_far-travelled_Potential_correlations_and_new_geochronological_data_from_Colombia_and_Ecuador.

Villarroel, C. y Mojica, J. (1988). El Paleozoico Superior (Carbonífero Pérmico) sedimentario de Colombia: Afloramientos conocidos y características generales. *Geología Colombiana*, 16, 81-87.

Ward, D., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H. y Gómez, E. (1973). Cuadrángulo H-12 Bucaramanga. Planchas 109 Rionegro - 120 Bucaramanga. Cuadrángulo H-13 Pamplona. Planchas 110 Pamplona - 121 Cerrito. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-133.

Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Upper Saddle River: Prentice Hall.

Winchester, J. y Floyd, P. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. Doi: 0.1016/0009-2541(77)90057-2.

Wood, D. (1980). The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 11-30. Doi: 10.1016/0012-821X(80)90116-8.

York, D. (1969). Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 320-324. Doi: 10.1016/S0012-821X(68)80059-7.

Zapata, G., Rodríguez, G. y Arango, M. (2017). Petrografía, geoquímica y geocronología de rocas metamórficas aflorantes en San Francisco, Putumayo, y la vía Palermo-San Luis asociadas a los complejos La Cocha-río Téllez y Aleluya. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 41, 48-65. Doi: 10.15446/rbct.n41.58630.



Bernardo Pulgarín / Volcán Puracé /SGC - Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán / 2011

CARACTERIZACIÓN DE PARÁMETROS EN LA CONCENTRACIÓN DE CIRCONES PARA ANDESITAS, MONZOGRANITOS, RIOLITAS, CUARCITAS Y CUARZOMONZONITAS

CHARACTERIZATION OF THE PARAMETERS FOR CONCENTRATING ZIRCONS FROM ANDESITES, MONZOGRANITES, RHYOLITES, QUARTZITES AND QUARTZ MONZONITES

John Mauro **Castaño Duque**[1], Fredy Alonso **Rodríguez**[2], Carlos Andrés **García**[3]

* Email de correspondencia: jmcastano@sgc.gov.co

Recibido: 4/09/2017

Aceptado: 31/10/2017

Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Castaño, J. M., Rodríguez y F. A., García, C. A. (2018). Caracterización de parámetros en la concentración de circones para andesitas, monzogranitos, riolitas, cuarcitas y cuarzomonzonitas. *Boletín Geológico*, 44, 25-38.

RESUMEN

El Laboratorio Químico de la sede Medellín del Servicio Geológico Colombiano está desarrollando investigaciones sobre la caracterización de diferentes parámetros implicados en el proceso de concentración de circones que se utilizan para datación radiométrica U-Pb LA-ICP-MS en geocronología. La metodología fue empleada en cinco tipos de roca (andesitas, monzogranitos, riolitas, cuarcitas y cuarzomonzonitas), y las etapas de dicho proceso fueron molienda (trituración, pulverización y tamizaje), concentración gravimétrica en mesa Wilfley, concentración magnética en equipo isodinámico Frantz, utilización de líquidos densos LST (politungstato de litio), separación en vidrio de circones y elaboración de probeta. La metodología empleada consistió en tomar cinco muestras de cada tipo de roca y encontrar la mejor granulometría, los mejores ángulos frontales y laterales en la mesa Wilfley, y los mejores ángulos laterales y frontales en el equipo isodinámico Frantz, de manera que se lograra obtener la mayor cantidad posible de circones.

Palabras clave: circón, geocronología, trituración, pulverización, tamizaje, mesa Wilfley, isodinámico Frantz, líquidos densos.

[1] M. Sc. Servicio Geológico Colombiano

[2] Químico. Servicio Geológico Colombiano

[3] Tecnólogo. Servicio Geológico Colombiano

ABSTRACT

The Medellin chemical laboratory of the Servicio Geológico Colombiano (Colombian Geological Survey) is conducting research to characterize the different parameters involved in the process of concentrating zircons for U-Pb LA-ICP-MS geochronology analysis. This methodology was applied to five different rock types, including andesites, rhyolites, quartzites, monzogranites and quartz monzonites; the stages of this process were as follows: grinding (crushing, pulverizing and screening), gravimetric concentration on a Wilfley table, magnetic concentration in an isodynamic Frantz separator, separation using LST dense liquids (lithium polytungstate), zircon picking and detailed sample mount preparation. The methodology consisted of performing tests on five samples of each rock type in order to find the best particle size during the grinding stage, the best forward and side angles on the Wilfley table and the best side and forward angles for the isodynamic Frantz separator to obtain the largest amount of zircons for U-Pb LA-ICP-MS geochronology analysis.

Keywords: zircon, geochronology, crushing, pulverization, screening, Wilfley table, isodynamic Frantz separator, dense liquids.

1. Introducción

La geocronología y la termocronología son subcampos de la geología que tienen como objetivo determinar la edad y sucesión cronológica de los acontecimientos geológicos ocurridos en la Tierra. Para determinar estas se utilizan diferentes procedimientos, entre los cuales se encuentra la datación radiométrica, que a partir de isótopos radiactivos, como el uranio, permiten determinar la edad de materiales geológicos. Uno de los principales minerales que tienen en su estructura isótopos de uranio es el circón.

El Servicio Geológico Colombiano está desarrollando investigaciones en las que se utilizan dataciones U-Pb LA-ICP-MS en circón para datar las diferentes unidades geológicas encontradas. Para esto se requiere la concentración de los circones y su montaje en probeta. Por ello, el Laboratorio Químico de la sede Medellín del Servicio Geológico Colombiano está realizando investigaciones para caracterizar los diferentes parámetros implicados en el proceso de concentración de circones y compararlos con valores recomendados por los fabricantes de equipos como la mesa Wilfley y el isodinámico Frantz. Por esto, uno de los objetivos de esta investigación es encontrar los ángulos frontal y lateral apropiados tanto para la mesa Wilfley como para el isodinámico Frantz, con el fin de obtener la mayor concentración posible de circones, teniendo en cuenta la litología de la roca y propiedades físicas como su densidad.

Este artículo presenta dicha caracterización para cinco tipos de rocas, entre las que se encuentran andesitas, monzogranitos, riolitas, cuarcitas y cuarzomonzonitas. De cada uno de estos tipos de roca se tomaron cinco muestras, que pasaron por las diferentes etapas del proceso de concentración, con el objeto de obtener los circones necesarios para realizar una datación radiométrica. Cabe resaltar que dependiendo de la litología de la roca, existe más o menos probabilidad de encontrar circones; en nuestro caso, se estudiaron rocas ácidas, como monzogranitos, riolitas y cuarzomonzonitas, en las que, por su naturaleza, hay mayores probabilidades de encontrar circones, y de hecho se encontraron en cantidad suficiente. También se estudiaron rocas intermedias, como las andesitas, en las que hay una mediana probabilidad de encontrar circones (en nuestro caso particular se encontraron en buena proporción), y las cuarcitas, que por ser rocas metamórficas no se podrían catalogar como ácidas, intermedias o máficas; sin embargo, la cantidad de circones que contienen estas depende del protolito del que provengan (en nuestro caso, se obtuvo una buena concentración de circones).

2. Metodología

Para la concentración de circones y la elaboración de la probeta para datación se realizó trituración, pulverización y tamizaje en la etapa de molienda, concentración gravimétrica en la mesa Wilfley, concentración magnética en el equipo isodinámico Frantz, utilización de lí-

quidos densos LST (politungstato de litio), separación en vidrio de circones y elaboración de probeta.

2.1 Trituración, pulverización y tamizaje

La limpieza es un factor clave durante todo el proceso de concentración de circones, si se quiere evitar la contaminación cruzada; las trituradoras y todo el equipo de molienda, antes de ser utilizados, deben ser limpiados con aire y alcohol etílico al 95 % grado técnico (Castaño, 2016). Esta limpieza también debe ser tenida en cuenta en etapas posteriores, en las que se utilizan equipos como la mesa Wilfley y el separador magnético Frantz.

Al laboratorio llega la muestra proveniente de diferentes unidades geológicas, que se reduce por fragmentación a tamaños que oscilan entre 5 y 8 cm, de manera que permitan la alimentación de las trituradoras de mandíbulas, que generan una muestra al final de un tamaño aproximado de 2 cm (Castaño, 2016). Posteriormente la muestra pasa a un pulverizador de placas verticales, y con la ayuda de una batería de tamices de 595 µm (malla 30), 500 µm (malla 35), 177 µm (malla 80) y 74 µm (malla 200), se obtiene la granulometría óptima, que evita la fractura de los circones (figuras 1, 2 y 3).



Figura 1. Trituración
Fuente: autores



Figura 2. Pulverización
Fuente: autores



Figura 3. Tamizaje
Fuente: autores

2.2 Concentración gravimétrica en mesa Wilfley

La mesa Wilfley es un equipo que se utiliza para la separación de minerales aprovechando la fuerza de gravedad. Presenta dos ángulos: uno lateral y otro frontal. El ángulo lateral se encuentran en un rango que oscila entre 1° y 12°, y el frontal, entre 1° y 2,8° (figura 4). La muestra pulverizada a 74 µm (malla 200), que proviene de la etapa de molienda, es sometida a concentración gravimétrica en la mesa Wilfley (figura 5); por lo tanto, es preparada en una dilución de tres partes de agua por una parte de muestra (Holman Wilfley Ltd., 2014), manteniendo un caudal constante de 5 litros/minuto de agua y una velocidad de vibración de 300 rpm en la mesa (Holman Wilfley Ltd., 2014). La tolva se alimenta con la muestra, y al caer la mezcla en el flujo de agua se separan los minerales más livianos y finos (figura 6, fracciones 3, 4 y 5), los cuales describen una trayectoria perpendicular al eje mayor de la mesa, mientras que los minerales pesados se arrastran siguiendo una trayectoria casi paralela al eje mayor de la mesa (figura 6, fracciones 1 y 2) (Castaño, 2016).



Figura 4. Ángulos lateral y frontal de la mesa Wilfley
Fuente: autores

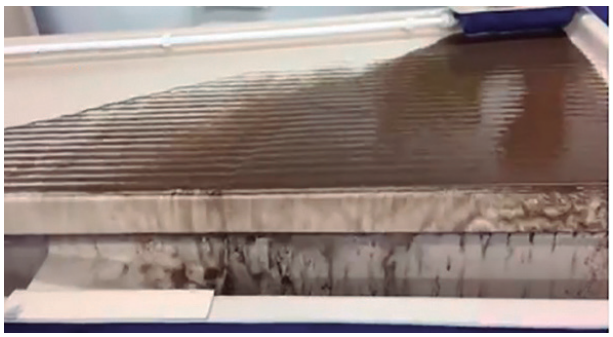
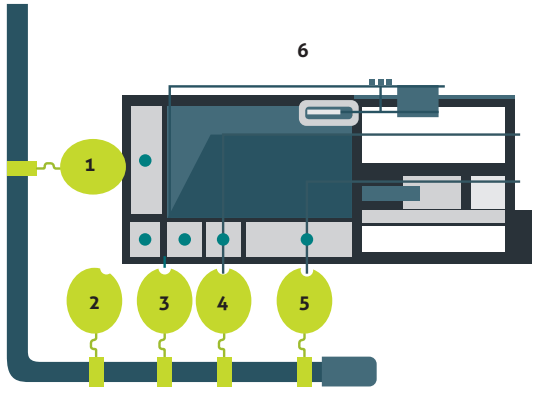


Figura 5. Concentración en la mesa Wilfley
Fuente: autores



MESA WILFLEY

1, 2: Fracciones densas o pesadas

3, 4, 5: Fracciones finas y livianas

6: Tolva de alimentación de la muestra

Figura 6. Fracciones en la mesa Wilfley
Fuente: Castaño (2016)

2.3 Concentración magnética en isodinámico Frantz

Las fracciones 1 y 2 de minerales pesados que salen de la mesa Wilfley se secan en estufa a 30 °C por dos o tres horas, y se les pasa un imán de mano de 900 gauss para separar minerales como magnetita (Castaño, 2016). El resto de la muestra es llevada al equipo separador magnético Frantz, que separa los minerales según su susceptibilidad magnética. Este equipo presenta dos ángulos: uno lateral, que actúa respecto a la susceptibilidad magnética del mineral, y otro frontal, que actúa respecto a la fuerza de gravedad de la tierra (figura 7). Los rangos de los ángulos de operación recomendados por el fabricante del equipo varían entre 2° y 60° para el ángulo lateral, y entre 5° y 30° para el ángulo frontal (S. G. Frantz Company Inc., 2014).

La muestra a la que se le retira la magnetita se introduce en la tolva del separador Frantz y se trabaja el equipo con un amperaje de 0,4 A, de lo cual resultan dos fracciones: una con mayor susceptibilidad magnética y otra con menor susceptibilidad magnética. La fracción con menor susceptibilidad magnética alimenta de nuevo el equipo a un amperaje de 0,8 A; de allí nuevamente salen dos fracciones, y la de menor susceptibilidad magnética nuevamente alimenta el equipo a un amperaje de 1,2 A; de allí salen por último dos fracciones: la de menor susceptibilidad magnética, en la cual se encuentran los circones, apatitos, cuarzos y feldespatos, y la de mayor susceptibilidad magnética, que se obtiene de todo el proceso y contiene hornblenda, biotita, piroxeno, moscovita, monacita y turmalina, entre otros componentes (figura 8).

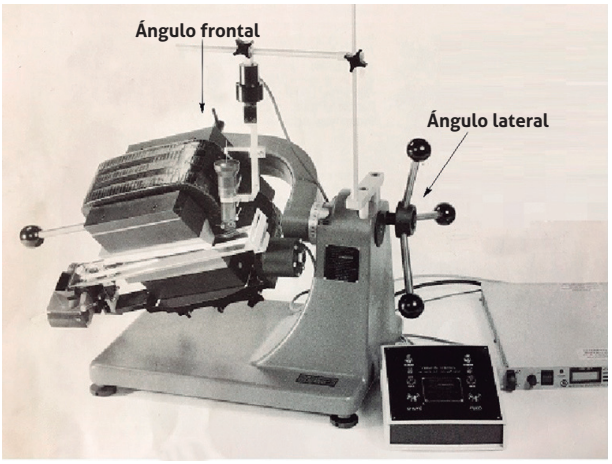


Figura 7. Ángulos lateral y frontal del separador Frantz
Fuente: S. G. Frantz Company Inc. (2014)



Figura 8. Concentración magnética en el equipo Frantz
Fuente: autores



Figura 9. Separación de circones por líquidos densos (LST)
Fuente: autores

2.4 Utilización de líquidos densos, separación en vidrio y elaboración de probeta

La fracción proveniente del separador Frantz que contiene circones, apatitos, cuarzos y feldespatos se somete a separación con líquidos densos, utilizando para ello LST (politungstato de litio), cuya densidad es de 2,85 g/ml. Aprovechando la densidad del circón, que es 4,6 g/ml, y con filtración al vacío y decantación, se logra realizar la separación de los circones de los otros minerales. Con posterioridad a esto, los circones son limpiados con agua destilada y secados a 30 °C, para luego pasarlos a cajas de Petri, donde, con la ayuda de agujas de punta fina, se agrupan en un vidrio de 5 x 5 cm que contiene una cinta de doble faz. Allí se agrupan entre cuarenta y sesenta circones. Se toma este número con el objetivo de tener una muestra que brinde soporte estadístico para determinar la edad, a la hora de realizar la datación radiométrica. A dicho vidrio se le sobrepone un molde impregnado de vaselina, al que se le adiciona una relación de 4 gr de resina epóxica por 1,5 gr de endurecedor. Luego de veinticuatro horas, a los circones adheridos a la probeta se les realiza el desbaste y pulido con papel de lija de calibres 2000, 2500 y 3000. Finalmente, la probeta se brilla con una suspensión diamantada y es enviada al equipo de laser-ablación para realizar la datación radiométrica (figuras 9, 10, 11, 12 y 13).

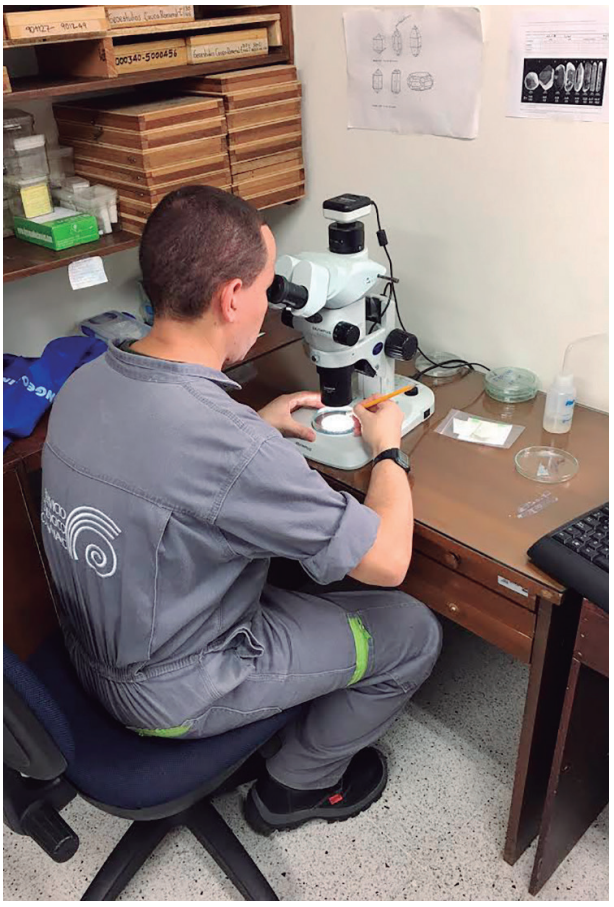


Figura 10. Separación de circones en vidrio
Fuente: autores



Figura 11. Circones en vidrio
Fuente: autores

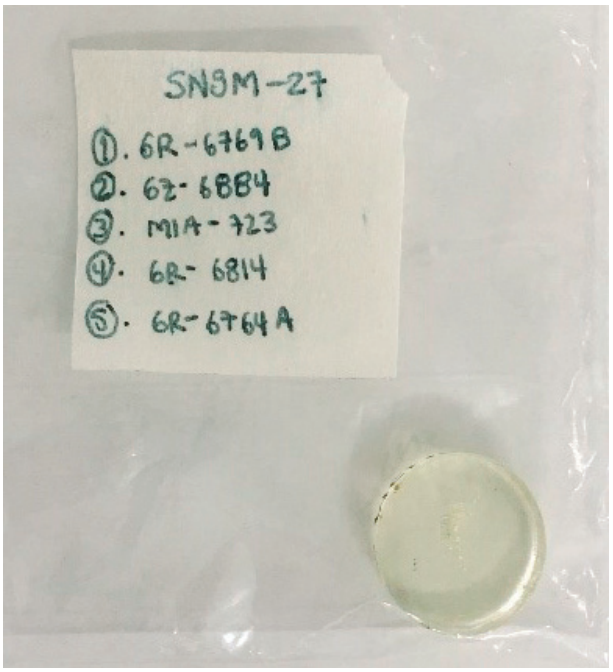


Figura 13. Probeta para datación
Fuente: autores

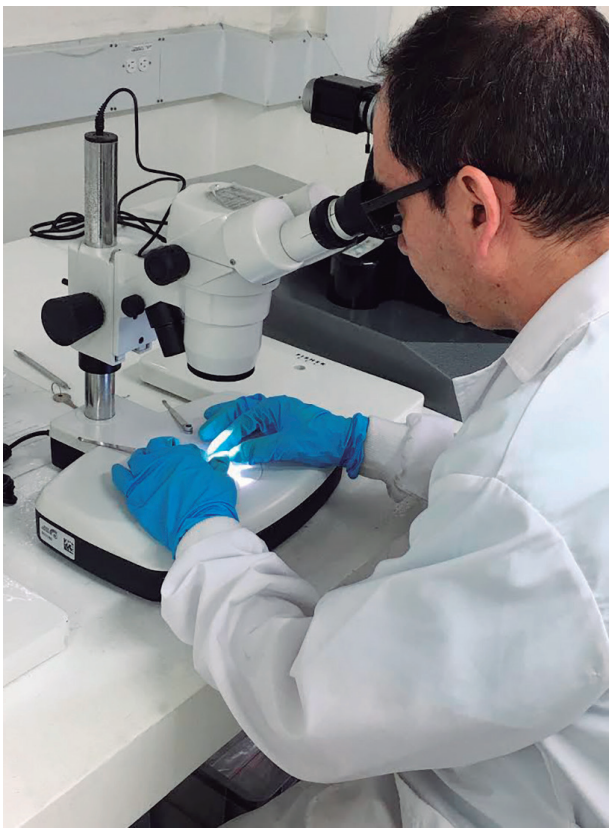


Figura 12. Pulido de circones en probeta
Fuente: autores

3. Resultados

Para la determinación de los parámetros utilizados en la concentración de circones se utilizaron cinco tipos de roca, entre los que se encuentran andesitas, monzogranitos, riolitas, cuarcitas y cuarzomozonitas, de cada una de las cuales se tomaron cinco muestras, y a las que se les realizó el procedimiento de trituración, pulverización, tamizaje, concentración en mesa Wilfley, concentración magnética en el dispositivo Frantz, separación por líquidos densos, ubicación en cinta y montaje de probeta, procedimientos en los que nos detendremos a continuación.

3.1 Andesitas

Las andesitas son rocas ígneas volcánicas intermedias compuestas principalmente por plagioclasa y minerales ferromagnesianos, como piroxeno, biotita y hornblenda. Las andesitas son rocas de color gris medio, de grano fino, y contienen cantidades pequeñas de cuarzo (Lutgens y Tarbuck, 2005).

Se tomaron las muestras andesitas GR-6769B, GZ-6924, GR-6775, JGB-522 y GR-6780, cuyas densidades oscilaban entre 2,8 y 2,85 g/ml. Se les sometió a la etapa de molienda y con cada una de estas muestras se alimentó

la mesa Wilfley, con rangos de alimentación de entre 1461 y 3300 g. Los ángulos laterales de la mesa Wilfley variaron entre 5,2° y 5,3°, y los ángulos frontales variaron entre 1,4° y 1,6°. Posteriormente las muestras pasaron a separación magnética por el isodinámico Frantz a corrientes de 0,4 y 0,8 A, con ángulo lateral de 23° y frontal de 8°, y luego a 1,2 A, con ángulo lateral de 5° y frontal de 8°, de lo cual se obtuvo un concentrado con gran presencia de circones, apatitos y cuarzos. Posteriormente se realizó separación con líquidos densos y se obtuvieron circones en buena cantidad, con diversas formas prismáticas, cortas y largas, con tonalidades café claro y traslúcidas. En la tabla 1 se encuentra el resumen de los resultados del tipo de roca andesita correspondientes a las cinco muestras procesadas. En las figuras 14, 15, 16, 17 y 18 se pueden visualizar los circones de las muestras andesitas GR-6769B, GZ-6924, GR-6775, JGB-522 y GR-6780.

Tabla 1. Resultados de variables en la concentración magnética y gravimétrica de las rocas andesitas

Muestra	Cantidad alimentada (g)	Densidad de la muestra (g/ml)	Ángulo lateral de la mesa Wilfley	Ángulo frontal de la mesa Wilfley	Ángulo lateral del isodinámico Frantz	Ángulo frontal del isodinámico Frantz	Número de circones obtenidos
GR-6769B	3300	2,85	5,2°	1,4°	23° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	8°	57
GZ-6924	3100	2,85	5,2°	1,4°	23° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	8°	57
GR-6775	1461	2,8	5,3°	1,5°	23° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	8°	51
JGB-522	1600	2,85	5,2°	1,4°	23° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	8°	57
GR-6780	3250	2,8	5,3°	1,6°	23° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	8°	50

Fuente: autores

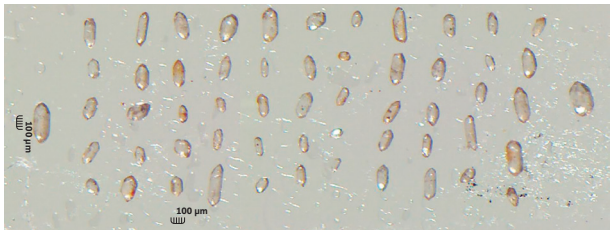


Figura 14. Circones de la muestra GR-6769B
Fuente: autores

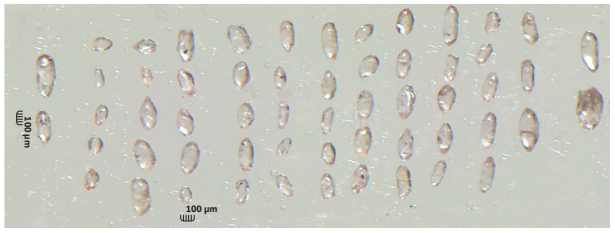


Figura 15. Circones de la muestra GZ-6924
Fuente: autores

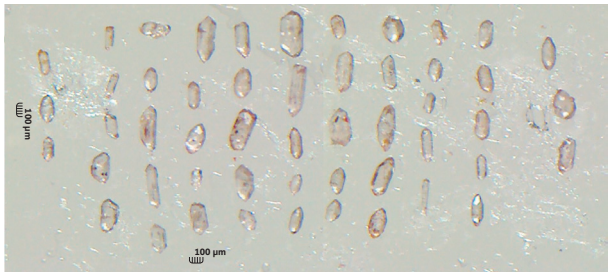


Figura 16. Circones de la muestra GR-6775
Fuente: autores

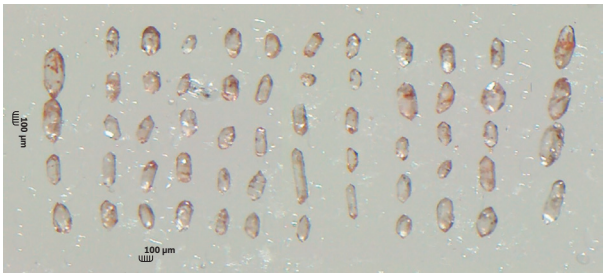


Figura 17. Circones de la muestra JGB-522
Fuente: autores

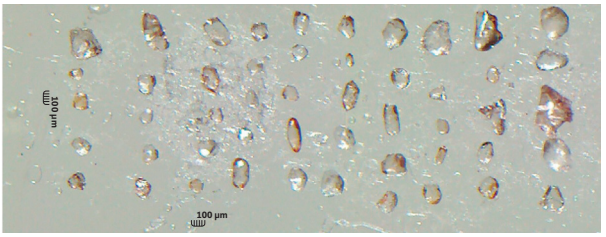


Figura 18. Circones de la muestra GR-6780
Fuente: autores

3.2 Monzogranitos

Son rocas ígneas plutónicas ácidas, compuestas principalmente por feldespatos alcalinos, plagioclasas y cuarzo.

Se tomaron las muestras de monzogranitos GR-6764 A, JGB-492, GOE-1000, JGB-498 A y JGB-491 A, con densidades que oscilaban entre 2,65 y 2,7 g/ml. Se las

sometió a la etapa de molienda a malla 200, y con ellas se alimentó la mesa Wilfley, con rangos de alimentación situados entre los 900 y 5550 g. Los ángulos laterales de la mesa Wilfley variaron entre 5,7° y 5,9°, y los ángulos frontales variaron entre 1,4° y 1,6°.

Posteriormente las muestras pasaron a separación magnética a corrientes de 0,4, 0,8 y 1,2 A, con ángulo lateral de 23° y frontal de 10°. Se observó gran presencia de circones, apatitos y cuarzos. Después se les realizó la separación por líquidos densos y se obtuvieron circones en buena cantidad. La menor cantidad se presentó en la muestra JGB-491 A, que se trabajó con los menores ángulos frontal y lateral en la mesa Wilfley para este tipo de roca. Los circones obtenidos tenían formas prismáticas, cortas y largas, de tonalidades café claro, traslúcidas y pardas. En la tabla 2 se encuentra el resumen de los resultados correspondientes al tipo de roca monzogranito. En las figuras 19, 20, 21, 22 y 23 se pueden visualizar los circones de las muestras monzogranitos GR-6764 A, JGB-492, GOE-1000, JGB-498 A y JGB-491 A.

Tabla 2. Resultados de variables en la concentración magnética y gravimétrica de los monzogranitos

Muestra	Cantidad alimentada (g)	Densidad de la muestra (g/ml)	Ángulo lateral de la mesa Wilfley	Ángulo frontal de la mesa Wilfley	Ángulo lateral del isodinámico Frantz	Ángulo frontal del isodinámico Frantz	Número de circones obtenidos
GR-6764A	5550	2,7	5,8°	1,5°	23° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	51
JGB-492	4200	2,65	5,9°	1,6°	23° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	54
GOE-1000	900	2,65	5,9°	1,6°	23° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	54
JGB-498A	1800	2,7	5,8°	1,5°	23° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	52
JGB-491A	2750	2,7	5,7°	1,4°	23° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	41

Fuente: autores

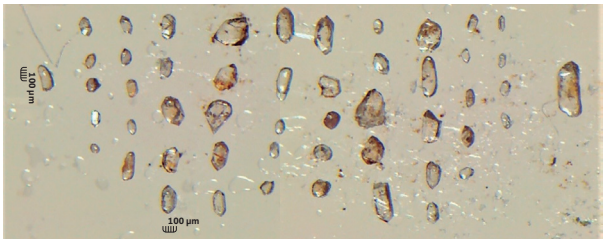


Figura 19. Circones de la muestra GR-6764 A
Fuente: autores

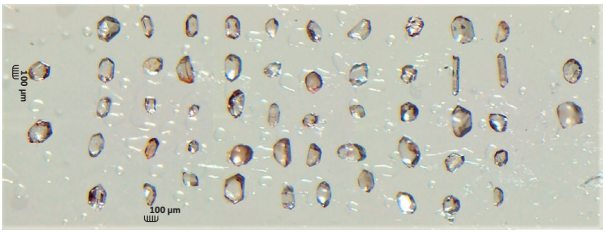


Figura 20. Circones de la muestra JGB-492
Fuente: autores

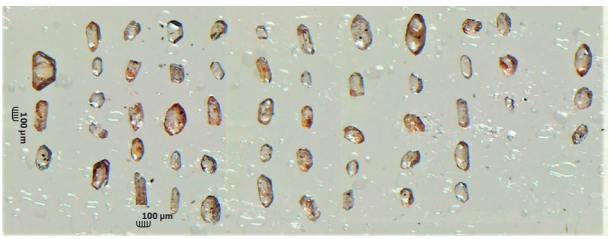


Figura 21. Circones de la muestra GOE-1000
Fuente: autores

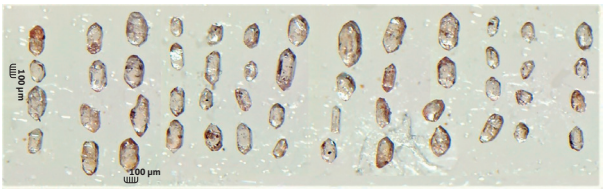


Figura 22. Circones de la muestra JGB-498 A
Fuente: autores

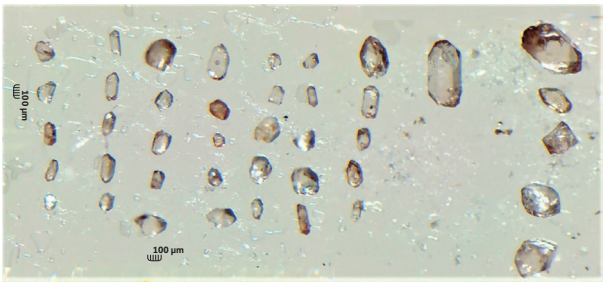


Figura 23. Circones de la muestra JGB-491 A
Fuente: autores

3.3 Riolitas

Son rocas ígneas extrusivas ácidas, con fenocristales como cuarzo, feldespato potásico, oligoclasa, biotita y anfíboles. Las riolitas son de color marrón claro o rosa, son afaníticas y contienen fragmentos vítreos (Lutgens y Tarbuck, 2005).

Se tomaron las muestras riolitas GR-6776, MIA - 723, GOE-1020, MIA-669 A y MIA-720, cuyas densidades os-

cilaban entre 2,5 y 2,6 g/ml. Se las sometió a la etapa de molienda y con cada una de estas muestras se alimentó la mesa Wilfley, con rangos de alimentación que oscilaron entre 1350 y 2350 g. Los ángulos laterales de la mesa Wilfley variaron entre 6,7° y 7,0°, y los ángulos frontales variaron entre 2,5° y 2,7°.

Posteriormente las muestras pasaron a separación magnética a corrientes de 0,4 y 0,8 A, con ángulo lateral de 20° y frontal de 10°, y luego a 1,2 A con ángulo lateral de 5° y frontal de 10°. Se observó en el concentrado gran presencia de circones, apatitos y cuarzos. Posteriormente se realizó la separación por líquidos densos y se obtuvieron circones de formas prismáticas, cortas y largas, de tonalidades traslúcidas, amarillas y café oscuro. Se puede observar en la tabla 3 el resumen de los resultados correspondientes al tipo de roca riolita. En las figuras 24, 25, 26, 27 y 28 se pueden visualizar los circones de las muestras riolitas GR-6776, MIA-723, GOE-1020, MIA-669 A y MIA-720.

Tabla 3. Resultados de variables en la concentración magnética y gravimétrica de las rocas riolitas

Muestra	Cantidad alimentada (g)	Densidad de la muestra (g/ml)	Ángulo lateral de la mesa Wilfley	Ángulo frontal de la mesa Wilfley	Ángulo lateral del isodinámico Frantz	Ángulo frontal del isodinámico Frantz	Número de circones obtenidos
GR-6776	2100	2,55	6,8°	2,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	57
MIA-723	1500	2,6	6,7°	2,5°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	50
GOE-1020	2250	2,6	7°	2,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	56
MIA-669A	1350	2,5	6,8°	2,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	54
MIA-720	2350	2,6	6,9°	2,7°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	50

Fuente: autores

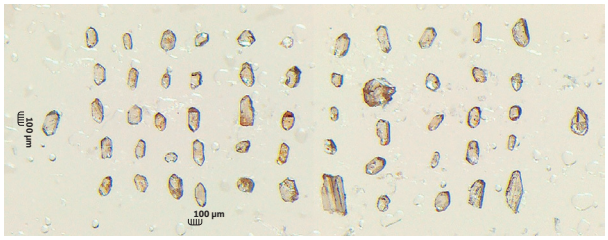


Figura 24. Circones de la muestra GR-6776
Fuente: autores

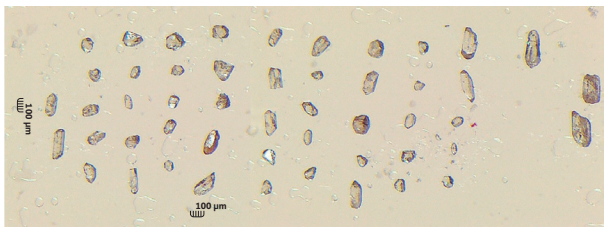


Figura 25. Circones de la muestra MIA-723
Fuente: autores

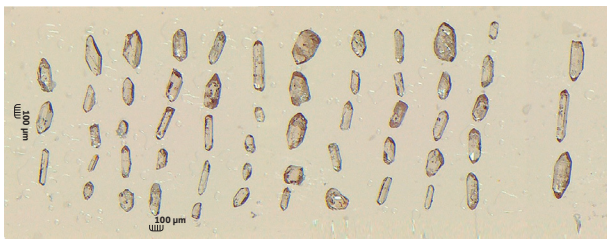


Figura 26. Circones de la muestra GOE-1020
Fuente: autores

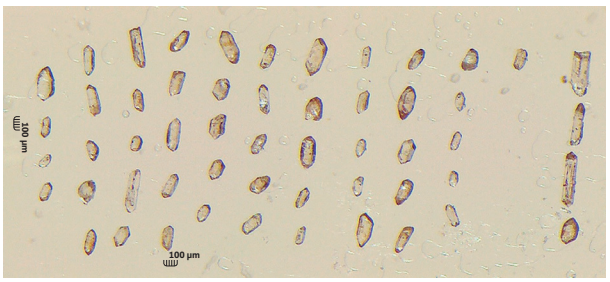


Figura 27. Circones de la muestra MIA-669 A
Fuente: autores

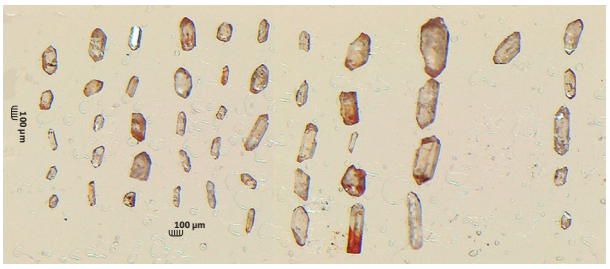


Figura 28. Circones de la muestra MIA-720
Fuente: autores

3.4 Cuarcita

Es una roca metamórfica dura con alto contenido de cuarzo. No se cataloga como roca ácida, intermedia, máfica o ultramáfica. La cantidad de circones que de ella se obtienen

depende del protolito del que provenga la roca. Se tomaron las muestras cuarcitas JGT-2443, JGT-2460, JGT-2426, 15-HF-022 A y JGT-2433, con densidades que variaban entre 2,4 y 2,5 g/ml. Se las sometió a la etapa de molienda y con cada una de estas muestras se alimentó la mesa Wilfley, con rangos de alimentación que oscilaron entre 1500 y 4600 g. El ángulo lateral de la mesa Wilfley se mantuvo siempre en 7,5°, y el ángulo frontal varió entre 2,7° y 2,8°.

Posteriormente las muestras pasaron a separación magnética a corrientes de 0,4, 0,8 y 1,2 A, con ángulo lateral de 20° y frontal de 10°. Se observó gran presencia de circones, apatitos y cuarzos. Después se realizó la separación por líquidos densos y se obtuvieron circones de formas prismáticas, de tonalidades traslúcidas y café oscuro. En la tabla 4 se encuentra el resumen de los resultados correspondientes al tipo de roca cuarcita. En las figuras 29, 30, 31, 32 y 33 se pueden visualizar los circones de las muestras cuarcitas JGT-2443, JGT-2460, JGT-2426, 15-HF-022 A y JGT-2433.

Tabla 4. Resultados de variables en la concentración magnética y gravimétrica de las rocas cuarcitas

Muestra	Cantidad alimentada (g)	Densidad de la muestra (g/ml)	Ángulo lateral de la mesa Wilfley	Ángulo frontal de la mesa Wilfley	Ángulo lateral del isodinámico Frantz	Ángulo frontal del isodinámico Frantz	Número de circones obtenidos
JGT-2443	2000	2,5	7,5°	2,7°	20° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	52
JGT-2460	2050	2,45	7,5 °	2,8°	20° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	54
JGT-2426	2900	2,4	7,5°	2,8°	20° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	60
15-HF-022A	4600	2,4	7,5 °	2,8°	20° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	58
JGT-2433	1500	2,5	7,5°	2,7°	20° (0,4, 0,8, 1,2 A)	10°	49

Fuente: autores

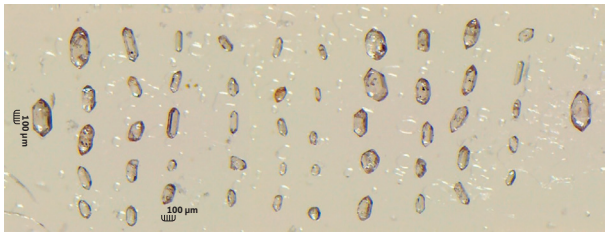


Figura 29. Circones de la muestra JGT-2443
Fuente: autores

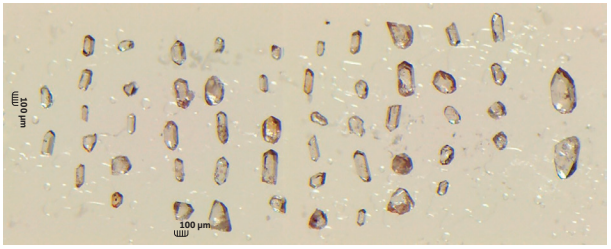


Figura 30. Circones de la muestra JGT-2460
Fuente: autores

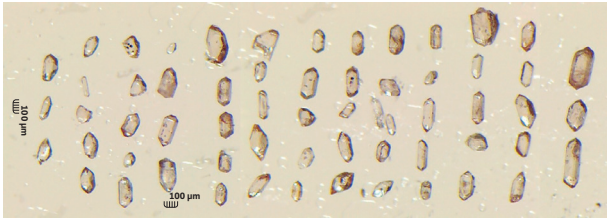


Figura 31. Circones de la muestra JGT-2426
Fuente: autores

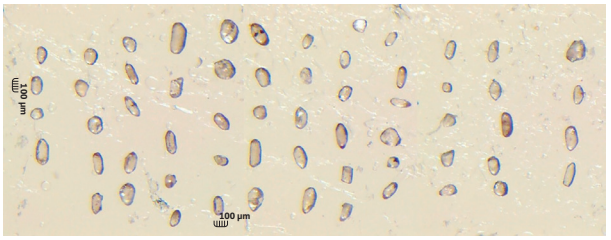


Figura 32. Circones de la muestra 15-HF-022 A
Fuente: autores

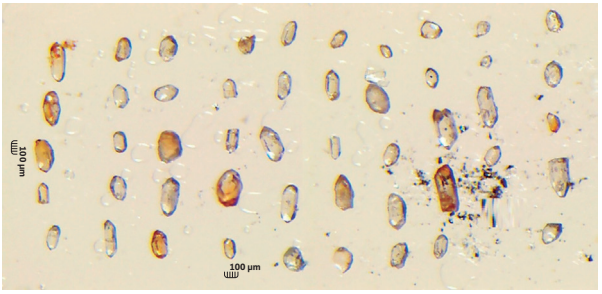


Figura 33. Circones de la muestra JGT-2433
Fuente: autores

3.5 Cuarzomonzonitas

Son rocas ígneo-plutónicas ácidas, compuestas por feldespato potásico, plagioclasas y, en menor medida, hornblenda y biotita. Se tomaron las muestras de cuarzomonzonitas NMR-1115, GZ-6843, NMR-1093, GR-6816B, NMR-1038, cuyas densidades variaron entre 2,7 y 2,8 g/ml.

Se les sometió a la etapa de molienda y con cada una de ellas se alimentó la mesa Wilfley, con rangos de alimentación de entre 400 y 3759 g. El ángulo lateral se mantuvo constante en 5,5°, y el ángulo frontal en 1,6°.

Posteriormente las muestras pasaron a separación magnética a corrientes de 0,4 y 0,8 A, con ángulo lateral de 20° y frontal de 10°, y luego a 1,2 A con ángulo lateral de 5° y frontal de 10°. Se observó gran presencia de circones, apatitos y cuarzos. Por último, a este concentrado se le realizó la separación por líquidos densos, y se obtuvieron circones de formas prismáticas, cortas y largas, con tonalidades traslúcidas y pardas. En la tabla 5 se puede observar el resumen de los resultados correspondientes al tipo de roca cuarzomonzonita. En las figuras 34, 35, 36, 37 y 38 se pueden visualizar los circones de las muestras cuarzomonzonitas NMR-1115, GZ-6843, NMR-1093, GR-6816B y NMR-1038.

Tabla 5. Resultados de variables en la concentración magnética y gravimétrica de las rocas cuarzomonzonitas

Muestra	Cantidad aAlimentada (g)	Densidad de la muestra (g/ml)	Ángulo lateral de la mesa Wilfley	Ángulo frontal de la mesa Wilfley	Ángulo lateral del isodinámico Frantz	Ángulo frontal del isodinámico Frantz	Número de circones obtenidos
NMR-1115	927	2,7	5,5°	1,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	50
GZ-6843	2620	2,8	5,5 °	1,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	53
NMR-1093	673	2,7	5,5°	1,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	58
GR-6816B	3759	2,7	5,5°	1,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	50
NMR-1038	400	2,7	5,5°	1,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	53

Fuente: autores

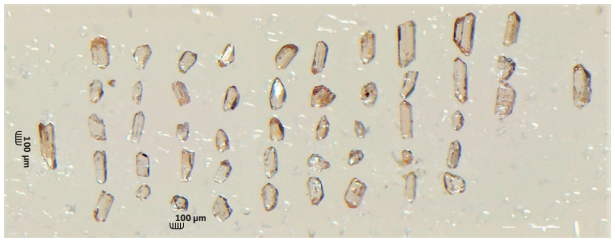


Figura 34. Circones de la muestra NMR-1115
Fuente: autores

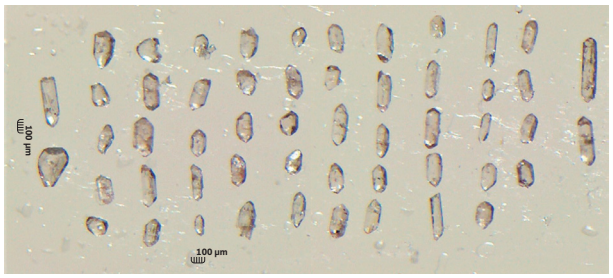


Figura 35. Circones de la muestra GZ-6843
Fuente: autores

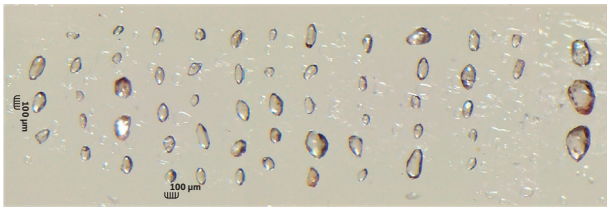


Figura 36. Circones de la muestra NMR-1093
Fuente: autores

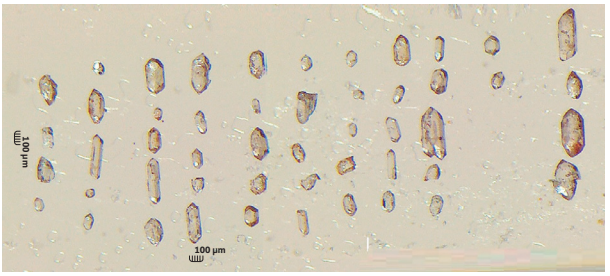


Figura 37. Circones de la muestra GR-6816B
Fuente: autores

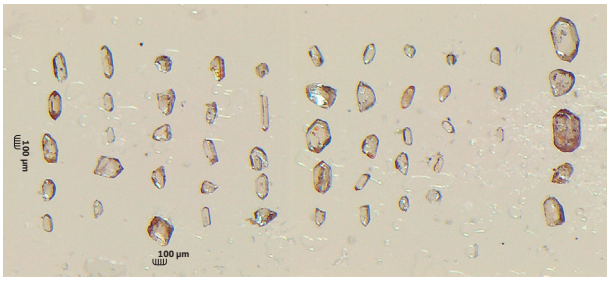


Figura 38. Circones de la muestra NMR-1038
Fuente: autores

En la tabla 6 se pueden observar, en resumen, los resultados obtenidos por la litología de la roca, donde se muestran los parámetros operacionales aplicados para obtener los circones.

Tabla 6. Resultados de variables en la concentración magnética y gravimétrica por litología de la roca

Tipo de roca	Densidad de la muestra (g/ml)	Ángulo lateral de la mesa Wilfley	Ángulo frontal de la mesa Wilfley	Ángulo lateral del isodinámico Frantz	Ángulo frontal del isodinámico Frantz	Número de circones obtenidos (promedio)
Andesita	2,85	5,2°	1,4°	23° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	8°	57
Monzogranito	2,65	5,9°	1,6°	23° (0,4, 0,8, 1,2A)	10°	54
Riolita	2,55	6,8°	2,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	57
Cuarcita	2,4	7,5°	2,8°	20° (0,4, 0,8, 1,2A)	10°	60
Cuarzomonzonita	2,7	5,5°	1,6°	20° (0,4, 0,8 A) 5° (1,2 A)	10°	58

Fuente: autores

4. Discusión

De conformidad con los resultados obtenidos, se pudo establecer que la litología de la roca y las propiedades físicas de la muestra, como la densidad, influyen en la escogencia de los ángulos adecuados para operar tanto la mesa Wilfley como el isodinámico Frantz.

Podemos observar que, de acuerdo con los datos de la tabla 1, correspondiente a rocas andesitas, en las muestras con densidades de 2,85 g/ml, los ángulos lateral y frontal de la mesa Wilfley fueron de 5,2° y 1,4°, respectivamente, y se obtuvieron 57 circones, la mayor cantidad para ese grupo de muestras, mientras que en rocas con densidades de 2,8 g/ml, los ángulos lateral y frontal de la mesa variaron a 5,3° y 1,6°, respectivamente, y se obtuvieron 50 circones, una cantidad un poco menor. Esto indica que muestras con densidades más altas presentan menores ángulos laterales y frontales, y muestras con densidades más bajas presentan mayores ángulos laterales y frontales. Esto se debe a que muestras con mayores densidades funcionan mejor con ángulos laterales y frontales menores, debido a que estos mejoran el tiempo de residencia de la muestra, mientras que muestras con densidades más bajas funcionan mejor con ángulos laterales y frontales un poco más altos, de manera que la fuerza de gravedad contribuya en la separación. Otro aspecto importante que se observa en el grupo de muestras andesitas es que, a pesar de ser una roca intermedia y ofrecer una probabilidad media de contener circones, funciona bien en el rango de ángulos laterales y frontales en que se trabajaron, ya que se obtuvieron entre 50 y 57 circones.

En el grupo de muestras monzogranitos resumidas en la tabla 2 se observó que, al igual que las andesitas, las muestras con densidades un poco más altas presentan ángulos laterales y frontales más bajos, mientras que las muestras con densidades más bajas presentan los ángulos laterales y frontales más altos. El mejor resultado, teniendo en cuenta el mayor número de circones obtenidos, que fue de 54, correspondió a las muestras que presentaban densidades de 2,65 g/ml y ángulos laterales y frontales de 5,9° y 1,6°, respectivamente. La muestra de la que se obtuvo la menor cantidad de circones —41 unidades— se trabajó con ángulos laterales y frontales de 5,7° y 1,4°. Esta muestra presentaba una densidad de 2,7 g/ml, y fue la que tuvo los ángulos más pequeños. Incluso otras muestras con densidades de 2,7 g/ml, y que se trabajaron con ángulos laterales y frontales de 5,8° y 1,5°, presentaron mejores resultados, ya que se obtuvieron 52 circones. Esto indica que los ángulos en la mesa Wilfley tienen relación directa con la densidad de la muestra, y que el aumento o disminución de un ángulo en la mesa depende de la densidad de la muestra. Los monzogranitos son rocas ácidas que ofrecen una alta probabilidad de contener circones. Este es otro factor favorable para que se hubieran encontrado circones en una buena proporción: entre 41 y 54 unidades.

Las otras dos rocas ácidas que por su litología presentan una buena probabilidad de contener circones son las riolitas y cuarzomonzonitas. Observando los resultados en las tablas 3 y 5 se encontró que para las riolitas los mejores ángulos lateral y frontal fueron 6,8° y 2,6° (se obtuvieron 57 unidades de circón en una muestra de 2,55 g/ml), y para las cuarzomonzonitas los mejores ángulos lateral y frontal fueron 5,5° y 1,6° (se obtuvieron 58 unidades de circón en una muestra 2,7 g/ml).

El otro grupo que se estudió fueron las cuarcitas, que no son catalogadas como rocas ácidas, intermedias, máficas o ultramáficas. Su cantidad de circones depende del protolito del que provengan. En el caso del estudio resumido en la tabla 4, se obtuvieron los mejores resultados en los ángulos lateral y frontal 7,5° y 2,8°, respectiva-

mente: se lograron hasta 60 unidades de circón, la mayor cantidad de todo el grupo de litologías estudiadas. Esto indica que el rango de ángulos estudiados sirve para este tipo de rocas, siempre y cuando provenga de un protolito que contenga circones.

Por último, en la tabla 6, que es la tabla resumen donde se comparan las litologías de la roca, densidad de muestra y ángulos lateral y frontal de la mesa Wilfley, se puede observar que las rocas con densidades más altas, como las andesitas y cuarzomonzonitas, presentan los menores ángulos lateral y frontal en la mesa Wilfley, ya que con estos ángulos se mejora el tiempo de residencia de la muestra en la mesa y se obtiene una mayor separación de los minerales pesados; en cambio, en las rocas con densidades más bajas, como las riolitas y cuarcitas, se presentan los mayores ángulos en la mesa Wilfley, de manera que la fuerza de gravedad contribuya en la separación.

En cuanto a la operación de la mesa Wilfley, de acuerdo a las recomendaciones de operación del fabricante, utilizando un caudal constante de 5 litros/minuto de agua y una velocidad de vibración de 300 rpm (Holman Wilfley Ltd., 2014), descrito en la metodología, se encontró que para los rangos de cantidad alimentada desde valores de 400 g en la muestra cuarzomonzonita NMR-1038 (valor más bajo alimentado) hasta un valor de 5550 g en la muestra monzogranito GR-6764A (valor más alto alimentado) se obtuvieron circones en buena cantidad.

En cuanto a los resultados obtenidos con los ángulos lateral y frontal en el isodinámico Frantz, se pudo establecer que, dependiendo de la litología de la roca, se debe escoger el ángulo lateral, que es el que actúa respecto a la susceptibilidad magnética del mineral, ya que en rocas como andesitas, riolitas y cuarzomonzonitas, que presentan mayor cantidad de minerales ferromagnesianos, fueron de 5° para un amperaje de 1,2 A, como se puede visualizar en las tablas 1, 3, 5 y 6, algo que permite aprovechar mejor el campo magnético del equipo y posibilita separar minerales como piroxeno, biotita y hornblenda de los circones, que es el mineral que buscamos. En las rocas como monzogranitos y cuarcitas, que en su litología presentan poca cantidad de minerales ferromagnesianos, se trabajaron ángulos laterales de 23° y 20° durante todo los amperajes expuestos (0,4, 0,8 y 1,2 A), ya que en su estructura no tienen minerales tan magnéticos, como sí los tienen rocas con minerales ferromagnesianos.

Se tuvo en cuenta el rango de operación recomendado por el fabricante para el ángulo frontal, que varía entre 5° y 30° (S. G. Frantz Company Inc., 2014), que da buenos resultados para la obtención de circones, ya que en nuestro caso de estudio se trabajaron ángulos frontales de 8° y 10°. Comparando con la tabla I del manual de operación del equipo isodinámico Frantz (S. G. Frantz Company Inc., 2014) en un caso de rocas sedimentarias, se coincidió en que ángulos laterales de 5° para un amperaje de 1,2 A separan circones y otros minerales; en nuestro caso, dicho ángulo se utilizó en rocas ígneas como andesitas, riolitas y cuarzomonzonitas, y con él se obtuvo una buena cantidad de circones, como se expone en las tablas de resultados.

5. Conclusiones

La litología de la roca y la propiedad de la densidad de la muestra influyen en la escogencia de los ángulos lateral y frontal en la mesa Wilfley. Es así como rocas con densidades más altas funcionan con menores ángulos laterales y frontales que rocas con densidades más bajas. Esto se debe a que en las rocas con densidades más altas, los menores ángulos mejoran el tiempo de residencia de la muestra en la mesa, lo que optimiza la separación de los minerales pesados y permite obtener una mayor concentración de circones.

La litología de la roca influye en la determinación del ángulo lateral en el equipo isodinámico Frantz, ya que rocas que tienen en su composición minerales ferromagnesianos requieren de un contacto mayor con el campo magnético, mientras que rocas que presentan menor cantidad de minerales ferromagnesianos pueden operar a ángulos laterales que no estén tan expuestos al campo magnético.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó gracias a la contribución y los aportes logísticos de la Dirección Técnica de Laboratorios del Servicio Geológico Colombiano, al Grupo de Estudios Geológicos Especiales, sede Medellín, del SGC, y, en particular, a los aportes y revisiones de los químicos Héctor Manuel Enciso Prieto y Alexánder Salinas Ruiz, del ingeniero geólogo Gabriel Rodríguez García y del geólogo Tomás Correa Restrepo.

Referencias bibliográficas

Castaño, J. M. (2016). *Guía del Servicio Geológico Colombiano. Concentración de circones por medio magnético para datación*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Holman Wilfley Ltd. (2014). *Operating & Maintenance Manual*. Cornwall.

Lutgens, F. K. y Tarbuck, E. J. (2005). *Ciencias de la tierra: una introducción a la geología física*. Madrid: Pearson Prentice Hall.

S. G. Frantz Company Inc. (2014) *Assembly, installation, operation and maintenance instructions Frantz magnetic barrier laboratory separator model LB-1*.

LABORATORIO DE GEOCRONOLOGÍA EN EL SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO: AVANCES SOBRE DATACIÓN U-Pb EN CIRCONES MEDIANTE LA TÉCNICA LA-ICP-MS

GEOCHRONOLOGY LABORATORY AT THE SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO (COLOMBIAN GEOLOGICAL SURVEY): ADVANCES IN THE U-Pb DATING OF ZIRCONS BY THE LA-ICP-MS TECHNIQUE

Mary Luz **Peña Urueña**[1], Jimmy Alejandro **Muñoz Rocha**[2], Cindy Lizeth **Urueña**[3]

* Email de correspondencia: mlpena@sgc.gov.co

Recibido: 15/08/2017

Aceptado: 26/02/2018

Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Peña Urueña, M. L., Muñoz Rocha, J. A. y Urueña, C. L. (2018). Laboratorio de Geocronología en el Servicio Geológico Colombiano: avances sobre datación U-Pb en circones mediante la técnica LA-ICP-MS. *Boletín Geológico*, 44, 39-56.

RESUMEN

En este trabajo se presentan los primeros resultados de la implementación del Laboratorio de Datación U-Pb en el Servicio Geológico Colombiano con la técnica analítica LA-ICP-MS para datación U-Pb. Este método geocronológico está basado en el decaimiento radiactivo de los isótopos de Uranio ($^{238}U/^{206}Pb$ y $^{235}U/^{207}Pb$), con el fin de ser empleado en la determinación de edades en circones. Como parte del proceso, se trabajó en la evaluación de materiales de referencia con diferentes rangos de edades, utilizando parámetros analíticos similares a los que utilizan otros laboratorios de diversas partes del mundo, con el fin de obtener resultados de precisión y exactitud óptima para esta técnica analítica. Los resultados obtenidos muestran que, en general, para la mayoría de los materiales de referencia, la precisión como coeficiente de variación y veracidad, como la dife-

1 M. Sc. en Ciencias Química. Servicio Geológico Colombiano, Dirección de Asuntos Nucleares, Grupo de Investigaciones y Aplicaciones Nucleares

2 M. Sc. en Sistemas Integrados de Gestión de la Prevención de Riesgos Laborales, la Calidad, el Medio Ambiente y la Responsabilidad Social Corporativa. Servicio Geológico Colombiano, Dirección de Asuntos Nucleares, Laboratorio de Datación U/Pb

3 M. Sc. en Ciencias, Geología. Servicio Geológico Colombiano, Dirección de Asuntos Nucleares, Laboratorio Huellas de Fisión

rencia entre la edad esperada y la obtenida, es menor del 2 %. Además, se evaluó la concordancia del sistema U-Pb mediante diagramas de concordia, y se encontró que la desviación de la media estándar ponderada (MSWD), en la mayoría de los estándares, es menor de 2, lo cual implica que se obtuvieron resultados en el margen de los parámetros estadísticos establecidos.
Palabras clave: ablación, láser, espectrometría de masas, datación, geocronología, U/Pb, circones, LA-ICP-MS.

ABSTRACT

This paper presents the first results of the implementation of the U-Pb dating laboratory at the Servicio Geológico Colombiano (Colombian Geological Survey) using the LA-ICP-MS analytical technique for U-Pb dating. This geochronological method is based on the radioactive decay of the isotopes of Uranium ($^{238}U/^{206}Pb$ and $^{235}U/^{207}Pb$) in order to be used in the zircon age determinations. As part of the implementation process, we evaluated reference materials with different age ranges using analytical parameters similar to those used by other laboratories worldwide with the aim of obtaining results with optimal precision and accuracy for this analytical technique. In general, the results obtained show that for the majority of the reference materials, the precision as the coefficient of variation and the veracity as the difference between the expected age and the obtained age are less than 2 %. In addition, we evaluated the concordance of the U-Pb system using concordance diagrams and we found that the mean square weighted deviation (MSWD) in most standards were less than 2, implying that the results were obtained within the established statistical parameters.
Keywords: Ablation, laser, mass spectrometry, dating, geochronology, U/Pb, zircon, LA ICP-MS.

1. Introducción

Entre los métodos de datación para materiales geológicos, el sistema isotópico U-Th-Pb es uno de los más importantes y utilizados para determinar edades absolutas, debido a la abundancia de minerales con altos contenidos de U en la mayoría de los tipos de rocas (p. ej., sedimentarias, metamórficas, ígneas plutónicas alcalínas y volcánicas) y a la resistencia fisicoquímica de dichos minerales (p. ej., circón [ZrSiO4]). Además, permite la datación de eventos geológicos (p. ej., emplazamiento de intrusivos, vulcanismo, metamorfismo, entre otros eventos tectonotermales) ocurridos desde hace 4,57 Ga hasta el Pleistoceno (Schoene, 2014). El circón es el mineral más ampliamente utilizado, porque en él se registran eventos de alta temperatura (p. ej., cristalización o metamorfismo de alto grado), ya que tiene una temperatura de cierre para este sistema isotópico mayor de 800 °C (Cherniak y Watson, 2001; Moser y Scott, 2001; Mattinson, 2005).

La determinación de edades se basa en la medición de isótopos que decaen radiactivamente, como es el caso del ^{238}U (isótopo padre), que decae a un isótopo radiogénico como el ^{206}Pb. La determinación de esta relación isotópica permite obtener la edad de temperatura de cierre en dicho sistema isotópico en un mineral específico (Schoene, 2014). Además, es ampliamente usada en aquellos minerales cuya concentración y relaciones isotópicas son adecuadas para determinaciones geocronológicas (Putirka, 2015), pues proporciona una variedad de aplicaciones orientadas a cartografía geológica, petrogénesis, evolución de sistemas orogénicos, exploración de recursos minerales y de recursos energéticos. Además, permite datar eventos de cristalización de rocas, eventos térmicos de alta temperatura, determinaciones de máxima edad de depositación en una cuenca sedimentaria y análisis de proveniencia, entre otros (Kosler y Sylvester, 2003; Kosler, 2007; Putirka, 2015).

En los últimos años se ha incrementado el número de publicaciones y laboratorios que a escala mundial utilizan la técnica de datación U-Th-Pb mediante ablación láser unido a espectrometría de masas de acoplamiento inductivo a plasma (LA-ICP-MS, por sus siglas en inglés), ya sea con instrumentos mono o multicolector (Paton, Woodhead, Hellstrom, Hergt, Greig y Maas, 2010; Schoene, 2014; Horstwood, Kosler, Gehrels, Jackson y McLean, 2016). Esto se debe a que estos análisis *in situ* en los que

se realizan ablaciones a escalas de µm sobre la superficie de cristales pulidos, brindan resultados rápidos y precisos (Campbell, Reiners y Allen, 2005; Solari, Gómez-Tuena, Bernal, Pérez-Arvizu y Tanner, 2010).

Teniendo en cuenta que diferentes autores han reportado rutinas de laboratorios con la técnica de LA-ICP-MS (*e. g.* Jackson, Pearson, Griffin y Belousova, 2004; Chang Vervoort, McClelland y Knaack, 2006; Gehrels, Valencia y Ruiz, 2008; Solari *et al.*, 2010; Bouman *et al.*, 2014) y han especificado los parámetros analíticos que usan con el equipo de ablación láser y con el espectrómetro de masas, ya sea de tipo sector magnético o cuadrupolar, se presentan en este trabajo los resultados de ensayos preliminares obtenidos durante la fase inicial de implementación del Laboratorio de Datación U-Pb utilizando la técnica de LA-ICP-MS en el Servicio Geológico Colombiano. Esta labor se adelantó utilizando materiales de referencia que han sido previamente analizados por métodos de dilución isotópica y espectrometría de masas de ionización termal (ID-TIMS), y que posteriormente han sido evaluados en varios laboratorios a escala mundial que utilizan la LA-ICP-MS. Los materiales de referencia fueron analizados con los parámetros analíticos escogidos, y se evaluaron los resultados analíticos de cada material de referencia mediante la veracidad (comparación de resultados contra un valor de referencia), expresada como porcentaje de error, y la precisión (variabilidad de una serie de medidas), expresada como coeficiente de variación para el sistema $^{206}Pb/^{238}U$. Finalmente, los diagramas de concordia son utilizados como herramienta gráfica para comparar las relaciones isotópicas entre los sistemas $^{206}Pb/^{238}U$ y $^{207}Pb/^{235}U$, con lo cual se obtiene la edad de concordia entre los dos sistemas isotópicos (Wetherill, 1956) y el valor MSWD (Wendt y Carl, 1991), que permite definir el promedio ponderado de los datos y si su incertidumbre representa una sola población (Spencer, Kirkland y Taylor, 2015).

1.1. Implementación

En el año 2009 el Servicio Geológico Colombiano dio inicio a la consolidación del Centro de Dataciones mediante el convenio SGC-Colciencias-CIF, financiado por la Agencia Nacional de Hidrocarburos. En una primera fase se realizó la implementación del Laboratorio de Termocronología con la técnica de huellas de fisión, aprovechando la existencia del reactor nuclear. Posteriormente se inició la implementación del Laboratorio de Datación U-Pb con tecnología de última generación, y se adquirieron los equipos de ablación láser y espectrómetro de masas de acoplamiento inductivo a plasma.

2. Descripción de la metodología

2.1. Principio del método

La datación radiométrica U-Pb se basa en el sistema U-Th-Pb. El U y el Th, encontrados de forma natural en algunos minerales, decaen de ^{238}U al isótopo estable ^{206}Pb, de ^{235}U a ^{207}Pb y el ^{232}Th a ^{208}Pb. El tiempo de vida media para el ^{238}U, ^{235}U y ^{232}Th corresponde a 4,468 x 10^9 años, 0,7038 x 10^9 años y 1,401 x 10^{10} años, respectivamente (Schoene, 2014). El cálculo de la edad se hace mediante la ecuación de actividad que relaciona la concentración de los isótopos del sistema de decaimiento de interés (Sylvester, 2003; Lee, 2012):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\delta_{im} - \frac{(N_d - N_{d_0})}{N_p} + 1 \right]$$

N_d: cantidad de isótopos hijos en un tiempo t
N_{d0}: cantidad inicial de isótopos hijos
N_p: cantidad del isótopo padre
λ: constante de decaimiento

En un sistema ideal, usando cualquiera de los tres geocronómetros mencionados arriba con su respectiva constante de decaimiento, la edad obtenida debería ser la misma (*i. e.*, un sistema "concordante"). Sin embargo, cuando esto no ocurre, puede deberse a a) pérdidas de Pb en la relación isotópica, es decir que, tras el decaimiento, los átomos de Pb radiogénico no corresponden a la cantidad de átomos de U decaídos debido a pérdida por remobilización, posterior a la cristalización o cierre de este sistema isotópico (Kosler y Sylvester, 2003; Kosler, 2007); b) presencia de Pb que no es producto de la desintegración del U; este tipo de Pb se denomina Pb común (o Pb_C), y generalmente se evalúa midiendo la cantidad de ^{204}Pb presente en el mineral, ya que este isótopo particular no es radiactivo ni tiene un componente radiogénico. En casos en que una cantidad de ^{204}Pb puede ser medida, es posible implementar correcciones para estimar la contribución en las relaciones isotópicas del Pb no radiogénico (Paton *et al.*, 2010; Schoene, 2014).

2.2. Equipos

El Laboratorio de Geocronología U-Th-Pb del Servicio Geológico Colombiano utiliza un equipo de ablación láser unido a espectrometría de masas de acoplamiento inductivo a plasma para realizar las dataciones. A continuación se hace una breve descripción de los equipos:

Sistema de ablación láser

Láser tipo excímero (dímero excitado) de pulso corto y con longitud de onda de 193 nm (ultravioleta), generado por un sistema ATLEX-I-LR®, refrigerado por aire. Se encuentra instalado en un sistema de trasmisión Photon Machines®, modelo Excite (figura 1), con unidad de purga de nitrógeno. El láser se genera utilizando una mezcla de fluoruro de argón (ArF).

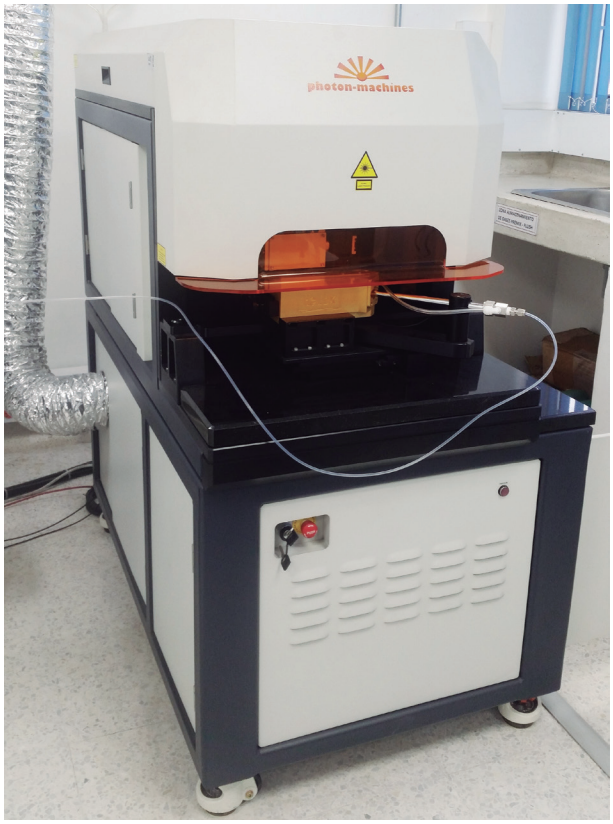


Figura 1. Equipo de ablación láser Photon Machines ® modelo Excite de 193 nm
Fuente: Laboratorio de Geocronología, Servicio Geológico Colombiano

Los montajes con los circones que se quieren datar se colocan en un portamuestras (figura 2, abajo) el cual se introduce dentro de una celda de doble volumen HelEx, purgada y presurizada con helio. El gas de arrastre que va hacia el espectrómetro se ajusta utilizando controladores de flujo de masa de marca Alicat ® (MFC4 y MFC2). El primero presuriza la celda Helex y arrastra el aerosol generado durante la ablación; el segundo presuriza la cámara de ablación y arrastra el aerosol generado hacia el espectrómetro de masas. El portamuestras cuenta con espacio para probetas y secciones delgadas de diferente tamaño (figura 2, abajo).

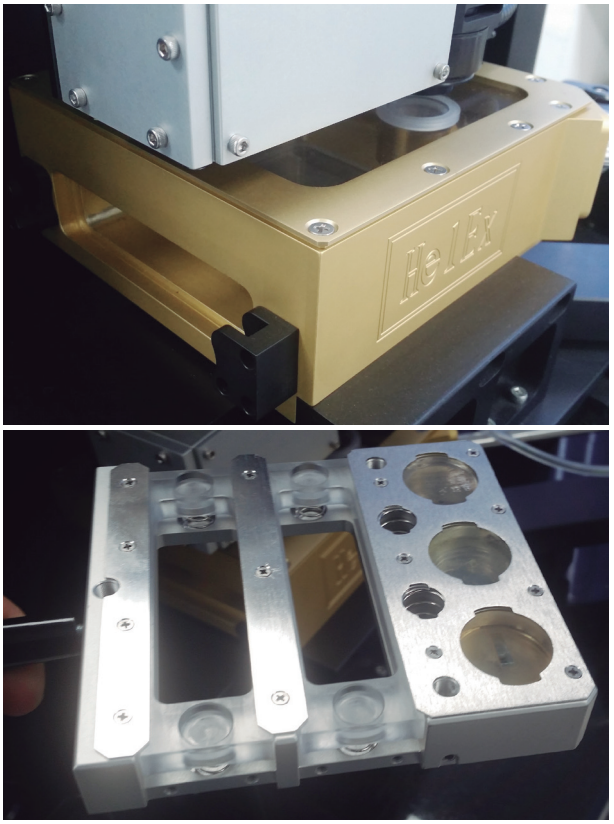


Figura 2. Arriba, celda de doble volumen y videocámara. Abajo, portamuestras
Fuente: Laboratorio de Geocronología, Servicio Geológico Colombiano

La vista de muestra durante la ablación es proporcionada por una videocámara situada fuera del eje y conectada a un monitor externo (figura 2, izquierda). El sistema de ablación con láser se acopló a un ICP-MS de sector magnético por medio de un homogeneizador de gases tipo "pulpo" de ocho brazos (figura 3) con el fin de suavizar las señales.



Figura 3. Sistema de ocho brazos (*squid* o pulpo), homogeneizador del aerosol de la muestra arrastrada con He hacia el ICP-MS
Fuente: Laboratorio de Geocronología, Servicio Geológico Colombiano

Espectrómetro de masas de acoplamiento inductivo a plasma

Consiste en un equipo de sector magnético, modelo Element 2 (figura 3), de la marca Thermo Scientific®. En él se realiza la separación de iones como función de su masa usando un magneto y un separador electrostático. Este cuenta con un único detector (multiplicador de electrones secundarios de dinodos discretos) que capta señales iónicas en el rango de 10^1 a 10^9 cuentas o impactos iónicos por segundo (cps). Las señales de 10^1 hasta ~10^6 cps son procesadas utilizando los 16 dinodos del multiplicador y un contador de pulsos (modo "conteo de pulsos"), mientras que las de 10^6 hasta 10^9 cps son medidas usando un capacitor (modo "análogo"). El modo análogo es calibrado con respecto a la señal de "conteo", y usa un factor de corrección análoga (o ACF) medido en señales en el rango de ~10^5 a 10^6 cps.



Figura 4. Espectrómetro de masas de acoplamiento inductivo a plasma. Modelo Element 2
Fuente: Laboratorio de Geocronología, Servicio Geológico Colombiano

El laboratorio cuenta con condiciones ambientales controladas para mantener la temperatura entre 18 °C y 24 °C, y una humedad relativa entre 50 % HR y 60 % HR. Además, un recirculador de agua Thermo Flex® que refrigera el sector magnético del Element 2.

2.3. Insumos

Gases

Gases He, N_2 y Ar de ultraalta pureza y mezcla gaseosa de ArF Gas premix (para el láser Excímer de 193 nm).

Materiales de referencia

Solución de sintonización Thermo Scientific® de 1 µg/L y Vidrio NIST 612 (Pearce, Perkins, Westgate, Gorton, Jackson y Neal, 1997).

Los materiales de referencia utilizados para los análisis se describen a continuación:

Tabla 1. Materiales de referencia utilizados para los análisis

Estándar/referencia	Edad (Ma.)*
Plešovice (Sláma Kosler, Condon, Crowley, Gerdes y Hanchar, 2008)	337,13 ± 0,37
Fisch Canyon Tuff (Lanphere y Baadsgaard, 1999)	28,402 ± 0,023
FC1 (Paces y Miller, 1993)	1099 ± 0,6
Mount Dromedary (Renne, Swisher, Deino, Karner, Owens y DePaolo, 1998)	99,12 ± 0,14
Mud Tank (Black y Gulson, 1978)	732 ± 5
R33 (Black, Kamo y Allen,2004)	419,26 ± 0,39
WF-1 **	590
WF-10 **	530
WF- 2 **	590
WF- 6 **	530

* Las edades en millones de años (Ma.) reportadas son las determinadas mediante las técnicas utilizadas en los respectivos artículos de referencias.

** Circones de Wildfish Gems, Sri Lanka. Materiales suministrados por la Universidad de California, en Santa Cruz (UCSC), EE. UU., utilizados como materiales de referencia internos del laboratorio.

Fuente: autores

2.4. Parámetros analíticos

En la implementación se adoptaron algunos parámetros (frecuencia de la ablación, fluencia o energía y tamaño de ablación, descritos en la tabla 2) similares a los utilizados en otros laboratorios cuando se emplea la técnica LA-ICP-MS, tal como se explicó.

Tabla 2. Parámetros utilizados en el equipo de ablación láser

Parámetro	Valor
Tiempo de análisis por punto de ablación*	1,05 min
Tiempo de ablación	32 s
Flujo de gas He MFC 1	0,540 L/min
Flujo de gas He MFC 2	0,540 L/min
Fluencia	7,00 J/cm^2
Láser output**	50 %
Frecuencia	8 Hz
Tamaño de ablación	30 µm

* Tiempo de análisis por punto de ablación: este tiempo incluye el tiempo que dura la ablación más la adquisición del blanco.

** El láser output es el porcentaje de atenuación de la energía del láser, para nuestro caso 50 %. Vale la pena aclarar que estos parámetros están en constante proceso de optimización, lo cual implica que los valores usados para generar los resultados de este reporte no son necesariamente los mismos que se utilizan actualmente.

Fuente: autores

2.5. Rutina analítica

Se realizó un montaje (probeta) con resina epóxica en el que se colocaron aproximadamente entre quince a veinte circones de cada material de referencia. Luego, el montaje fue pulido con diferentes lijas hasta llegar a la fase final, en la que se pulió con pasta de diamante de 6 µm. El montaje fue lavado en ultrasonido con agua desionizada y limpiado nuevamente con metanol grado reactivo analítico para remover grasas y aceites de la superficie (Paton *et al.*, 2010).

Las etapas que se realizan en la rutina analítica se describen a continuación:

Sintonización ICP-MS

La sintonización del sistema LA-ICPMS se realiza, en primera instancia, usando un sistema nebulizador de líquidos, con lo cual se logra aspirar la solución de sintonización de concentración de 1 µg/L para los elementos Li, La, In, U, entre otros, con el fin de realizar la calibración de masas y verificación de estabilidad de la señal, en la que se encuentra una media de dispersión como desviación estándar relativa para mediciones de ^{139}La, ^{115}In y ^{238}U < a 1, intensidades para U de aproximadamente 2 x 10^6 cps, In 2 x 10^6 cps y La 5 c 10^5 cps.

Luego, se retira el nebulizador de líquidos y se coloca el sistema de transporte de gases del láser, incluido el homogeneizador (pulpo), como se observa en la figura 3, y se sintonizan el espectrómetro y el láser ablacionado sobre el vidrio NIST 612 (Pearce *et al.*, 1997), a lo largo de una línea (*raster*) utilizando un tamaño de *spot* de 40 µm, con una taza de repetición de 10 Hz y una fluencia de 7,0 J/cm^2. La sintonización se logra ajustando parámetros de la antorcha en las posiciones X, Y y Z, flujo de gas de muestra, flujo de gas auxiliar, flujo gas He de arrastre, entre otros, hasta lograr intensidades para el ^{238}U mayores de 400000 cps, y para el ^{232}Th, mayores de 250000 cps. También se monitorean los óxidos de Torio de 264 unidades de masa atómica (ThO_2), manteniendo una relación ThO_2/Th no superior a 0,1 %. Además, se monitorea la intensidad de los sisótopos de ^{202}Hg < a 1000 cps y ^{204}(Hg + Pb) < 600 cps (Solari *et al.*, 2010).

Creación secuencias y análisis

Para realizar la rutina analítica, el laboratorio emplea tres materiales de referencia, y, según el orden en que se po-

sicionan en la secuencia, reciben los nombres de *patrón primario*, *secundario* y *terciario*. El patrón primario es empleado para normalizar las señales y corregir las relaciones isotópicas de las muestras por fraccionamiento de excavación (*i. e.*, down-pit *fractionation*) en función del modelo de fraccionamiento isotópico que presente el patrón primario (Paton *et al.*, 2010; Schoene, 2014). Los llamados *patrones secundarios* y *terciarios* se utilizan para controlar las correcciones que se realizan a partir del patrón primario. Las edades promedio obtenidas para los patrones secundarios y terciarios se evalúan como muestras desconocidas, y se verifica su exactitud y precisión con respecto a la edad conocida (edad esperada) de estos materiales de referencia (Horstwood, 2008; Klotzli, Klotzli, Gunes y Kosler, 2009).

Para crear la secuencia de análisis se utiliza la técnica de *bracketing*, patrón-muestra-patrón, en la que se utiliza el *Plešovice* como patrón primario, y *FC-5 Duluth*, *Fish Canyon Tuff* o *Mount Dromedary* como patrones secundarios y terciarios, respectivamente, según su ubicación en la secuencia (Paton *et al.*, 2010). Luego se magnifica la muestra que se quiere analizar con un zoom de 50 X, se realiza el correspondiente mosaico para la selección de puntos de análisis sobre los circones y se crea la secuencia de análisis en el software Chromiun 2.1 del equipo láser.

El análisis comienza haciendo incidir el láser sobre el circón para generar un aerosol que contiene los elementos e isótopos de interés. El aerosol generado es arrastrado hacia el ICP-MS mediante He ultralimpio que pasa a través del sistema homogeneizador (figura 3), y luego al espectrómetro de masas. El aerosol generado durante la ablación interactúa con el plasma (generado a partir de Ar y una alta radiofrecuencia) para formar iones que son, luego, acelerados a 6 kV hacia el sector magnético, para separarlos en función de su diferente masa y carga usando el separador magnético y electrostático. Al final del tubo de vuelo, los iones son detectados en el multiplicador electrónico (SEM), que trasforma la señal iónica en intensidad (cuentas por segundo [cps]) para cada isótopo medido.

Reducción de datos

La señal obtenida de cada isótopo es integrada y reducida mediante el programa Iolite v2.5 ® en IGORPro6.3.6.4 ® (Paton *et al.*, 2010; Hellstrom, 2008). Allí se efectúan las integraciones de área. Para esto, a las señales obtenidas de los isótopos de interés (^{202}Hg, ^{204}Hg, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th y ^{238}U) se les resta el intervalo correspondiente a la línea base. Luego se determinan las relaciones isotópicas para establecer la edad. El fraccionamiento isotópico *down-pit* en las relaciones ^{206}Pb/^{238}U, ^{207}Pb/^{235}U y ^{208}Pb/^{232}Th es corregido con el patrón primario *Plešovice* utilizando una ecuación de tipo exponencial. El ^{235}U se calcula a partir del ^{238}U usando la relación ^{238}U/^{235}U igual a 137.818 (Jaffey, 1971). Al finalizar esta etapa se exportan los datos junto con los errores de propagación e internos al programa de visualización de datos Isoplot V3.75 ® (Ludwig, 2012) para elaborar los diagramas de concordia y las distribuciones de edad mediante histogramas.

2.6. Metodología de implementación

Los parámetros analíticos bajo los cuales se operaron el espectrómetro de masas y el sistema de ablación láser en este estudio son parámetros iniciales con los que se evaluaron materiales de referencia, lo cual sirvió para avanzar en el desarrollo de la técnica analítica (tabla 2).

En primera instancia, se evaluó la exactitud de la técnica en función de la edad esperada para el sistema ^{206}Pb/^{238}U en cada material de referencia como función del porcentaje de error en la edad medida (Eq. 1). Esto indica qué tan lejano o cercano está el promedio de edad obtenida de cada material de referencia respecto a la edad esperada (Euraquem, 2016):

$$\% \text{ error} = ((\text{edad obtenida-edad esperada}) / \text{edad esperada}) * 100\ \% \quad (1)$$

Para evaluar la precisión y reproducibilidad de la técnica se analizaron aproximadamente quince ablaciones sobre los cristales de cada material de referencia, y en cada ablación se calculó la edad aparente de ^{206}Pb/^{238}U. Posteriormente se calculó el porcentaje de coeficiente de variación relativa (Eq. 2, *relative standard deviation*), que indica la dispersión de las edades obtenidas de cada material de referencia respecto a un promedio (Euraquem , 2016):

$$\% \text{ CV} = ((\text{desviación estándar}) / \text{promedio}) * 100\ \% \quad (2)$$

Los materiales de referencia *Fish Canyon Tuff, Mud Tank, R33, WF-1, WF-2, WF-6* y *WF-10* fueron evaluados

como muestras desconocidas siguiendo el procedimiento descrito en el apartado "Creación de secuencias". En cada material de referencia evaluado como muestra se realizaron un total de 15 ablaciones, para lo cual se utilizaron en total 32 ablaciones de patrón primario *Plešovice*, 24 de patrón secundario *FC-5* y 24 de patrón terciario *Mount Dromedary*. Los resultados fueron procesados de acuerdo con la metodología descrita en el apartado "Reducción de datos".

Además, los resultados se representan en los diagramas de concordia introducidos por Wetherill (1956). Para revisar las edades obtenidas por los sistemas $^{206}Pb/^{238}U$ y $^{207}Pb/^{235}U$ se construyeron los diagramas de concordia, en los que la edad de concordia indica la edad obtenida por promedio de los dos sistemas. La reproducibilidad de cada material de referencia es evaluada con la media cuadrática de desviaciones ponderadas (MSWD), también conocida como *estadístico de Chi cuadrado reducido* (Wendt y Carl, 1991; Spencer *et al.*, 2015), que indica cuán reproducibles son las relaciones isotópicas obtenidas en cada material, considerando las incertidumbres asignadas a cada medición (Klotzli *et al.*, 2009; Ludwig, 2012; Spencer *et al.*, 2015). Un valor de MSWD = 1 implica que la dispersión de las medias obtenidas está perfectamente explicada por la incertidumbre analítica (asumiendo una distribución gaussiana). El valor de *MSWD* es > 1 sugiere que el valor medido es mayor que el esperado, lo que indica que las incertidumbres están siendo subestimadas. Un MSWD < 1 revela que la dispersión de las medias es mucho menor que aquella esperada, dadas las incertidumbres analíticas asignadas, esto advertiría que el error experimental probablemente está siendo sobrestimado (Klotzli *et al.*, 2009; Ludwig, 2012; Spencer *et al.*, 2015). Sin embargo, un MSWD < 2 es aceptado a nivel mundial y es considerado correcto.

3. Resultados y análisis

Los resultados de los materiales de referencia se presentan a continuación en las figuras 5 a 13, donde se muestra el comportamiento estadístico de los datos. El histograma representa, de forma generalizada, el conjunto de datos e informa si su distribución es normal y si representan una misma población de circones. Finalmente, el diagrama de concordia brinda información sobre la dispersión de los datos y la exactitud de los mismos respecto a los dos sistemas independientes $^{238}U/^{206}Pb$ y $^{235}U/^{207}Pb$ (Wetherill, 1956; Spencer *et al.*, 2015). En la tabla 3 se resumen los resultados estadísticos con errores internos y propagados obtenidos de los materiales de referencia evaluados.

a. *FC 5 Duluth (patrón secundario)*

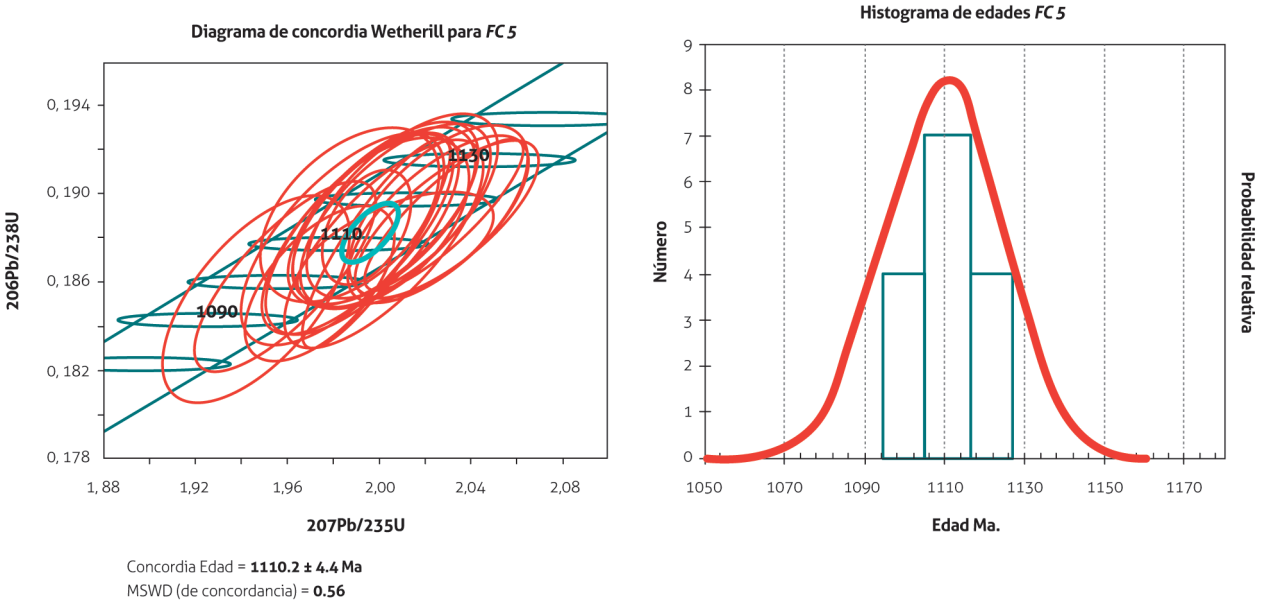


Figura 5. Izquierda, diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *FC 5 Duluth*, según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$

Fuente: autores

b. *Mount Dromedary (patrón terciario)*

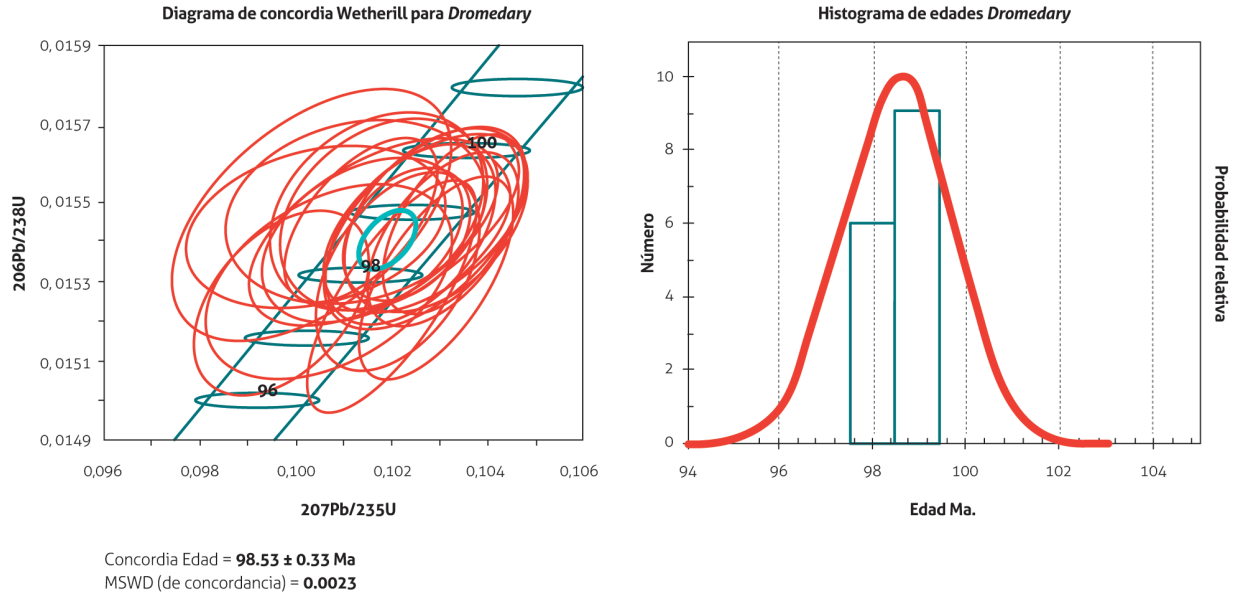


Figura 6. Izquierda, diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *Mount Dromedary*, según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$

Fuente: autores

c. *Mud Tank*

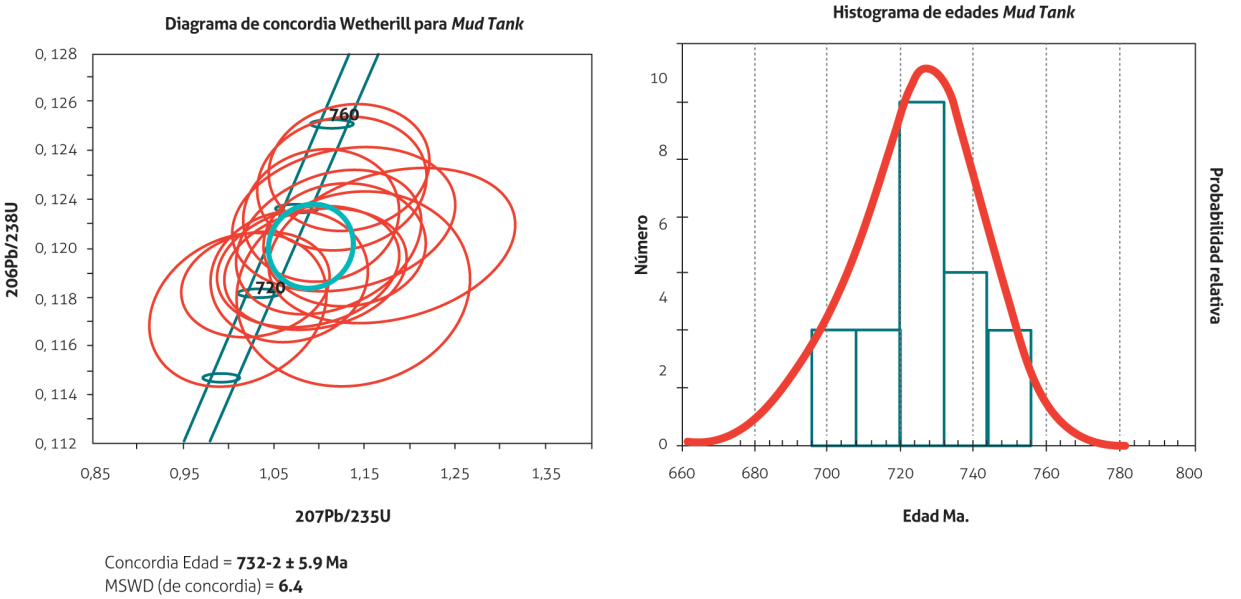


Figura 7. Izquierda, diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *Mud Tank*, según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$

Fuente: autores

d. *R33*

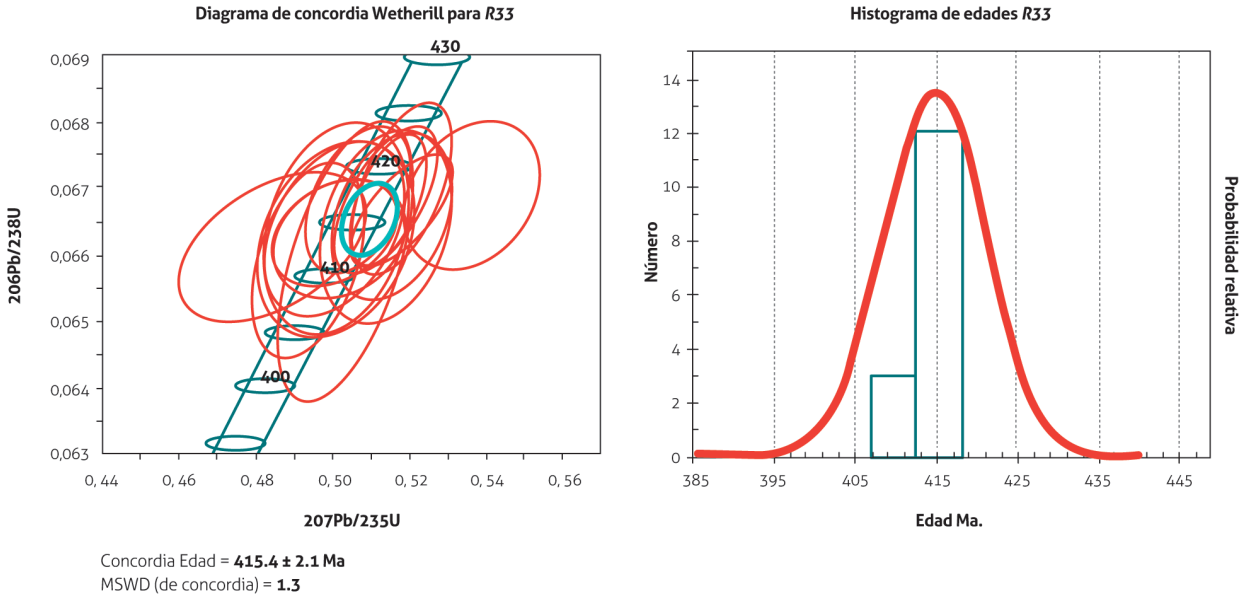


Figura 8. Izquierda, diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *R33*, según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$
Fuente: autores

e. *Fish Canyon Tuff*

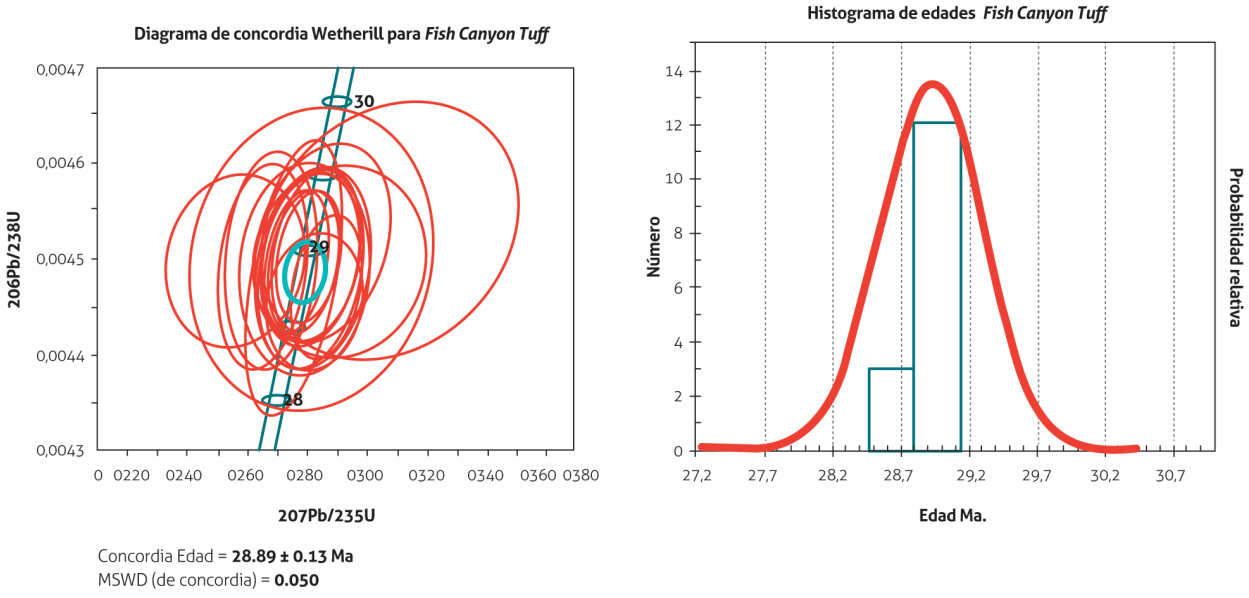


Figura 9. Izquierda, diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *Fish Canyon Tuff*, según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$
Fuente: autores

f. *WF-10*

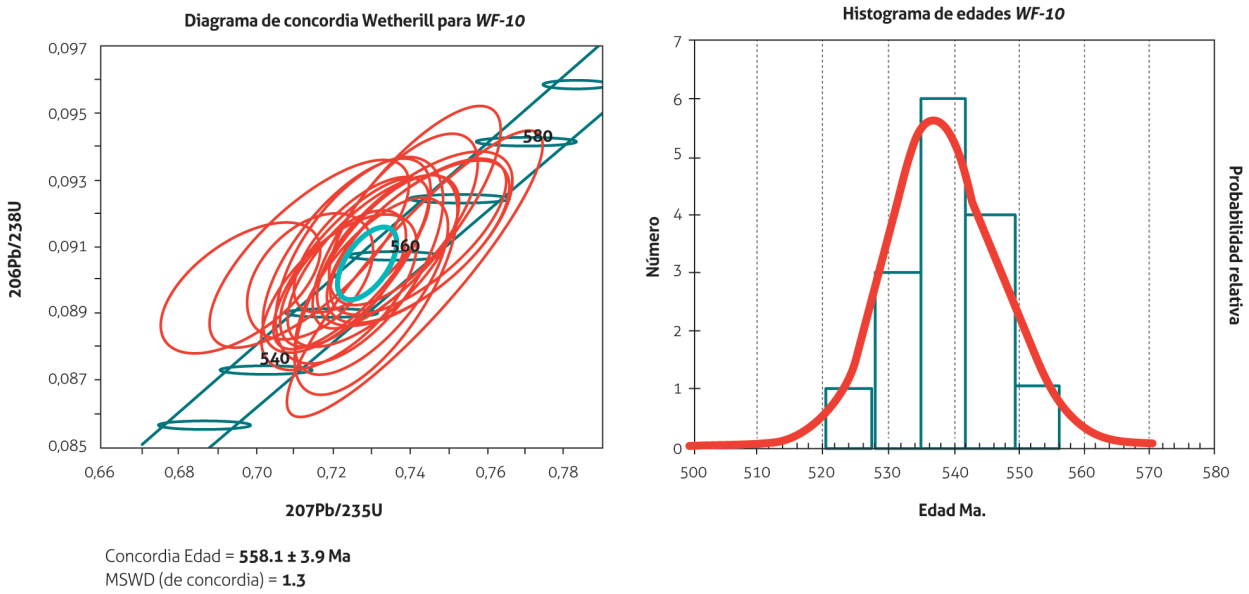


Figura 10. Izquierda, diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *WF-10*, según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$
Fuente: autores

g. *WF-6*

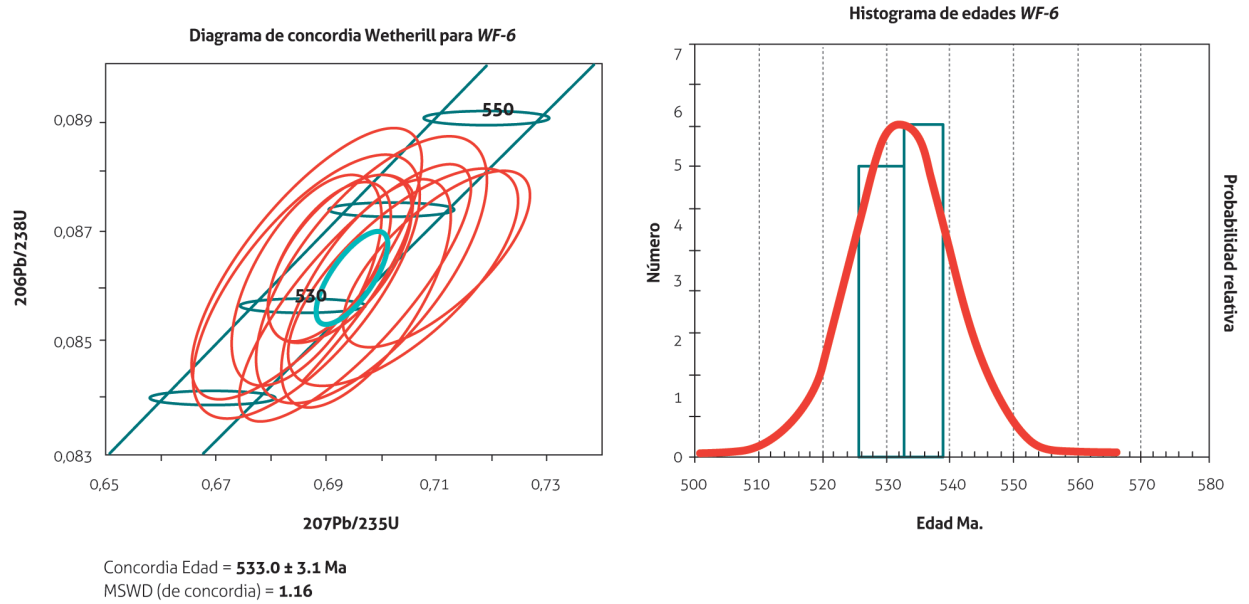


Figura 11. Izquierda, diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *WF-6*, según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$
Fuente: autores

h. *WF-2*

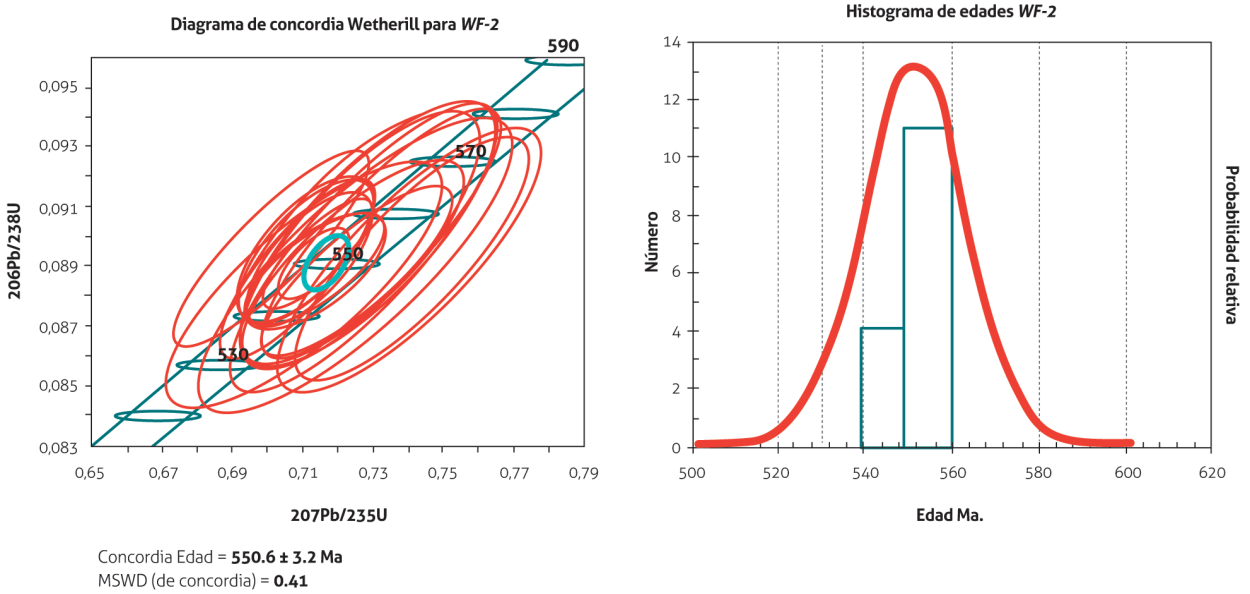


Figura 12. Izquierda, diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *WF-2*, según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$
Fuente: autores

i. *WF-1*

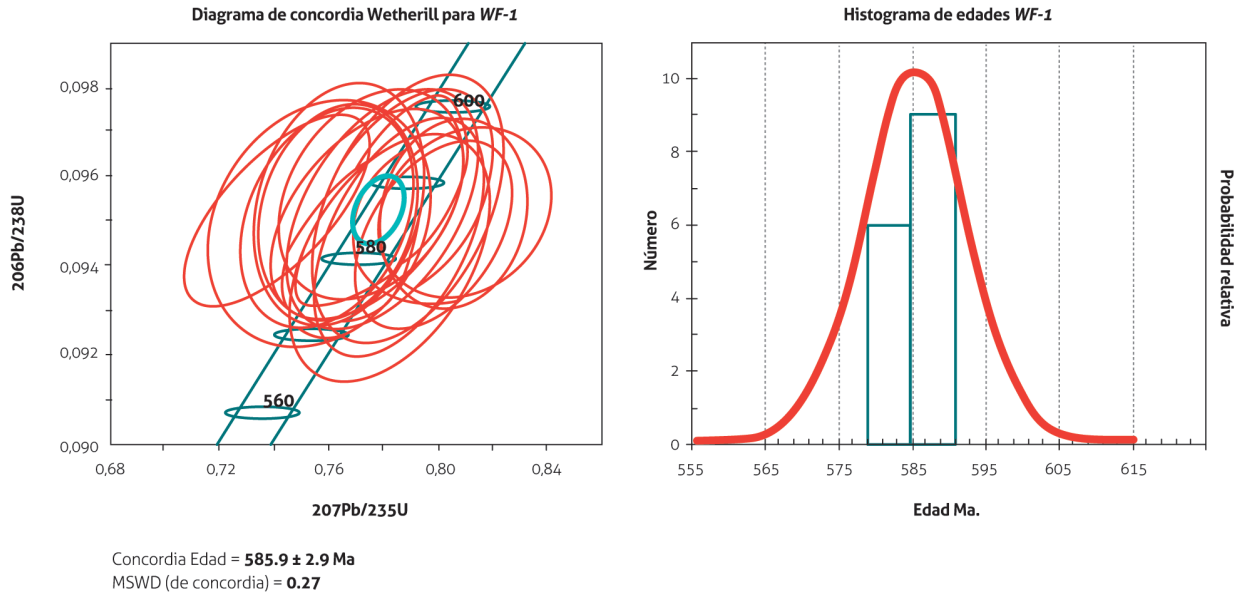


Figura 13. Izquierda, Diagrama de concordia Wetherill. Derecha, histograma de edades en material de referencia *WF-1* según el sistema $^{206}Pb/^{238}U$
Fuente: autores

j. *Resultados finales de la evaluación de estándares*

Tabla 3. Resultados estadísticos correspondientes a los materiales de referencia evaluados. La edad $^{206}Pb/^{238}U$ corresponde al valor promedio de N cantidad de análisis de cada material de referencia

Muestra	N.° de datos	Edad esperada (Ma.) $^{206}Pb/^{238}U$	Edad obtenida (Ma.) $^{206}Pb/^{238}U$	* % exactitud $^{206}Pb/^{238}U$	** % CV (precisión) $^{206}Pb/^{238}U$
FC-5	24	1099 ± 0,9 (Paces y Miller, 1993)	1109,88	0,99	0,68
M. Dromedary	24	99,12 ± 0,14 (Renne *et al.*, 1998)	98,54	– 0,58	0,51
R33	15	419,26 ± 0,39 (Black *et al.*, 2004)	414,79	– 1,07	0,53
Mud Tank	15	732 ± 5 (Black y Gulson, 1978)	725,48	– 0,89	2,04
F. Canyon T.	15	28,402 ± 0,023 (Lanphere y Baadsgaard, 1999)	28,92	1,81	0,47
WF-1	15	590	585,46	– 0,77	0,28
WF-2	15	560	551,72	– 1,47	0,60
WF-6	15	530	532,44	0,46	0,36
WF-10	15	530	559,10	5,51	0,63

* % error calculado a partir del promedio de edad obtenido del sistema ^{206}Pb / ^{238}U en cada material de referencia, comparado con la edad esperada según la tabla 1.

* % CV (coeficiente de variación) calculado a partir de la desviación estándar del conjunto de edades obtenido en cada material de referencia según el sistema ^{206}Pb / ^{238}U. Los valores destacados con color gris están por fuera de los valores esperados.

Fuente: autores

Tabla 4. Resultados de diagramas de concordia Wetherill y MSWD correspondientes a los materiales de referencia evaluados

Muestra	Edad de concordia obtenida (Ma.)	± error	MSWD
FC 5	1110,2	4,4	0,56
M. Dromedary	98,53	0,33	0,0023
R33	415,4	2,1	1,3
Mud Tank	732,2	5,9	6,4
F. Canyon T.	28,89	0,23	0,050
WF-1	585,9	2,9	0,27
WF-2	550,6	3,2	0,41
WF-6	533	3,1	1,16
WF-10	558,1	3,9	1,3

Fuente: autores

3.1. Exactitud

En el momento de evaluar los datos en términos de exactitud en función de los resultados esperados (Euraquem, 2016) de cada uno de los materiales de referencia, en la tabla 3 se observa que la mayoría de los materiales de referencia tiene un porcentaje de error menor del 2 % para la edad $^{206}Pb/^{238}U$, exceptuando el *W-10* (5,51 %).

Al promediar los porcentajes de exactitud (como diferencia entre el valor esperado y el valor obtenido en *FC 5*, *Mount Dromedary*, R33, *Mud Tank*, *Fish Canyon Tuff*, *WF-1*, *WF-2* y *WF-6*, exceptuando los valores de *WF-10*) se obtiene como valor promedio absoluto una exactitud de aproximadamente 1 %, lo cual indica que, en el rango de medición de 100 Ma a 1100 Ma, la técnica es exacta para el sistema $^{206}Pb/^{238}U$ debido a que las edades obtenidas son cercanas a las esperadas. De esto se infiere que la metodología utilizada es, en principio, adecuada para la medición de los isótopos de ^{238}U y ^{206}Pb.

En el caso de *WF-10*, el valor obtenido difiere del valor esperado en un 5,5 % como se puede observar en la figura 10. El histograma revela una clara dispersión de los resultados, con edades desde 520 Ma hasta 560 Ma, lo cual probablemente se debe a que son circones que pueden presentar daño por radiación o que no son completamente homogéneos. La falta de exactitud y dispersión de los resultados también puede ser explicada como se describe más adelante, en "Reproducibilidad e histogramas y diagramas de concordia", esta dispersión de resultados indica que las principales fuentes de error son, probablemente, los parámetros analíticos seleccionados, cuyo control es fundamental para obtener datos menos dispersos y más exactos y precisos. Estos parámetros son frecuencia, energía del láser, tamaño de ablación, orientación

cristalográfica, plano focal, daño por radiación, reducción de datos y efectos de la matriz. Estos hacen variar el fraccionamiento isotópico, las tasas de ablación y el sesgo de masas, entre otros (Bruguier, 2009; Klotzli *et al*., 2009; Solari *et al.*, 2010; Marillo-Sialer, Woodhead, Hergt, Greig, Guillong y Gleadow, 2014; Schaltegger, Schmitt y Horstwood, 2015; Solari *et al*., 2015).

3.2. Reproducibilidad e histogramas

Los histogramas correspondientes a los materiales de referencia analizados, en general, tienen un comportamiento similar a una distribución normal con un solo pico cercano a la edad esperada, como se observa en la mayoría de histogramas, con excepción de *mud tank* y WF-10, cuyos resultados son más dispersos debido a que presentan varias poblaciones de edades, lo cual probablemente se deba a factores analíticos que pueden ocasionar cambios en las relaciones isotópicas que favorecerían el fenómeno de fraccionamiento isotópico elemental. Existen varios parámetros analíticos que pueden ocasionar este fraccionamiento, como la posición de la probeta dentro de la cámara de ablación, la disminución en la fluencia y la frecuencia del láser. Estos factores pueden favorecer el fraccionamiento isotópico y, a la vez, la dispersión de resultados (Bruguier, 2009; Solari, *et al*., 2010; Solari *et al*., 2015).

Al revisar la reproducibilidad de la técnica analítica mediante la desviación estándar relativa (% CV; Euraquem, 2016), reportada en la tabla 3, se observa que, en la mayoría de los materiales de referencia, la dispersión de datos es menor del 2 %, como % CV (desviación estándar relativa). Esto indica que la medición de las concentraciones de cada uno de los isótopos de ^{238}U y ^{206}Pb durante una rutina analítica para obtener un conjunto de datos es precisa, es decir, que representan una sola población de edades. Sin embargo, en *Mud Tank*, el % CV es del 2 %, debido a la presencia de varias poblaciones de edades con una mayor dispersión de los datos respecto a la edad esperada. Esta dispersión en las edades obtenidas puede deberse a varios factores, como los siguientes:

- Fluencia y frecuencia: la densidad de energía utilizada (J/cm^2) puede ser muy alta, lo cual origina una mayor tasa de ablación y excavación (cráteres más profundos), lo que aumenta el fraccionamiento elemental, que es uno de los factores limitantes para la reproducibilidad de la técnica U-Pb. (Bruguier, 2009; Solari, *et al*., 2010; Paton *et al*., 2010; Marillo-Sialer *et al*., 2014; Schaltegger *et al*., 2015; Solari *et al*., 2015).
- Tamaño de ablación: define la resolución espacial de la superficie excavada. Un tamaño de ablación muy pequeño, < 20 μm, aumenta la probabilidad de fraccionamiento isotópico. En este estudio se utilizó un diámetro de haz de 30 μm, pero si la densidad de energía es alta, la relación diámetro/profundidad de cráter será mayor de 1, cuando lo indicado es que sea igual o menor de 1 (Bruguier, 2009; Solari *et al.*, 2010; Paton *et al.*, 2010; Marillo-Sialer *et al*., 2014; Schaltegger *et al*., 2015; Solari *et al*., 2015).
- Otra causa de la dispersión de los resultados es, probablemente, el daño inducido por la radiación en la estructura cristalina debido a la desintegración natural de U y Th (Marillo-Sialer *et al*., 2014; Solari *et al*., 2015), que puede ocurrir en los materiales de referencia, como el WF-10, que es un material de referencia comercial de Wild Fish Gems.

a. *Diagramas de concordia*

Los diagramas de concordia muestran la diferencia porcentual entre las edades obtenidas por medio de los dos sistemas isotópicos $^{238}U/^{206}Pb$ y $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Wetherill, 1956). Los resultados de los diagramas de concordia (figuras 5 a 13) están resumidos en la tabla 4, y muestran que la edad concordia obtenida en cada uno de los materiales de referencia evaluados es cercana a la esperada, es decir, las edades calculadas mediante los diferentes sistemas isotópicos ($^{206}Pb/^{238}U$ y $^{207}Pb/^{235}U$) presentan diferencias porcentuales muy bajas o concordantes entre ambos sistemas. Los errores obtenidos al tratar de determinar las edades de concordia son bajos (menores del 1% respecto a la edad esperada) en todos los materiales de referencia evaluados, lo que indica una buena medición de las relaciones isotópicas y bajo sesgo o errores instrumentales. Esto se logró gracias a la optimización de parámetros como los siguientes:

- Sesgo de masa: este fraccionamiento ocurre porque los electrones producidos durante la ionización en el plasma son eliminados del haz. Los iones restantes se someten a una repulsión positiva, por lo cual los

isótopos ligeros se dispersan fácilmente, y los isótopos pesados se mueven hacia la trayectoria iónica (Bruguier, 2009). Esto se evita con voltajes adecuados en el SEM, que reducen la diferencia de energía de los iones. Para lograr el voltaje adecuado se utilizó la solución de sintonización, y se monitoreó el ^{113}In, al tiempo que se modificaba automáticamente el voltaje del SEM hasta encontrar el voltaje adecuado (punto de inflexión), a partir del cual tiende a ser constante la señal del ^{113}In. Tiempo muerto: es el intervalo de tiempo específico durante el cual, después de que el discriminador de pulsos detecta un impacto iónico, el sistema se encuentra inhabilitado para detectar nuevos eventos. No utilizar el tiempo muerto adecuado para el detector del espectrómetro de masas puede ocasionar un sesgo en la medición de los diferentes isótopos y, a la vez, en las relaciones isotópicas, lo cual ocasiona dispersión en los resultados de las edades obtenidas (Nygren, Rameback, Berglund y Baxter, 2006). Para obtener el tiempo muerto adecuado se analizaron varias concentraciones de soluciones de U desde 0,05 ppb hasta 10,00 ppb, y luego se introdujo el valor obtenido en el ICP-MS Element II.

Al analizar la dispersión de datos usando el MSWD obtenido (tabla 4), se evidenció que la mayoría de los materiales de referencia dan resultados adecuados (MSWD < 2). Teniendo en cuenta que el número de análisis realizado para cada material de referencia está entre 15 y 30 datos, el rango aceptable para el MSWD debería encontrarse entre 0,25 y 1,8, como menciona Spencer *et al.* (2015), con excepción de los resultados obtenidos por *mud tank*, que indican que el error experimental está siendo subestimado y que, además, los datos no representan una sola población, lo cual se observa en el diagrama de concordia e histograma (figura 7). Por otra parte, los valores de MSWD obtenidos en algunos materiales de referencia (tabla 4, *Mount Dromedary* y *Fish Canyon Tuff*) son demasiado bajos (< a 0,01). Según Spencer *et al.* (2015), esto permite inferir que las incertidumbres analíticas tienen valores muy reducidos, y la edad estaría siendo sobreestimada. Esto obliga a realizar nuevos ensayos, en lo posible probando otras condiciones analíticas con mayor número de datos, para obtener valores adecuados.

b. *Comparación de resultados*

Para comparar los resultados obtenidos con los reportados por diferentes autores, como Frei y Gerdes (2009), en la tabla 5 se muestra que los valores obtenidos por el laboratorio son bastante cercanos, lo cual da seguridad respecto a la metodología implementada y brinda alta confiabilidad en los datos generados. La tabla 5 presenta un resumen de los datos correspondientes a los dos materiales de referencia, en los cuales la diferencia significativa se refiere al error de cada valor, que puede ser mejorado aumentando la cantidad de datos. No obstante, el parámetro de evaluación de precisión de los resultados MSWD es muy satisfactorio con respecto a los valores de referencia de Frei y Gerdes (2009). Sin embargo, los errores obtenidos para el promedio de todos los cristales medidos con *Mud tank* son altos, alrededor del 13 % respecto a la edad de la concordia, por lo cual se deberán evaluar parámetros como fluencia, frecuencia y *spot*, entre otros, como los descritos, como posibles causantes de la dispersión de los resultados reportados en las secciones 3.1 y 3.2.

Tabla 5. Comparación de los resultados analíticos con los de otros laboratorios

Material de referencia	Frei y Gerdes (2009)			SGC (este estudio)*		
	Edad	± M.a	MSWD	Edad	± M.a	MSWD
FC-5	1102	3	10,5	1110,2	4,4	0,56
Mud Tank	727	3	0,11	732,2	5,9	6,4

Fuente: autores

4. Conclusiones

Este trabajo representa un avance en la implementación de la técnica de datación U/Pb mediante la LA-ICP-MS en el Laboratorio de Datación U/Pb del Servicio Geológico Colombiano. Se obtuvieron los primeros resultados de materiales de referencia con parámetros establecidos en la literatura geológica internacional, y a partir de los resultados hemos determinado una estrategia para continuar optimizando el método de adquisición y los resultados obtenidos.

Teniendo en cuenta que la precisión de edades U/Pb mediante LA-ICPMS es en parte función de a) la estabilidad de las señales de cada masa medida, b) la cantidad de iones captados por el detector, y c) la adecuada estimación de incertidumbre aplicada a las señales medidas (Sláma y Kosler, 2012), es necesario realizar una evaluación de los parámetros analíticos utilizados inicialmente hasta encontrar los valores óptimos y lograr un mejor ajuste de los resultados generados; de tal forma se culminaría la etapa de validación de la técnica de LA-ICPMS en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano para datación U/Pb.

Es recomendable realizar la optimización de parámetros como la frecuencia, fluencia y *spot*, con el fin de encontrar la mejor relación de los tres para evitar el fraccionamiento isotópico que, en principio, genera resultados dispersos y con incertidumbres analíticas altas. De igual forma, se deberán controlar otros posibles causantes de la dispersión de los resultados, como enfoque y plano focal de las muestras y fraccionamiento isotópico entre distintas posiciones de la probeta en la cámara de ablación, entre otras.

Los resultados analíticos evaluados mediante el parámetro MSWD muestran que el laboratorio genera datos de baja dispersión, lo que garantiza una precisión y exactitud adecuada, según los criterios internacionales, al comparar los resultados con los reportados por otros autores, como Frei y Gerdes (2009).

Estos primeros resultados, obtenidos mediante la técnica LA-ICP-MS en el Laboratorio del Servicio Geológico Colombiano, permiten establecer que el laboratorio está en capacidad de obtener resultados precisos y exactos, aunque como proceso de mejora se requiere optimizar algunos parámetros de análisis, como los mencionados anteriormente. El desarrollo e implementación de esta técnica analítica significa un gran aporte a los diferentes proyectos del Servicio Geológico Colombiano relacionados con geocronología que involucran análisis de proveniencia, datación de diferentes tipos de rocas para la definición de unidades litológicas y diferenciación de eventos geológicos.

Agradecimientos

El proceso de implementación de la técnica analítica contó con la participación inicial de los expertos internacionales de Thermo Fischer Scientific, Dr. Tony Cade y Dr. Henry Robert. Además, se contó con el Dr. Jeremy Hourigan, de la Universidad de Stanford, actualmente profesor asistente de la Universidad de Santa Cruz, experto en la técnica de datación U-Pb aplicada en geociencias asociadas a los estudios sobre amenazas, geotermia, recursos del subsuelo, volcanes, cartografía y geología básica, que requieren información geocronológica para adelantar los estudios geológicos y de exploración que actualmente se realizan en el país.

Referencias bibliográficas

Black, L. y Gulson, B. (1978). The age of the Mud Tank Carbonatite, Strangways Range, Northern Territor. *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, 3(3), 227-232.

Black, L., Kamo, S. L. y Allen, C. M. (2004). Improved Pb-206/U-218 microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205(6), 115-140. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

Bouman, C., Schwieters, J., Cocherie, A., Robert, M. y Wieser, M. (2014). *In situ U-Pb zircon dating using laser ablation - multi ion counting - ICP - MS (LA-MIC-ICP-MS)*. Aplication note. Thermo Fisher Scientific. Disponible en https://tools.thermofisher.com/content/sfs/brochures/AN-30021-ICP-MS-U-Pb-Zircon-Dating-AN30021-EN.pdf.

Bruguier, O. (2009). *Géochronologie U-Pb par ablation laser et ICP-MS (LA-ICP-MS): Principes, Complexités et Perspectives* (tesis). Universidad de Montpellier II, Montpellier, Francia.

Campbell, I. H., Reiners, P. W. y Allen, C. M. (2005). He–Pb double dating of detrital zircons from the Ganges and Indus Rivers: Implication for quantifying sediment recycling and prevenance studies. *Earth and Planetary Sciencie Letters*, 237(3-4), 402-432. Doi: 10.1016/j.epsl.2005.06.043.

Chang, Z., Vervoort, J. D., McClelland, W. C. y Knaack, C. (2006). U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemestry Geophysics Geosystems*, 7(5), 1-14. Doi: 10.1029/2005GC001100.

Cherniak, D. J. y Watson, E. B. (2001). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172, 5-24.

EURAQUEM/CITAC. (2016). *Guide to Quality in Analytical Chemistry an Aid to Accreditation*. Disponible en www.eurachem.org.

Frei, D. y Gerdes, A. (2009). Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261(3-4), 261-270. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.07.025.

Gehrels, G., Valencia, V. A. y Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, 9(3). Doi: 10.1029/2007GC001805.

Hellstrom, J. E. (2008). Iolite: Software for spatially resolved LA- (quad and MC) ICP-MS analysis. En P. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Vancouver: Mineralogical Association of Canada.

Horstwood, M. (2008). Data reduction strategies, uncertainty assessment and resolution of LA–(MC–) ICP–MS isotope data. En P. Sylvester (Ed.), *Laser ablation–ICP–MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*. Vancouver: Mineralogical Association of Canada.

Horstwood, M., Kosler, J., Gehrels, G., Jackson, S. y McLean, N. M. (2016). Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(3), 311-332. Doi: 10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. y Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1-2), 47-69. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.

Jaffey, A. H. (1971). Precision measurement of half - lives and specific activities of 235U and 238U. *Physical Review C*, 4(5), 1889-1906. Doi: 10.1103/PhysRevC.4.1889.

Klotzli, U., Klotzli, E., Gunes, Z. y Kosler, J. (2009). Accuracy of laser ablation U-Pb zircon dating: Results from a test using five different reference zircons. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 33(1), 5-15. Doi: 10.1111/j.1751-908X.2009.00921.x.

Kosler, J. (2007). Laser Ablation IPC-MS - a new dating tool in Earth Science. *Proceedings of the Geologist Asoociation*, 118(1), 19-24. Doi: 10.1016/S0016-7878(07)80043-5.

Kosler, J. y Sylvester, P. J. (2003). Present trends and the future of zircon in geochronology: Laser ablation ICPMS. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 243-275. Doi: 10.2113/0530243.

Lanphere, M. y Baadsgaard, H. (1999). The Fish Canyon Tuff: A standard for geochronology. *Bulletin of Liaison and Informations, Phanerozoic Time Scale*, 15(2), 20-21.

Lee, M. S. (2012). *Mass Spectrometry Handbook* (Vol. 1). New Jersey: Wiley.

Ludwig, K. R. (2012). *User's manual for Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication, Issue 5. Berkeley: Berkeley Geochronology Center.

Marillo-Sialer, E., Woodhead, J., Hergt, J., Greig, A., Guillong, M. y Gleadow, A. (2014). The zircon 'matrix effect': Evidence for an ablation rate control on the accuracy of U–Pb age determinations by LA-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 29(6), 943-1140. Doi: 10.1039/C4JA00008K.

Mattinson, J. M. (2005). Zircon U–Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220(1-2), 47-66. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.03.011.

Moser, D. y Scott, D. (2001). Towards a more accurate U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 172(1-2), 1-3. Doi: 10.1016/S0009-2541(00)00232-1.

Nygren, U., Rameback, H., Berglund, M. y Baxter, D. C. (2006). The importance of a correct dead time setting

in isotope ratio mass spectrometry: Implementation of an electronically determined dead time to reduce measurement uncertainty. *International Journal of Mass Spectrometry*, 257(1-3), 12-15. Doi: 10.1016/j.ijms.2006.05.011.

Paces, J. B. y Miller Jr., J. D. (1993). Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), 13997-14013. Doi: 10.1029/93JB01159.

Paton, C., Woodhead, J. D. Hellstrom, J. C. Hergt, J. M., Greig, A. y Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Gechemistry Geophysics Geosystems*, 11(3), 1-36. Doi: 10.1029/2009GC002618.

Pearce, N. J. G., Perkins, W. T., Westgate, J. A., Gorton, M. P., Jackson, S. E. y Neal, C. R. (1997). A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandards and Geonalytical Research*, 21(1), 115-144. Doi: 10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x.

Putirka, K. (2015). Data, ideas, and the nature of scientific progress. *American Mineralogist*, 100(8-9), 1657-1658. Doi: 10.2138/am-2015-Ed1008-94.

Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. V., Owens, T. L. y DePaolo, D. J. (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. *Chemical Geology*, 145(1-2), 117-152. Doi: 10.1016/S0009-2541(97)00159-9.

Schaltegger, U., Schmitt, A. K. y Horstwood, M. (2015). U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, 402, 89-110. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2015.02.028.

Schoene, B. (2014). U-Th-Pb Geochronology. En K. K. Turekian y H. D. Holland (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Vol. 4. Oxford: Elsevier.

Sláma, J. y Kosler, J. (2012). Effects of sampling and mineral separation on accuracy of detrital zircon studies. Geochemistry, *Geophysics, Geosystems*, 13(5), Q05007. Doi: 10.1029/2012GC004106.

Sláma, J. Kosler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A. y Hanchar, J. M. (2008.). Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.

Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18. Doi: 10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x.

Solari, L. A., Ortega-Obregón, C. y Bernal, J. P. (2015). U-Pb zircon geochronology by LAICPMS combined with thermal annealing: Achievements in precision and accuracy on dating standard and unknown samples. *Chemical Geology*, 414, 109-123. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2015.09.008.

Spencer, C. J., Kirkland, C. L. y Taylor, R. J. (2015). Strategies towards statiscally robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 581-589. Doi: 10.1016/j.gsf.2015.11.006.

Sylvester, P. J. (2008). Laser ablation–ICP–MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues. Vancouver: Mineralogical Association of Canada. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(1), 41-52. Doi: 10.1111/j.1751-908X.2005.tb00654.x.

Wendt, I. y Carl, C. (1992). The statistical distribution of the mean squared weighted deviation — Reply. *Chemical Geology*, 94(3), 242-243. Doi: 10.1016/S0009-2541(10)80009-9.

Wetherill, W. G. (1956). Discordant Uranium - Lead Ages, I. *Earth & Space Science News*, 37(3), 320-326. Doi: 10.1029/TR037i003p00320.

ANÁLISIS DE POSIBLES FUENTES GENERADORAS DE EVENTOS SÍSMICOS TIPO "TORNILLO" EN EL VOLCÁN PURACÉ, COLOMBIA

ANALYSIS OF POSSIBLE GENERATING SOURCES OF "TORNILLO"-TYPE SEISMIC EVENTS AT PURACÉ VOLCANO, COLOMBIA

Rosa **Alpala**[1], John Makario **Londoño**[2], Roberto **Torres**[3], Óscar **Cadena**[4]

* Email de correspondencia: ralpala@sgc.gov.co

Recibido: 4/09/2017

Aceptado: 9/10/2017

Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Alpala, R., Londoño, J. M., Torres, R. y Cadena, Ó. (2018). Análisis de posibles fuentes generadoras de eventos sísmicos tipo "tornillo" en el volcán Puracé, Colombia. *Boletín Geológico*, 44, 57-73.

RESUMEN

En el volcán Puracé se realizó un estudio de eventos sísmicos tipo tornillo durante el periodo comprendido entre 2000 y 2012. Con el fin de caracterizar la fuente de generación y la naturaleza de los fluidos que interactúan en las grietas internas del volcán Puracé, el factor *Q* del resonador y las frecuencias dominantes fueron calculados utilizando el método Sompi. Encontramos que los valores del parámetro *Q* del resonador variaron entre 100 y 400 en promedio, y que en algunos periodos (2010) el *Q* del resonador alcanzó valores de hasta 1200. Las frecuencias complejas presentaron diferentes rangos (1,5-13 Hz), predominando en promedio los 6 Hz. Fue posible observar variaciones temporales tanto en el parámetro *Q* del resonador como en frecuencias dominantes, que pudieron estar asociadas a cambios en el contenido del fluido, desde más gaseoso hasta una mezcla de gas y material particulado (azufre mineralizado), y a cambios en los tamaños de las grietas, de 30 a 50 m, que se estima están ubicadas a una profundidad de entre 300 y 900 m del fondo del cráter.

Proponemos un modelo conceptual en el cual el fluido que genera los eventos tornillo está asociado a la actividad magmática del volcán Puracé, que libera pulsos de gas que interactúan con el sistema hidrotermal y con capas superficiales de zonas mineralizadas con azufre nativo, que a su vez se mezcla con el gas proveniente del magma, lo cual causa la aparición de sismos tipo tornillo

[1] Especialista en Sistemas de Información Geográfica. Servicio Geológico Colombiano

[2] Ph. D. en Geofísica. Servicio Geológico Colombiano

[3] M. Sc. en Ciencias - Geofísica. Servicio Geológico Colombiano

[4] M. Sc. en Ciencias - Geofísica. Servicio Geológico Colombiano

y las variaciones temporales que se presentan en los valores del parámetro *Q* del resonador y el contenido de las frecuencias dominantes.

Palabras clave: *Q* resonador, frecuencias complejas, tornillo, volcán Puracé, método Sompi.

ABSTRACT

In the Puracé volcano, a study of the "tornillo" seismic event was conducted for the period between 2000 and 2012. To characterize the generation source and the nature of the fluids that interact in the internal cracks of the Puracé volcano, the *Q* factor of the resonator and the dominant frequencies were calculated using the Sompi method. It was found that the *Q* factor of the resonator values varied between 100 and 400 on average and that in some periods (2010), the *Q* of the resonator reached values up to 1200. The dominant frequencies presented different ranges (1.5-13 Hz), with a predominant average of 6 Hz. It was possible to observe temporal variations in both the *Q* factor of the resonator and the complex frequency, which could be associated with changes in the content of the fluid, from a more gaseous fluid to a mixture of gas and particulate material (mineralized sulfur), and to changes in the sizes of the cracks from 30 to 50 m, which are estimated to be located at a depth between 300 and 900 m from the bottom of the crater.

We propose a conceptual model in which the fluid that generates the tornillo events is associated with the magmatic activity of the Puracé volcano, which releases gas pulses that interact with the hydrothermal system and with superficial layers of mineralized zones with native sulfur, which in turn is mixed with the gas from the magma, both causing the occurrence of tornillo-type seismicity events and the temporal variations they present in the values of the *Q* factor of the resonator and the dominant frequencies.

Keywords: *Q* resonator, complex frequencies, tornillos, Puracé volcano, Sompi method.

1. Introducción

El término *tornillo* fue usado por primera vez para identificar un tipo específico de sismos en el volcán Galeras (Colombia), que mostraba una forma especial en el espectrograma, pues el registro se parece a la vista lateral de un tornillo de rosca golosa (Torres *et al*., 1996). Este tipo de sismicidad ha estado presente en algunos volcanes andesíticos y en diferentes etapas de la actividad de los volcanes, ya sea como precursores de erupciones, emisiones de gas o ceniza (volcán Galeras, Colombia, 1992-1993; volcán Asama, Japón, 1990), después de erupciones (volcán Tokachi, Japón, 1989), durante enjambres sísmicos (volcán Meakan, Japón, 1982) y durante estados de reposo (volcán Puracé, 1994-2012, volcán Cumbal, 2007-2012, Colombia; volcán Tarumai, Japón, 1970-1971, 1975) (Torres *et al*., 1996; Gómez y Torres, 1997; Seidl *et al*., 1999).

Los "tonillos" se explican como una resonancia dentro de un conducto o grieta en el interior del volcán. Esta resonancia es provocada por una presión transitoria aplicada sobre una pequeña área de la misma grieta, y depende de tanto de su posición como de las condiciones del contorno en efecto del perímetro de la grieta (Chouet, 1988). Aunque en los últimos años también se ha investigado y modelado este tipo de sismicidad como auto oscilaciones de un fluido que llena una cavidad (Konstantinou, 2015).

Según Torres *et al*. (2002) y de acuerdo con las observaciones realizadas en el espectro de frecuencia y en la forma de onda de los eventos tipo tornillo, se caracterizan por presentar espectros generalmente monocromáticos, que alcanzan claramente un punto máximo en el que muestran un pico dominante y algunos subdominantes. En cuanto a las formas de onda, son cuasisinusoidales, con un decaimiento exponencial relativamente lento de sus amplitudes, que se manifiesta en largas duraciones, en comparación con las amplitudes, y ocasionalmente pueden presentar modulación de la amplitud; por otro lado, en general, los inicios de las señales tipo tornillo son emergentes, pero también se ha observado que algunos eventos pueden presentar ondas ligeramente impulsivas

(figura 1). Adicionalmente, los eventos tipo tornillo presentan registros similares en los dominios del tiempo y la frecuencia, tanto en estaciones de corto periodo y banda ancha, lo que indica que sus rasgos particulares son independientes de la instrumentación usada (figura 2); y finalmente, en el análisis de las señales se ha encontrado que las frecuencias dominantes no están afectadas por la distancia epicentral, el acimut o el tiempo de viaje, lo cual indica un efecto de la fuente que genera los eventos tipo tornillo (Aki y Koyanagi, 1981).

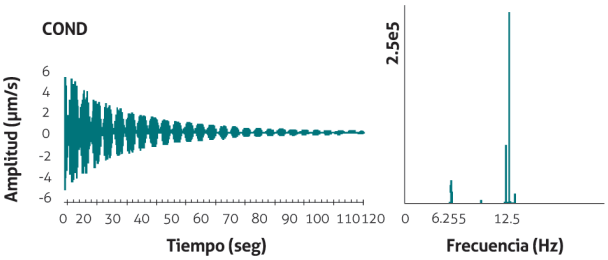


Figura 1. Ejemplo típico de un sismo tipo tornillo y su espectro característico, registrado el 7 de julio de 2010 en la estación de corto periodo Cóndor (COND) del volcán Puracé
Fuente: datos del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (OVSPo) del Servicio Geológico Colombiano (SGC)

1.1. Aspectos generales

El volcán del Puracé se encuentra localizado en el departamento del Cauca, en la coordenadas geográficas 2° 19' 01 N y 76° 23' 53 W; su altura es de 4650 metros sobre el nivel del mar, y se encuentra a una distancia de 26 km al SE de la ciudad de Popayán. Hace parte de la cadena volcánica de los Coconucos, compuesta por quince centros eruptivos alineados en orientación N 40° W, siendo el Puracé el principal y más joven de la cadena (figura 3).

El Puracé es un estrato-volcán activo con forma de cono truncado y tiene un cráter de forma circular doble. El cráter más externo, denominado *Ochacayó* en Monsalve *et al*. (2012), tiene un diámetro de 900 m, con un leve declive hacia el cráter interno y actual, cuyo diámetro es de 500 m, aproximadamente (Monsalve y Pulgarín, 1992). La actividad fumarólica se concentra en el interior del cráter actual, principalmente en una gran grieta que atraviesa el fondo del cráter; sin embargo, también hay un notable campo fumarólico hacia el NW, en el flanco externo del cráter Ochacayó del volcán (figura 4) (Monsalve *et al*., 2012). La fumarola más estable en el tiempo es la lateral, cuya temperatura superficial que se ha mantenido entre 125 y 140 °C (131,4 °C, según mediciones actuales).

El registro más reciente del volcán Puracé muestra actividad predominantemente explosiva, y en la historia hay al menos quince erupciones bien documentadas. Las de mayor importancia tuvieron lugar en 1849 y 1869 (Espinosa, 2011). Entre 1946 y 1958 se presentaron episodios de caída de ceniza, explosión de domo, flujos piroclásticos y bombas; de ese periodo se recuerda la erupción del 26 de mayo de 1949, en la que dieciséis estudiantes y un acompañante fallecieron durante una excursión al cráter (Espinosa, 2011; Monsalve y Pulgarín, 1993). En 1977 se presentó la actividad más destacada de los últimos años,

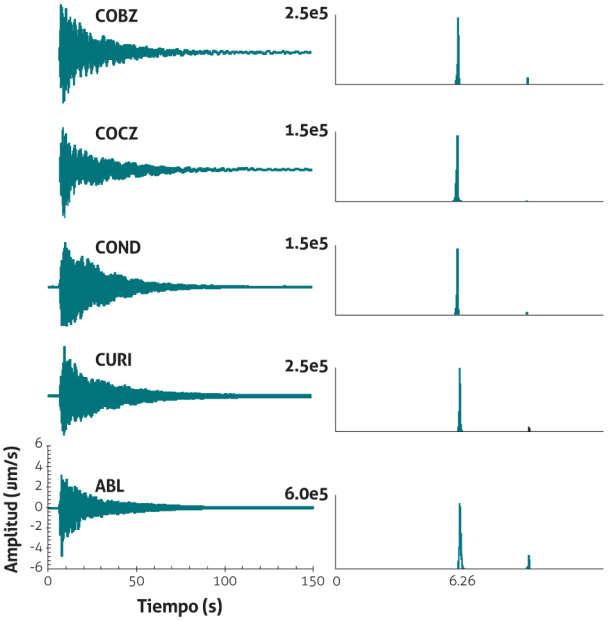


Figura 2. Señal tipo tornillo registrada en diferentes estaciones del volcán Puracé el 12 de septiembre de 2010. Las estaciones Cóndor (COB) y Cocuy (COC) son de banda ancha, y las estaciones COND, Curiquinga (CURI) y Agua Blanca (ABL) son de corto periodo. La escala vertical de los sismogramas es igual para todas las estaciones. Nótese la permanencia de la frecuencia predominante tanto en las estaciones de banda ancha como en las de corto periodo
Fuente: datos del OVSPo del SGC

relacionada con una explosión sentida en cercanías del cráter y caídas de ceniza (Espinosa, 2011).

Actualmente, el Puracé es un volcán activo con un comportamiento estable, con registro de sismicidad

relacionada con la fracturación de roca y el predominio de sismicidad asociada al tránsito de fluidos. De estos últimos, se destacan los sismos tipo tornillo, que han aparecido en el registro sísmico desde el inicio de la vigilancia volcánica del Puracé hasta el presente. Este trabajo de caracterización de los sismos tipo tornillo mediante la estimación del parámetro *Q* del resonador y de las frecuencias complejas (*f*), además del análisis de la evolución temporal de estos parámetros, tiene por objeto entender la naturaleza de esta la sismicidad, el tipo de fluido asociado, la geometría de la fuente generadora y su relación con los sistemas magmáticos activos del volcán Puracé. Adicionalmente, para el análisis se buscará la existencia de algún tipo de relación entre la ocurrencia de los sismos tipo tornillo tanto con otro tipo de sismicidad, como con los niveles de precipitación de la zona del volcán Puracé, teniendo en cuenta que en algunos casos, como en la isla Vulcano, variaciones en el número de eventos tipo tornillo y en las características espectrales se han relacionado estrechamente con el aumento de fluidos circulantes en el sistema hidrotermal (Milluzzo *et al.*, 2010; Kumagai y Chouet, 1999).

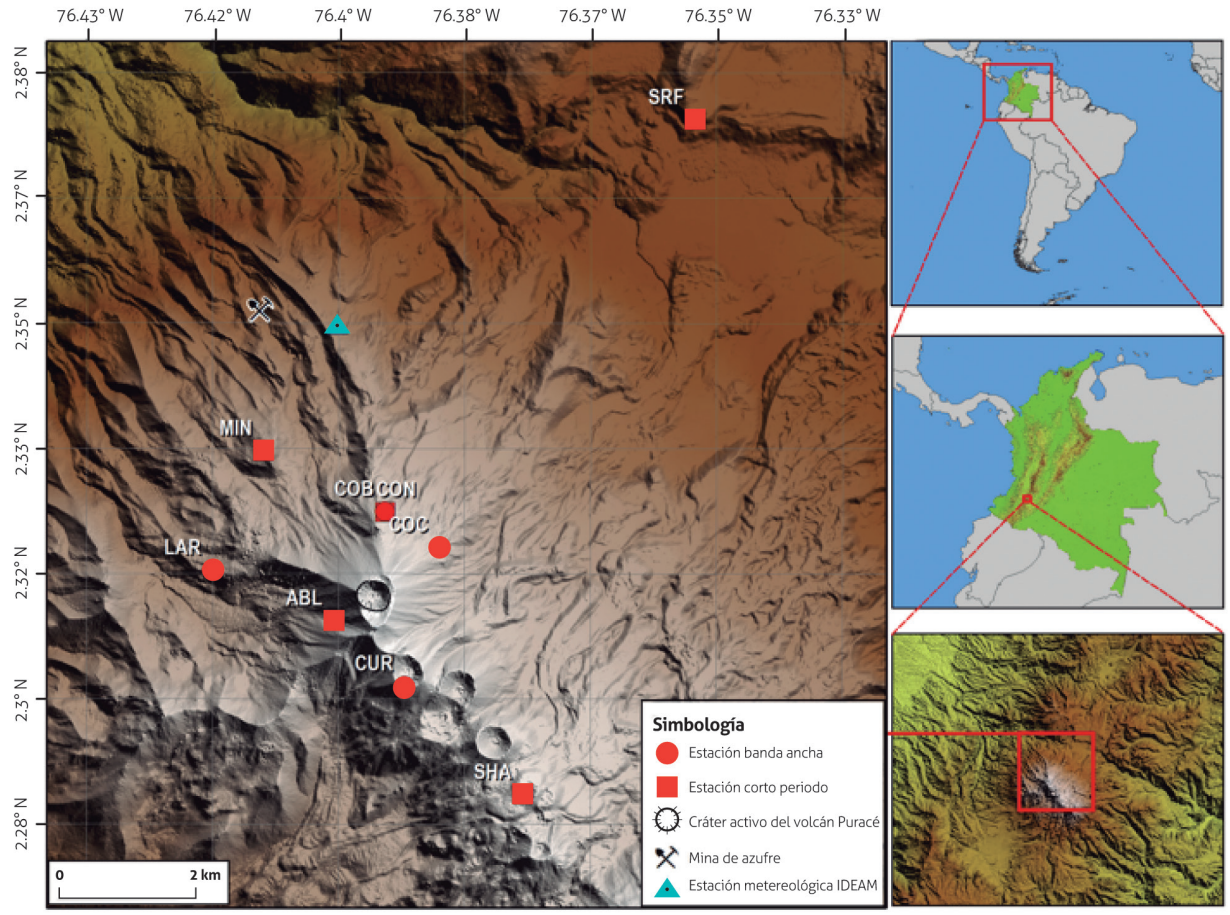


Figura 3. Localización del volcán Puracé y red sísmica
Fuente: datos del OVSPo del SGC

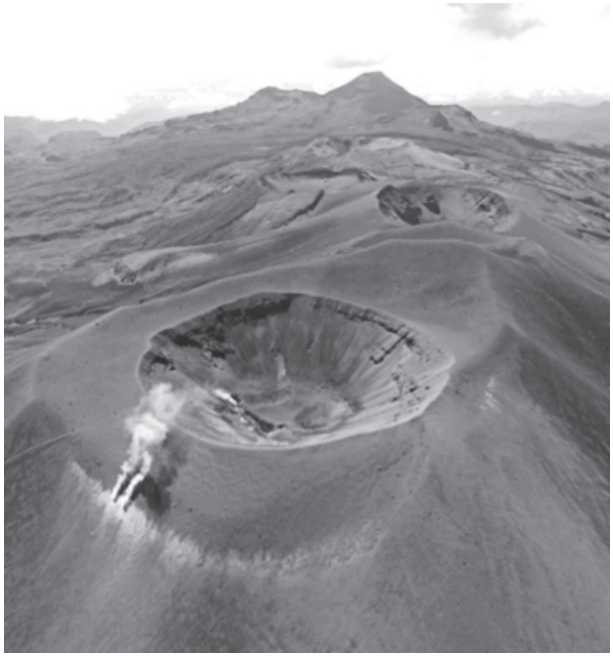


Figura 4. Volcán Puracé y cadena de los Coconucos, vistos desde el costado noroccidental
Fuente: fotografía del OVSPo, 22 de octubre de 2011

2. Metodología

El parámetro *Q* se calculó haciendo uso del método Sompi, un procedimiento de análisis espectral desarrollado por Kumazawa *et al*. (1990), basado en el concepto físico de las propiedades que caracterizan un sistema dinámico lineal, que se describe por una ecuación diferencial lineal. La modelización de las series temporales en este método consiste esencialmente en la estimación de la ecuación diferencial que gobierna el hipotético sistema dinámico lineal. Este método toma la forma del conocido método de AR (autorregresión).

El método Sompi permite descomponer la serie de tiempo *x(t)* en una combinación lineal de sinusoides con amplitudes que decaen con el tiempo.

$$x(t) \approx \sum_{v=1}^{m} A_v \exp(\gamma_v t) \cos(\omega_v t + \theta_v), \quad (1)$$

donde ω_v, γ_v, A_v y θ son constantes reales en un sistema dinámico lineal sin ninguna fuerza externa. *x(t)* está representado por un conjunto de líneas espectrales *m* sobre el plano de frecuencias complejas y el ruido adicional.

Básicamente, el sistema dinámico lineal es descrito por la siguiente ecuación diferencial lineal de orden *m:*

$$\bar{b}(p)\, y(t) = g(t), \quad (2)$$

donde *p* es un operador diferencial (= *d*/*dt*)

$$\bar{b}(p) = \sum_{k=0}^{m} b(k) p^k, \quad (3)$$

b(k) son constantes reales, y *g(t)* es la fuerza externa que excita el sistema para producir un valor distinto de cero y obtener *y(t)*. Sin considerar la fuerza que excita el sistema:

$$g(t) = 0 \quad (4)$$

Se tiene la siguiente ecuación diferencial lineal homogénea:

$$\bar{b}(p)\, y(t) = 0 \quad (5)$$

El sistema se somete a la oscilación libre con *m* modos como

$$y(t) = \sum_{v=1}^{m} \beta_v \exp(i\omega_v t), \quad (6)$$

donde

ω_v son frecuencias características del sistema dadas por *m* raíces para ω de la ecuación característica del sistema

$$\bar{b}(i\omega) = 0, \quad (7)$$

y β_v son constantes complejas que representan las amplitudes y las fases de *m* modos característicos.

Así, los coeficientes de la ecuación diferencial determinan las frecuencias de los modos de oscilación característicos del sistema. Si se conocen los coeficientes, se sabe de las frecuencias características del sistema. Aunque los coeficientes no tienen por sí mismos ninguna información sobre las amplitudes y las fases de los modos de oscilación, para la solución numérica utilizamos la ecuación en diferencias equivalente a la ecuación diferencial que hay que resolver, por lo que el presente método toma la forma del método de AR.

La ecuación lineal homogénea en diferencias o AR es

$$\bar{a}(z)x(t) = \sum_{k=0}^{m} a(k)x(t-k) = 0, \quad (8)$$

donde z es el operador unitario de retardo en el tiempo

$$(t) = x(t+1) \quad (9)$$

y

$$\bar{a}(z)x(t) = \sum_{k=0}^{m} a(k)z^{-k} \quad (10)$$

La ecuación característica se define como

$$\bar{a}(z) = 0 \quad (11)$$

Los operadores p y z tienen una función propia común de $\exp(i\omega t)$ para cualquier ω, aunque con diferentes valores propios, $\exp(i\omega)$ para z y $i\omega$ para p, por lo que existe una relación no lineal entre ellos:

$$p = \log z \quad (12)$$

o

$$z = e^{p} \quad (13)$$

Por lo tanto, los valores propios del operador z correspondientes a los de t:

$$z_v = exp(i\omega_v) \qquad (v = 1, 2, 3, \ldots, m) \quad (14)$$

Ajustando la ecuación en diferencias a la serie de tiempo dada, resulta en

$$x(t) = \sum_{v=1}^{m} \alpha_v \varphi_v(t) + x^{(N)}(t), \quad (15)$$

donde

$$\varphi_v(t) = z_v^t, \qquad (v = 1, 2, \ldots..m) \quad (16)$$

con

$$z_v = exp(i\omega) \quad (17)$$

Cada uno de los z es llamado namiso (elemento de onda). Un namiso es una unidad elemental que genera una serie de trenes de ondas coherentes, y una característica de él es que puede o no existir en la serie de tiempo. Cada namiso está representado por dos parámetros complejos z y α, y cuatro parámetros reales. z y α en el análisis espectral representan la señal en los datos de la serie de tiempos dados.

$$z = \exp(\gamma + i\omega) \quad (18)$$

ω y γ corresponden a la parte real e imaginaria de la frecuencia angular compleja. Los valores positivos y negativos de γ indican que la amplitud instantánea del elemento de onda correspondiente crece y decae exponencialmente con el tiempo. La frecuencia ordinaria está definida por la siguiente ecuación:

$$f = \frac{\omega}{2\pi}, \quad (19)$$

$$g = \frac{\gamma}{2\pi}, \quad (20)$$

$$Q = \frac{f}{2g}, \quad (21)$$

donde

f es la frecuencia ordinaria
g es la cantidad llamada "gradiente" (Yamamoto *et al.*, 1986)
ω corresponde a la frecuencia angular compleja.

El factor de disipación Q^{-1} está definido por

$$Q^{-1} \approx -\frac{2\gamma}{\omega} = -\frac{2g}{f} \quad (22)$$

2.1. Datos y procesamiento

En octubre de 1986 se inició el monitoreo del volcán Puracé con la instalación de la estación sismológica Puracé (PURA). Adicionalmente, en 1993 se instalaron las estaciones CURI y Chagartón (CHAG), al SE, a 2,5 km, y al SW, a 10 km del cráter principal del volcán, respectivamente. En 1995 se instaló la estación San Rafael (SRF), cerca de la laguna San Rafael, a 8,3 km al NE del cráter principal. Continuando con la instrumentación, en 1996, cerca del cráter de uno de los centros eruptivos de la cadena

volcánica de los Coconucos denominado Machángara, se instaló una estación sismológica que recibió este mismo nombre (MACH). Asimismo, en 1998 se instaló la estación Mina (MIN), a 2,5 al NW del cráter principal, y en 1999 se instaló la estación COND, localizada a 1,2 km al NE del cráter principal. Posteriormente, en 2006 y 2008 se instalaron las estaciones Lavas Rojas (LAR) y Agua Blanca (ABL), la primera a 2,2 km al NE del cráter, mientras que la segunda está localizada a menos de 1 km al SW del cráter. Finalmente, en el 2010 se puso en funcionamiento la estación sismológica COC, ubicada a NE a 1,45 km del cráter principal.

A la fecha del estudio, la red de vigilancia del volcán Puracé en el área de sismología está compuesta por nueve estaciones, cinco de las cuales son de corto periodo, y cuatro son de banda ancha (figura 3).

Los datos utilizados en la investigación fueron los registros de la estación sísmica Cóndor tomados entre enero de 2000 y abril de 2012. Esta estación está compuesta por dos sismómetros: uno de corto periodo (COND), cuyos datos corresponden al periodo 2000-2007, y otro de banda ancha (COB), cuyos datos fueron tomados entre 2008 y 2012. Se seleccionaron aquellos sismos tipo tornillo con mejor relación señal/ruido, que en total aportaron 925 señales para el estudio. Mediante el programa Hypo71 (Lee y Lahr, 1985), y usando los arribos de primeras ondas cuando estas fueron impulsivas, se logró localizar 175 sismos, principalmente en el costado SE del cráter actual del volcán Puracé (figura 5), en un rango de profundidades menores a 1 km. El modelo de velocidades empleado fue el que se utiliza en las labores rutinarias del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (Cardona, 1998).

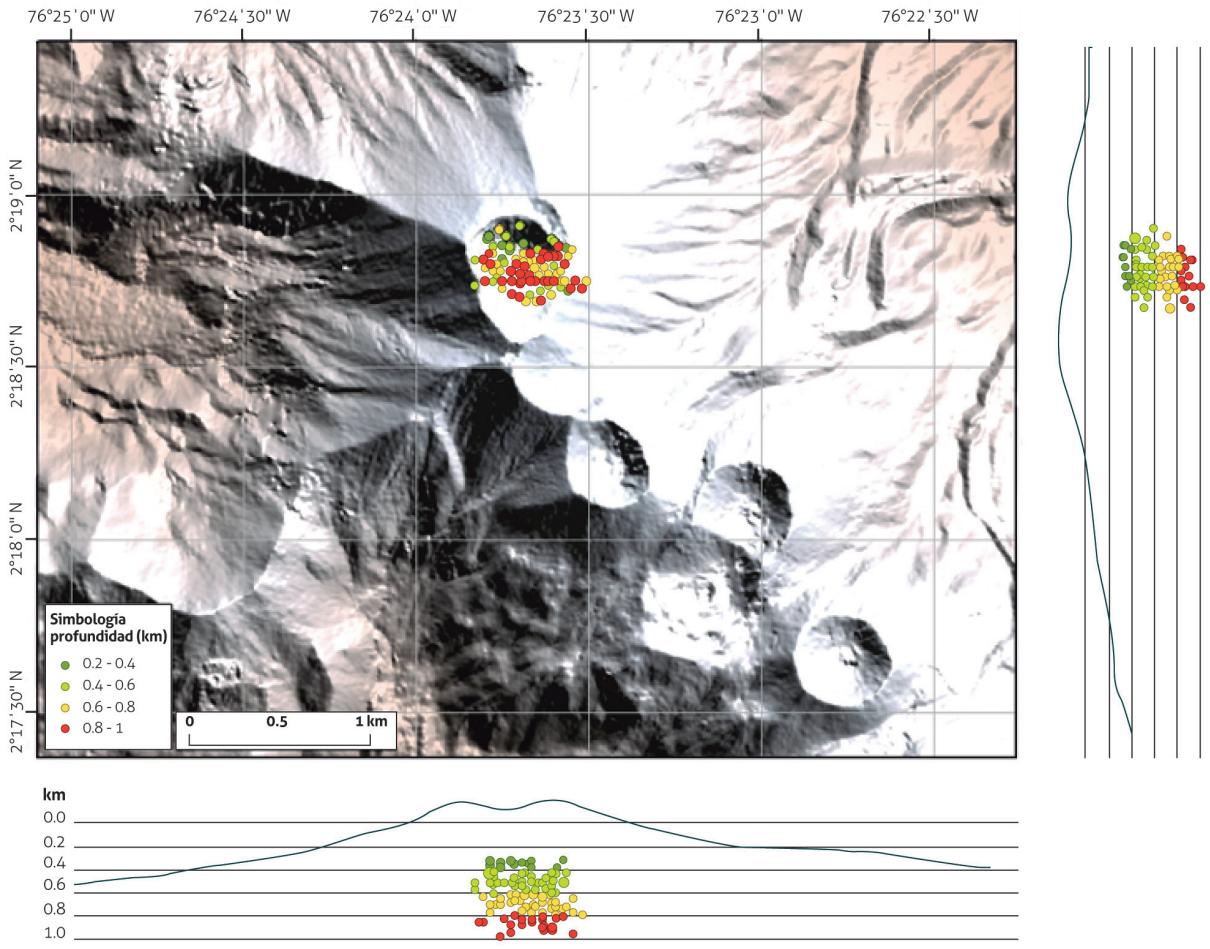


Figura 5. Localización de los eventos tipo tornillo
Fuente: datos del OVSPo del SGC

Para la aplicación del método Sompi en el volcán Puracé se utilizó un modelo de AR de orden 15 y 45. Se tomó la máxima amplitud como el inicio del decaimiento de la señal, y posteriormente se filtró y determinó el espectro de frecuencias usando la transformada rápida de Fourier (FFT). Sobre el espectro se seleccionó la frecuencia predominante, y, a continuación, con la frecuencia seleccionada *f* y el valor del gradiente *g* obtenido del namiso donde se acumuló el mayor número de puntos, se calculó el parámetro *Q*. La figura 6 muestra un ejemplo del procesamiento de las señales; la gráfica de *f* vs. *g* representa las propiedades características del sistema dinámico lineal que ha generado la serie de tiempo de la señal sísmica analizada.

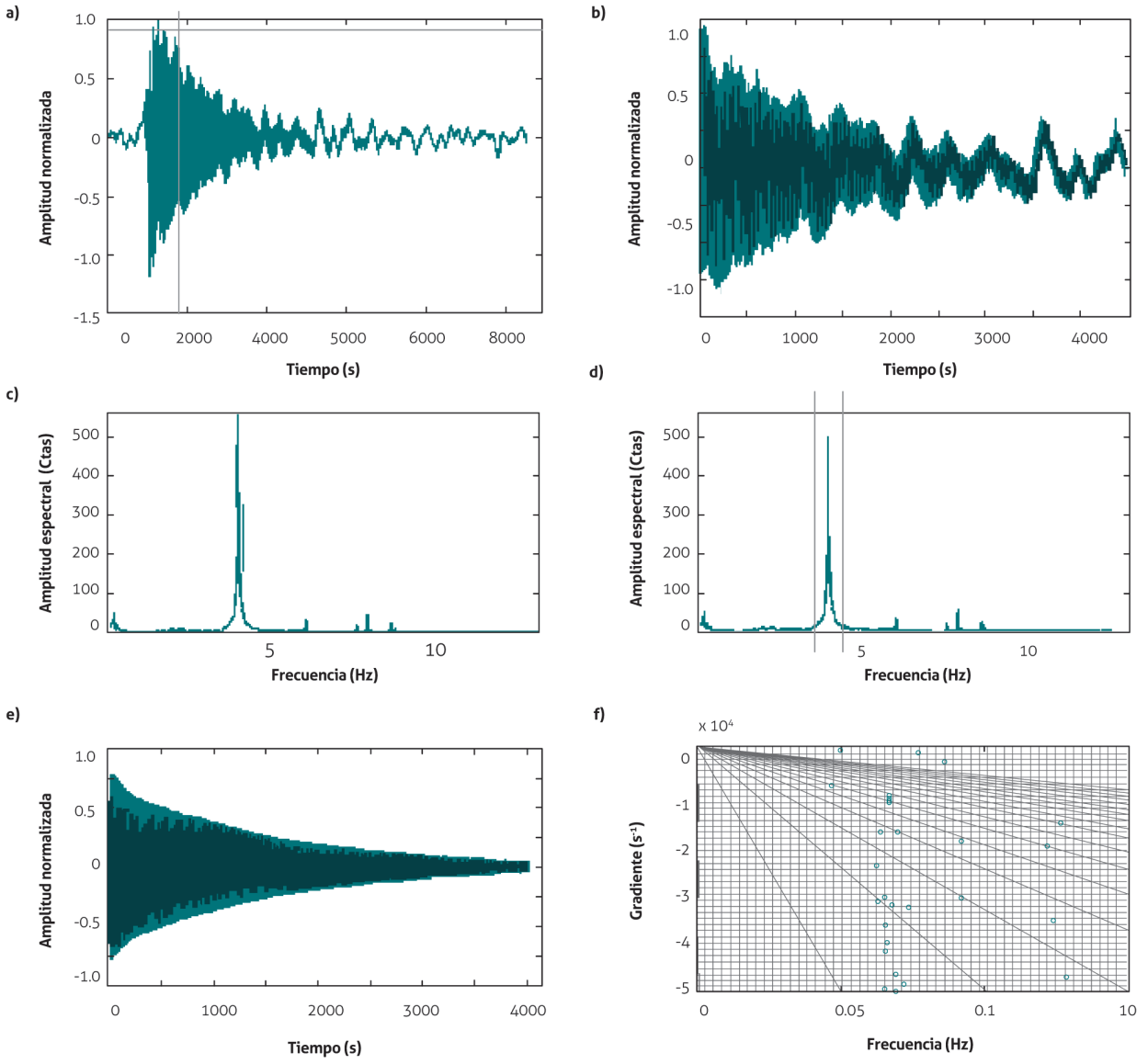


Figura 6. Ejemplo de cálculo de *Q* a partir del método Sompi en el VP. a) Señal original. b) Señal recortada iniciando en la máxima amplitud. c) Espectro de Fourier de la señal recortada. d) Selección de la frecuencia predominante. e) Señal filtrada en la frecuencia predominante. f) frecuencia *f* vs. gradiente *g* de la señal filtrada
Fuente: datos del OVSPo del SGC

3. Resultados

La figura 7 muestra la variación temporal de *Q* y *f* en sismos tipo tornillo correspondiente al periodo comprendido entre enero de 2000 y abril de 2012. Es posible observar varios incrementos de *Q*, siendo el más importante de ellos el ocurrido durante 2010. Asimismo, se encontró que las frecuencias máximas de los tornillos muestran una evolución con respecto al tiempo. En todo el periodo estudiado, los valores de *Q* son, por lo general, mayores a 100, y predominan valores entre 100 y 400, lo cual sugiere una composición similar de los fluidos en gran parte del tiempo (véase más adelante).

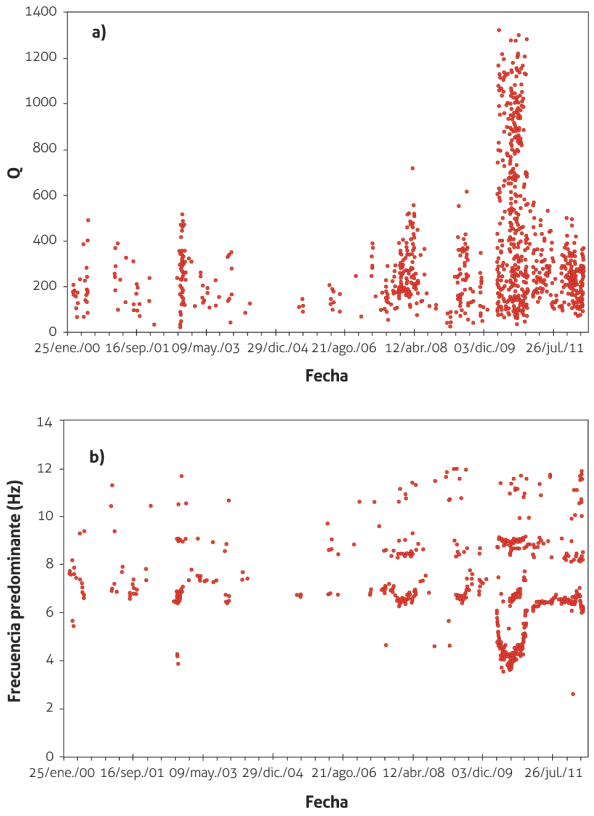


Figura 7. Variación temporal de (a) *Q* y (b) *f* en eventos de tipo tornillo en el volcán Puracé correspondientes al periodo comprendido entre el 1 de enero de 2000 y el 12 de abril de 2012
Fuente: datos del OVSPo del SGC

Con el propósito de definir las variaciones temporales de *Q* y *f* en los diferentes periodos en los que se presentaron incrementos en el número de eventos tornillo, se elaboraron gráficas detalladas para cada periodo. La figura 8 muestra las variaciones temporales entre enero del 2000 y diciembre del 2009. En el análisis no se observan patrones claros en la distribución temporal de los eventos tornillo. Los valores de *Q* están, por lo general, por encima de 100, y varían en promedio entre 100 y 400, con algunos valores esporádicos por encima de 500. Los valores de la frecuencia se concentraron entre 6,4 y 8,6 Hz, con algunas variaciones alrededor de los 11 Hz. Es de anotar que durante este periodo se apreciaron dos incrementos en el número de eventos registrados diariamente de la sismicidad tipo tornillo: el primero se presentó durante el 2007, y estuvo precedido por la ocurrencia de un sismo volcano-tectónico (VT) de magnitud local 4,8 ocurrido el día 6 de marzo de 2007 y localizado al SE del cráter; mientras que el segundo, ocurrido durante el 2009, no estuvo precedido por ningún cambio apreciable en la actividad sísmica.

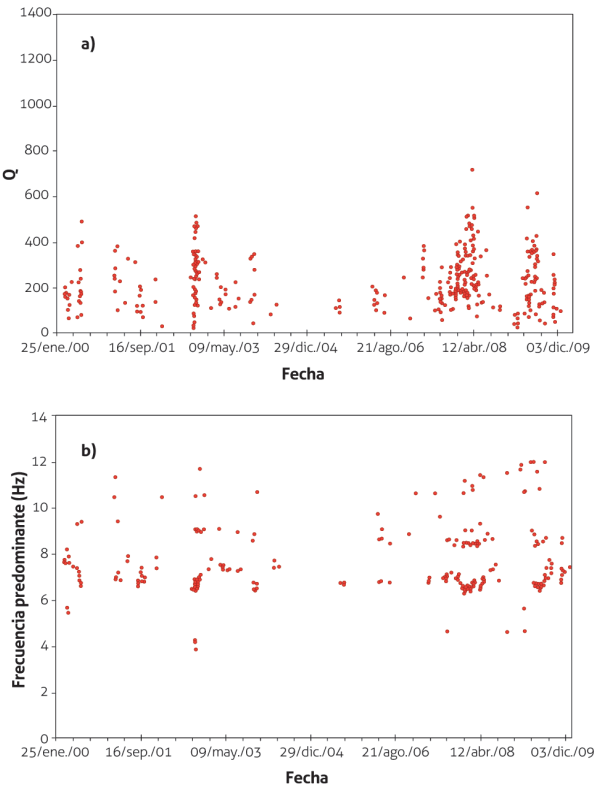


Figura 8. Variación temporal de *Q* y *f* en eventos tornillo en el volcán Puracé 2007-2009
Fuente: datos del OVSPo del SGC

La figura 9 muestra la variación temporal de los valores *Q* y *f* entre enero de 2010 y abril de 2012. Se observa que durante el año 2010 se presentó el mayor incremento en el número de sismos tornillo registrados hasta la fecha (abril de 2012). Asimismo, se evidencia un aumento en el rango de valores de *Q*, comparados con los de periodos anteriores (100-400), los cuales variaron entre 100 y 1300. Tales cambios en los valores de *Q* parecen estar asociados a cambios en la frecuencia dominante de los eventos tornillos. Desde abril de 2010 existe una tendencia descendente en los valores de las frecuencias, de 6,1 a 3,7 Hz en agosto, fecha en la cual los valores de las frecuencias aumentaron nuevamente hasta llegar prácticamente a la misma frecuencia inicial (6,2 Hz).

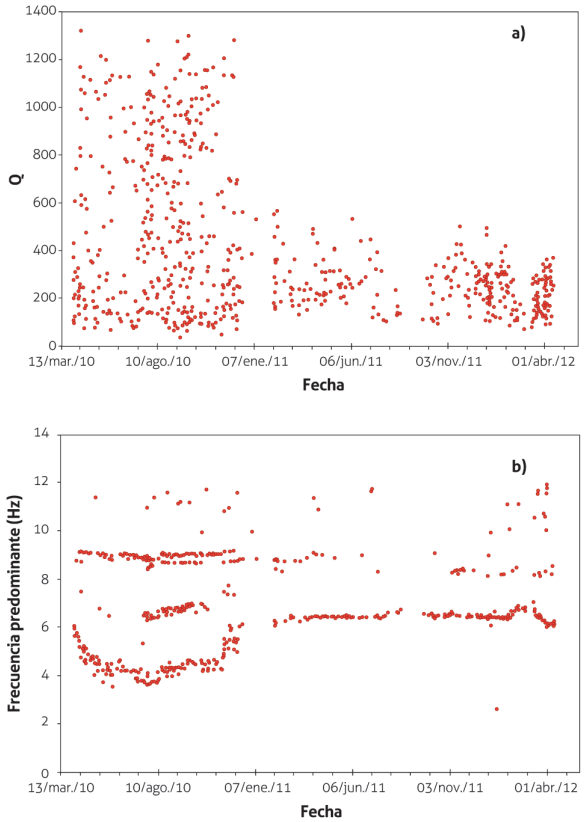


Figura 9. Variación temporal de a) *Q* y b) *f* para eventos tornillo en el volcán Puracé, 2009-2012
Fuente: datos del OVSPo del SGC

Entre enero de 2011 y abril de 2012 se presentó un descenso en los valores de *Q*, y el rango de variación retornó a valores situados entre 100 y 400, como en el primer periodo evaluado, al mismo tiempo que la mayor parte de las frecuencias dominantes se concentraron alrededor de 6 Hz. Adicionalmente, en ese mismo periodo se observaron frecuencias dominantes altas, por encima de 9 Hz; sin embargo, este comportamiento no afectó directamente los valores de *Q*.

Por otro lado, durante el 2010 se hizo evidente la ocurrencia de tres tipos de tornillo (figura 10), catalogados de acuerdo a su frecuencia predominante: tornillo monocromático, debido a la única frecuencia observada en la toda la serie de tiempo; tornillo de baja frecuencia, ya que en el inicio de la señal es claramente destacable una entrada con bajas frecuencias, muy parecida a la frecuencia de los sismos de largo periodo ocurridos en este volcán; tornillo modulado, así llamado porque en el espectro de frecuencias se detalla más de una frecuencia dominante, y fue posible observar que estos eventos presentaron altos valores de *Q*. En la figura 11 se observa concentración en tres grupos de eventos, aglomerados de acuerdo a la *f* y valores de *Q* que presentan en común. Los valores bajos, cuyas frecuencias oscilan entre 3,6 y 5,5 Hz, están asociados a valores bajos de *Q*; de igual forma ocurre con los valores intermedios, de frecuencias situadas entre los 6 y 8 Hz, que mantienen valores intermedios de *Q*; los eventos cuyas frecuencias predominantes oscilan entre los 8 y 9 Hz presentan los más altos de valores de *Q*.

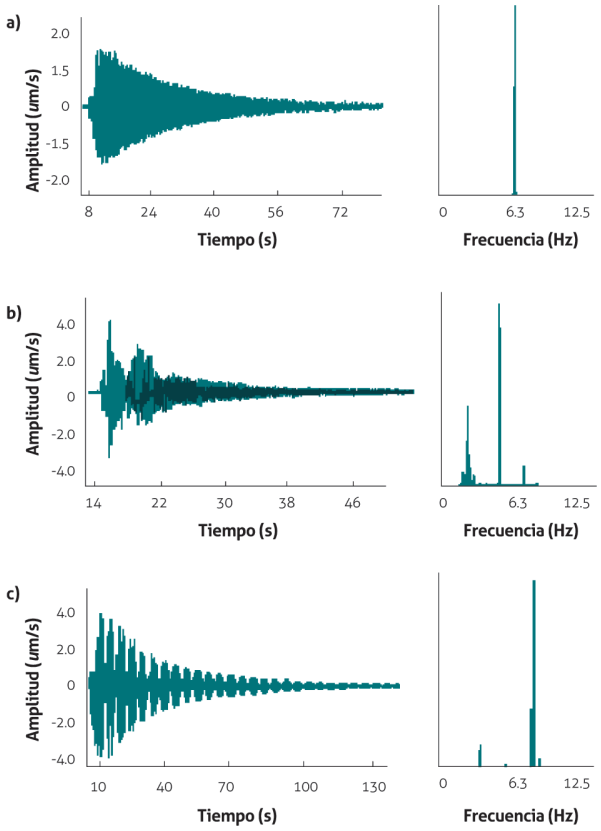


Figura 10. Clases de tornillos en el volcán Puracé: a) tornillo monocromático del 13 de mayo del 2009; b) tornillo de bajas frecuencias del 8 de mayo de 2010; c) tornillo modulado del 15 de julio del 2010
Fuente: datos del OVSPo del SGC

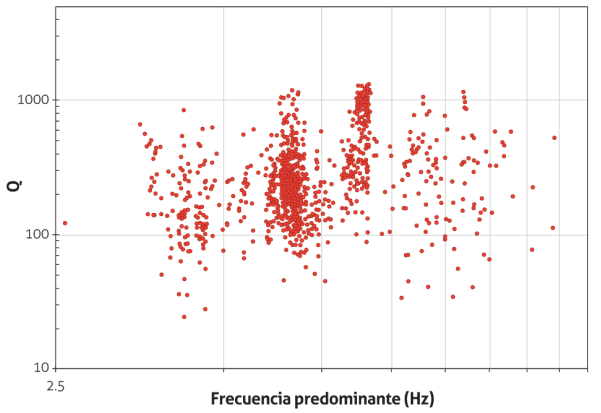


Figura 11. Relación de *f* vs. *Q* en sismos tipo tornillo ocurridos en el volcán Puracé. Ambos ejes están graficados en escala logarítmica. Nótese los diferentes grupos de eventos sísmicos tipo tornillo
Fuente: datos del OVSPo del SGC

3. Análisis e interpretación

En los primeros años, hasta antes del 2009, se observó que la recurrencia de sismos tipo tornillo era baja. Por lo general los valores de *Q* se mantenían fluctuantes en un mismo rango (100 y 400), la variación de la frecuencia dominante no fue significativa (6,4-8,6 Hz) y pocos tornillos presentaron frecuencias dominantes altas. En los periodos posteriores se detectaron cambios importantes, principalmente durante el año 2010, cuando el *Q* alcanzó valores de hasta 1300. Estos valores superan los *Q* observados en otros volcanes andesíticos, como el Galeras (Gómez y Torres, 1997) en Colombia, Cotopaxi, en Ecuador (Molina *et al.*, 2008) y Kusatsu-Shirane, en Japón (Kumagai *et al.*, 2002; Kumagai y Chouet, 1999). Simultáneamente, en el primer semestre del año 2010 se observaron variaciones en la frecuencia predominante, de 6,15 Hz, que disminuyó a 3,54 Hz, mientras que en el segundo semestre la frecuencia predominante cambió su tendencia y empezó a subir hasta llegar a valores cercanos a 6 Hz.

De acuerdo con el análisis realizado del factor *Q*, y utilizando los diagramas de Kumagai y Chouet (2000), *Q* en función de α/a vs. ρ_f/ρ_s (figura 12), es posible asegurar que en el volcán Puracé existe una grieta o un sistema de grietas en las que interactúan fluidos hidrotermales, como H_2O, vapor de agua, gas CO_2 y ceniza o algún otro tipo de material particulado.

Mientras que en el volcán Galeras el aumento de sismos tipo tornillo, junto con cambios en el factor *Q* y en las frecuencias dominantes han sido características que anuncian la salida de ceniza (Torres *et al.*, 1996; Gómez y Torres, 1997; Gómez *et al.*, 1999), en el volcán Puracé, a pesar de las variaciones encontradas en el valor de *Q* y en las frecuencia dominantes, desde 1977 no se tienen reportes de emisión de ceniza. Por esta razón se plantea que en lugar de ceniza, pueden ser partículas de azufre las que se mezclan con los fluidos hidrotermales, que a su vez están asociados con la actividad magmática del volcán.

Esta hipótesis se basa en la presencia de una zona mineralizada en la ladera NW del volcán Puracé (figura 4), que es explotada por minería tradicional y que probablemente atraviesa el sistema de conductos del volcán Puracé. De acuerdo con Megyesi (1962), la zona mineralizada está compuesta de tres bancos con límites irregulares:

el banco superior, donde la impregnación de azufre se presenta en tobas blancas de andesita cuarcítica, con un contenido de azufre del 25 %; el banco del centro, con tobas de dacita de color rojizo y un contenido de azufre promedio de 45 %; el banco inferior de la zona mineralizada, compuesto de tobas grises y andesitas arcillosas en descomposición y con un contenido de azufre nuevamente bajo, de 25 %, aproximadamente. El mismo autor propone que las emanaciones magmáticas ricas en H_2S ascienden a través del cráter, grietas, fracturas y fallas, y depositan azufre donde existen condiciones favorables, tales como presión, temperatura y oxígeno, entre otras. Y la principal falla responsable del proceso de la mineralización sería la falla del río Vinagre, por lo cual este proceso habría ocurrido a lo largo de dicha falla. En conclusión, Megyesi (1962) señala que la zona mineralizada se presenta en dos formas: depósitos primarios en tobas volcánicas y depósitos secundarios por el arrastre de los primeros. En este mismo sentido, en los bordes de las fumarolas (figura 4) es posible observar abundante depositación de azufre nativo.

Por otra parte, en muestreos geoquímicos se han encontrado altas concentraciones, tanto de SO_2 en las fumarolas como de SO_4 en las fuentes de aguas termales que se encuentran en el área de influencia del volcán Puracé y la cadena volcánica de los Coconucos. En el caso del SO_4, los mayores valores están en las fuentes más cercanas al edificio volcánico, y la cantidad de SO_2 en las fumarolas laterales ha superado el 80 % del contenido de la muestra (Sturchio *et al.*, 1993, resultados internos de laboratorio del Servicio Geológico Colombiano). Con base en lo expuesto, se sugiere que los gases que salen del interior del volcán pueden estar mezclados con abundantes partículas finas de azufre, que serían en parte las responsables de los valores altos de *Q* calculados en los sismos tipo tornillo del volcán Puracé.

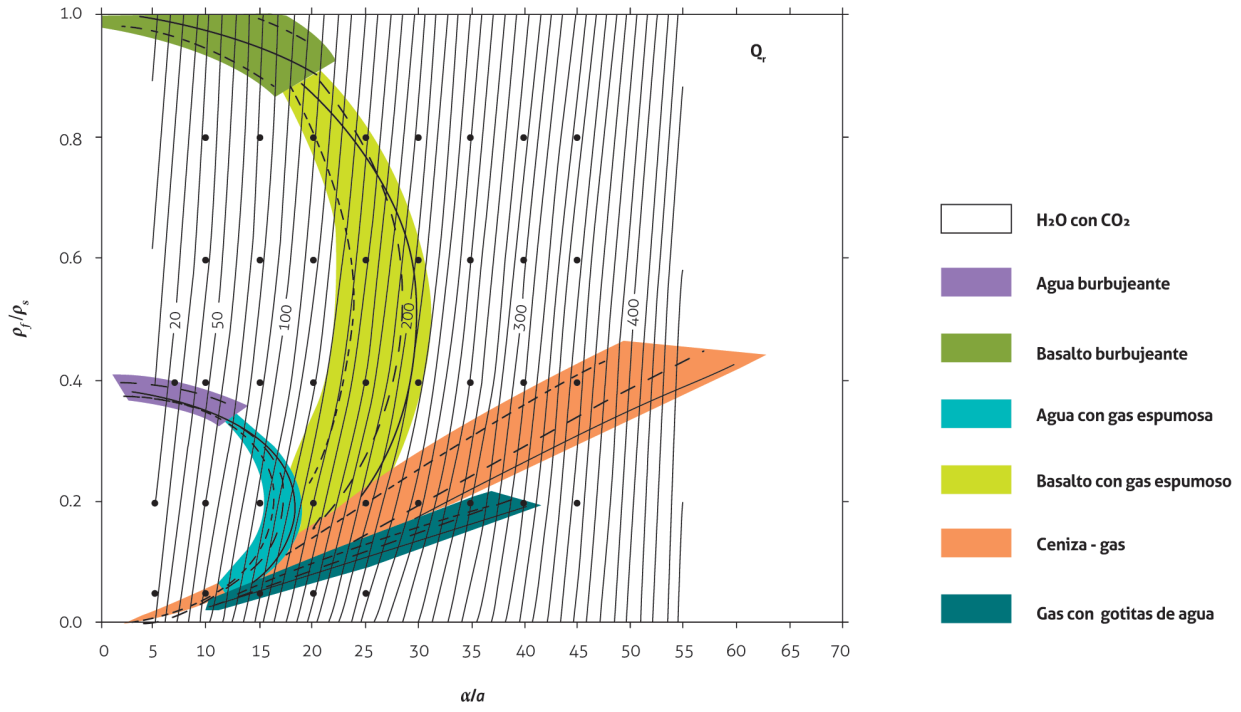


Figura 12. Diagramas de contornos de *Q* radiado (Qr) que dependen de α/a vs. ρ_f/ρ_s, donde α es la velocidad de la ondas *P* en el medio sólido, a es la velocidad del sonido en el fluido que circula dentro de la fractura, ρ_f es la densidad del fluido y ρ_s es la densidad de la roca encajonante. Dependiendo del valor de *Q* y de los valores de α/a y ρ_f/ρ_s, se puede inferir el fluido asociado a la resonancia del LP
Fuente: modificado de Kumagai y Chouet (2000)

Con el fin de definir la fuente que genera los sismos tipo tornillo, se calcularon tamaños de grietas a diferentes profundidades, cambiando las fracciones de gas que satisfacen los valores de frecuencia y *Q* encontrados en el presente estudio, utilizando los postulados de Aki *et al.* (1977, 1978) y Chouet (1992), dados por la siguiente ecuación:

$$c = \frac{bL}{\mu d}, \qquad (23)$$

donde *C* es la rigidez de la grieta, *b* es el módulo volumétrico del fluido, *L* es la longitud de la grieta, μ es la rigidez del sólido y *d* el espesor de la grieta. Para evaluar la fracción de gas existente dentro de las grietas se consideró un módulo volumétrico para un fluido de dos fases, gaseosa y líquida, definido por la siguiente ecuación (Gómez y Torres, 1997):

$$b = \frac{1}{[(1-\xi)b_l^{-1} + \xi b_g^{-1}]}, \qquad (24)$$

donde ξ es la fracción de volumen de gas, b_l y b_g son los módulos volumétricos del líquido y gas, respectivamente. Con estas formulaciones se obtuvieron modelos a diferentes valores de profundidad y tamaños de grietas diferentes, variando cada uno de los parámetros. Se asumieron valores de densidad de sólido de 2,5 g/cc, densidad del líquido de 2,4 g/cc, típicos de un material andesítico, valores de b_l situados entre 1,5 x 10^{10} y 3,9 x 10^6 Pa, b_g de 3,5 x 10^6 Pa, y un valor de μ de 1 x1 0^{11} Dyn/m^2.

Los valores que más se ajustaron a los datos observados de *Q* y *f*, y a la localización hipocentral de los tornillos, fueron longitudes de grieta, que varían entre 30 y 40 m, localizadas a profundidades de entre 350 y 500 m, aproximadamente, con fracciones de volumen de gas superiores al 80 % (figura 13 a, b).

En definitiva, se plantea un modelo conceptual en el que el fluido que genera la sismicidad de tipo tornillo consiste en una mezcla de vapor de agua, altas fracciones de gas y partículas de azufre mineralizado (figura 14). De acuerdo con la tomografía sísmica realizada en el volcán Puracé (Londoño y Santacoloma, en preparación), en el sector SW del cráter actual del volcán Puracé existe una zona de alimentación de magma que se extiende hasta los 6 km de profundidad, aproximadamente, que se presume libera pulsos de gas que interactúan con el sistema hidrotermal y los mantos mineralizados con azufre nativo. Teniendo en cuenta las localizaciones hipocentrales (figura 5), se sugiere que los tornillos son de carácter superficial y están localizados en el cráter del volcán, principalmente en los costados SW y SE, en un rango de profundidad que oscila entre los 300 y 900 m. Incluso este rango comprende las profundidades obtenidas del modelamiento (figura 13 a y b), lo que permite sospechar que existe una zona de grietas en ese rango de profundidades donde se estarían generando los sismos tipo tornillo.

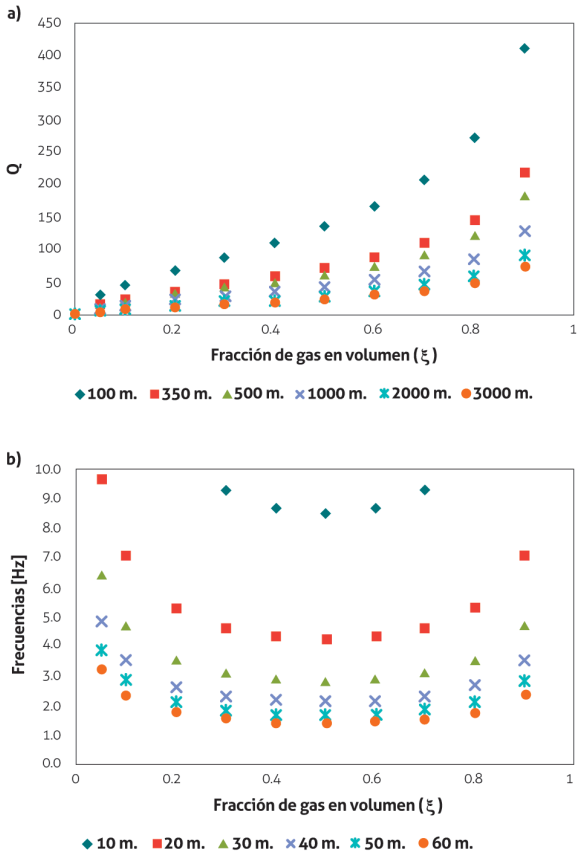


Figura 13. a) Variación del *Q* en una mezcla de líquido-gas en función de la fracción de gas y de la variación de las profundidades. b) Variación de la frecuencia en diferentes fracciones de gas y longitudes de grieta, modelado bajo consideraciones de Aki *et al.* (1977, 1978)
Fuente: datos del OVSPo del SGC

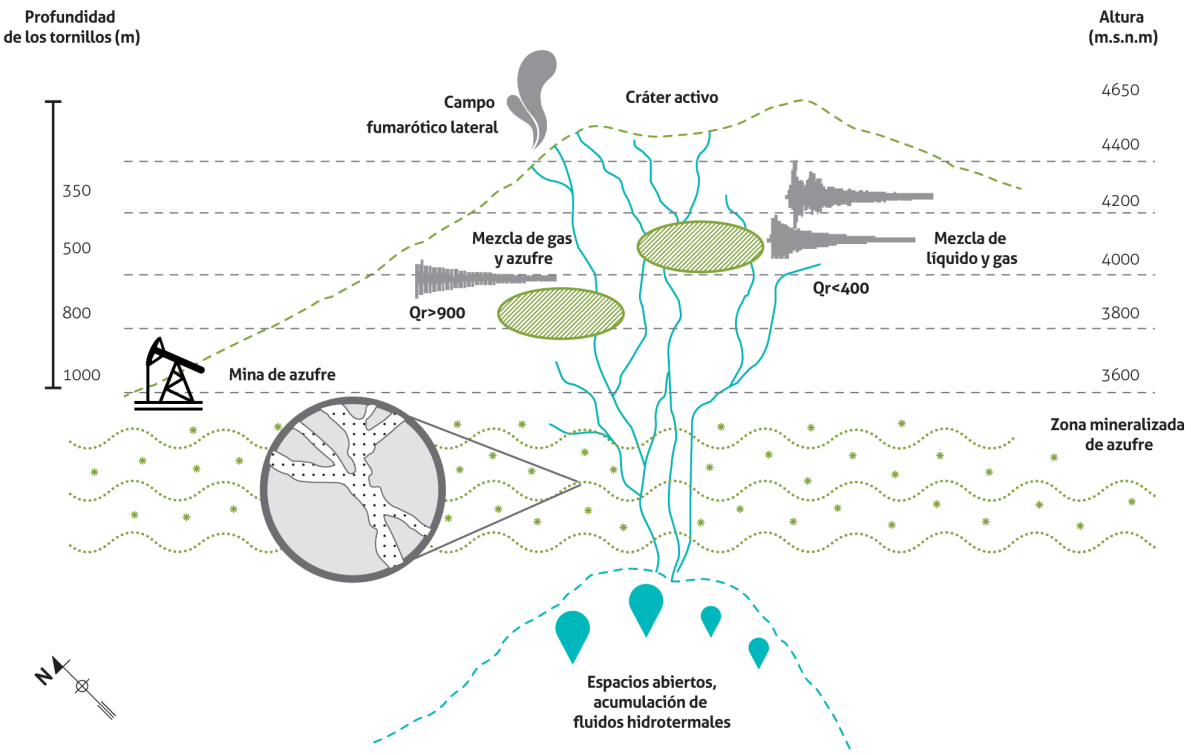


Figura 14. Modelo conceptual de la fuente que origina los sismos de tipo tornillo en el volcán Puracé
Fuente: datos del OVSPo del SGC

A partir del modelo anterior, es posible hacer algunas inferencias respecto a las variaciones temporales de los valores de *Q* y *f*. En el año 2010 se identificaron dos situaciones importantes (figuras 7 y 9): la primera es el descenso gradual que se presentó en las frecuencias hasta agosto de ese año y el incremento de las mismas registrado hasta diciembre. Los valores de *Q* aumentaron en el inicio de ese periodo y mantuvieron constante este comportamiento hasta el final del 2010. Este fenómeno se puede explicar cómo el incremento en la fracción de gas y en el material particulado, que también se vio reflejado en el descenso de la frecuencia, aunque no se puede descartar que se hayan presentado cambios en la geometría de la grieta. El segundo caso corresponde a la aparición de sismos con frecuencias constantes en el tiempo, alrededor de los 9 Hz y por encima de los 12 Hz. Los valores de *Q* correspondientes a estos sismos fueron los más altos registrados en el periodo de evaluación, lo que sugiere otro tipo de geometría y tipo de fluido, o cambios en la profundidad de los sismos, es decir, otra fuente sísmica diferente a la anterior.

En el primer caso expuesto (sismos con frecuencias dominantes por debajo de 6,1 Hz), de acuerdo con el modelo de Nakano y Kumagai (2005), en el volcán Kusatsu-Shirane cuando la frecuencia dominante disminuyó de 5 a 1 Hz y el *Q* se mantuvo constante con un valor promedio cercano a 100, el tamaño de la grieta aumentó debido a la presión global en el sistema hidrotérmico, como respuesta a un pulso de calor magmático. De igual manera puede interpretarse en el volcán Puracé, que la disminución de la frecuencia de 6,1 a 3,7 Hz y el valor constante de *Q* entre abril y agosto de 2010, está asociado a un crecimiento de la grieta; y el incremento de la frecuencia, y los constantes valores de *Q* entre agosto y diciembre pueden interpretarse como una disminución en su tamaño.

Por otro lado, en algunas áreas volcánicas se ha observado relación entre la ocurrencia de eventos tipo tornillo o de firma armónica con las actividades magmáticas e hidrotermales del volcán (Kumagai y Chouet, 1999). Para analizar la relación que existe entre la ocurrencia de sismos de tipo tornillo y otra clase de sismicidad, y la recarga del sistema hidrotermal por infiltración debida a los niveles de precipitación en el área de influencia del volcán Puracé se realizaron gráficas de comparación en la misma serie de tiempo (figura 15).

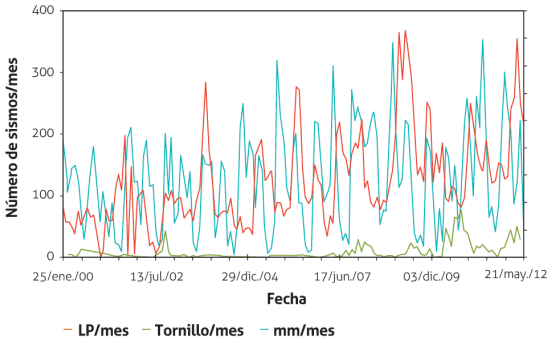


Figura 15. Relación entre precipitación, sismicidad de tipo Largo Periodo (LP) y tornillos, para el periodo comprendido entre enero de 2000 y abril de 2012
Fuente: datos del OVSPo del SGC e IDEAM

Los datos de precipitación fueron suministrados por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) de la estación denominada Coconuco, ubicada en cercanías del volcán Puracé (figura 3) (esta estación climatológica monitorea la corriente Coconuco desde noviembre de 1946). Se tomaron los valores totales mensuales de precipitación (mm). No obstante, no se encontró relación directa entre la ocurrencia de sismos de tipo tornillo y los valores máximos de precipitación, mientras que sí se pudo observar un patrón en la ocurrencia de sismos de LP. El registro de sismos tipo tornillo siempre está acompañado o precedido por la ocurrencia de sismos LP; incluso coinciden en algunos incrementos, lo que puede indicar que comparten características en el mecanismo de generación.

Con respecto a la precipitación, se espera tener los datos de una estación climatológica ubicada en el edificio volcánico para sacar conclusiones definitivas.

4. Conclusiones

- Se observó que en los últimos años el volcán Puracé presentó cambios notables en la actividad sísmica tipo tornillo. Mediante el análisis y seguimiento del *Q* y de las frecuencias dominantes correspondientes se logró caracterizar las fuentes generadoras y la geometría de las grietas internas. Principalmente, a partir de los altos valores de *Q*, las variaciones de la frecuencia y el alto contenido en la fracción de gas del fluido, se propone un modelo conceptual en el que el fluido que genera los eventos tipo tornillo está asociado a la actividad magmática del volcán Puracé, que libera pulsos de gas que interactúan con el sistema hidrotermal y las zonas mineralizadas con azufre nativo.
- La evolución temporal de *Q* mostró fluctuaciones de alrededor de 400, salvo el periodo de 2010, cuando el *Q* alcanzó valores de hasta 1300. Las frecuencias predominantes en el mismo periodo presentaron variaciones de 6,15 a 3,54 Hz en el primer semestre, y retorno a valores cercanos de 6 Hz al final del segundo semestre. Posiblemente este comportamiento esté asociado a cambios en el contenido del fluido, de más gaseoso a una mezcla de gas y mayormente material particulado (azufre mineralizado), y a cambios en los tamaños de las grietas en las que se generan los sismos tipo tornillo, que se estima tienen una longitud que varía entre 30 y 40 m, y se encuentran ubicadas a una profundidad que oscila entre 300 m y 900 m del fondo del cráter.
- Asumiendo que la fuente de los sismos tipo tornillo responde a un resonador de cavidad en forma de grieta rectangular, la cual es perturbada por el paso de un fluido. En el volcán Puracé, hasta la fecha los altos valores de la frecuencia pueden ser interpretados como longitudes de grietas cortas alrededor de 40 m, o hipocentros profundos de hasta 1 km para este tipo de sismos.
- Los comportamientos particulares de las tres clases de tornillo se han relacionado con la posible existencia de tres fuentes generadoras de estos sismos. El análisis evidenció una relación de ocurrencia entre los sismos tipo tornillo y los sismos LP; cabe resaltar que en el volcán existen mecanismos de presión

capaces de modificar la geometría de una grieta y los componentes del contenido hidrotermal de los conductos del volcán.

- El incremento en la ocurrencia de sismos de tipo tornillo en el volcán Puracé no parece estar ligada a la precipitación o a condiciones ambientales. Se esperan los datos de una estación climatológica que esté localizada cerca de la fuente de los sismos tipo tornillo.
- El registro de eventos tipo tornillo y las variaciones encontradas en cuanto al número de eventos y los parámetros característicos, como *Q* y *f*, corresponden a un estado de reposo. Si el volcán evoluciona a un estado de mayor actividad y presenta variaciones en los niveles de los parámetros derivados de la vigilancia que indiquen que el volcán está por encima del umbral base, se espera igualmente detectar cambios significativos en los parámetros señalados en este estudio.

Referencias bibliográficas

Aki, K., Fehler, M. y Das, S. (1977). Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 kilauea eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(3), 259-287. Doi: 10.1016/0377-0273(77)90003-8.

Aki, K., Chouet, B., Fehler, M., Zandt, G., Koyanagi, R. y Colp, J. (1978). Seismic properties of a shallow magma reservoir in Kilauea Iki by active and passive experiments. *Journal of Geophysical Research*, 83(B5), 2273-2282. Doi: 10.1029/JB083iB05p02273.

Aki, K. y Koyanagi, R. (1981). Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 86(B8), 7095-7109. Doi: 10.1029/JB086iB08p07095.

Cardona, C. (1998). *Caracterización de fuentes sísmicas en el volcán Puracé* (tesis de pregrado). Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.

Chouet, B. (1988). Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4375-4400. Doi: 10.1029/JB093iB05p04375.

Chouet, B. (1992). A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. In P. Gasparini, R. Scarpa, y K. Aki (Eds.), *Volcanic Seismology*. Berlin: Springer-Verlag.

Espinosa, A. (2011). *Enciclopedia de desastres naturales históricos de Colombia: erupciones históricas de los volcanes colombianos, 1550-2000*. Bogotá: Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales y Universidad del Quindío.

Gómez, D. y Torres, R. (1997). Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77(1-4), 173 -193. Doi: 10.1016/S0377-0273(96)00093-5.

Gómez, D., Torres, R., Seidl, D., Hellweg, M. y Rademacher, H. (1999). Tornillo seismic events at Galeras volcano, Colombia: A summary and new information from broadband three-component measurements. *Annali di Geofisica*, 42(3), 365-378.

Lee, W. y Lahr, J. (1985). *HYPO71PC: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion patter of local earthquakes*. Report. U. S. Geological Survey.

Kamazawa, M., Imanishi, Y., Fukao, Y., Furamoto, M. y Yamamoto, A. (1990). A theory of spectral analysis based on the characteristic property of a linear dynamic system. *Geophysical Journal International*, 101(3), 613-630. Doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb05574.x.

Konstantinou, K. (2015). Tornillos modeled as self-oscillations of fluid filling a cavity: application to the 1992-1993 activity at Galeras volcano, Colombia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 238, 23-33. Doi: 10.1016/j.pepi.2014.10.014.

Kumagai, H. y Chouet, B. (1999). The complex frequencies of long-period events seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. *Geophysical Journal International*, 138(2), F7-F12. Doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x.

Kumagai, H. y Chouet, B. (2000). Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids. *Journal of Geophysical Research*, 105(B11), 25493-25512. Doi: 10.1029/2000JB900273.

Kumagai, H. y Chouet, B. (2001). The dependence of acoustic properties of a crack on the resonance mode

and geometry. *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3325-3328. Doi: 10.1029/2001GL013025.

Kumagai, H., Chouet, B. y Nakano, M. (2002). Temporal evolution of a hydrothermal system in Kusatsu-Shirane volcano, Japan, inferred from the complex frequencies of long-period events. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), ESE9-1-ESE9-10. Doi: 10.1029/2001JB000653.

Megyesi, I. (1962). *Estudios sobre los depósitos de azufre en la mina El Vinagre, Puracé*. Informe. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Milluzzo, V., Cannata, A., Alparone, S., Gambino, S., Hellweg, M. y Montalto, P. (2010). Tornillos at vulcano: Clues to the dynamics of the hydrothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(3-4), 377-393. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.022.

Molina, I., Kumagai, H., García Aristizábal, A., Nakano, M. y Mothes, P. (2008). Source process of very long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 119-133. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019.

Monsalve, M. y Pulgarín, B. (1992). *Mapa geológico preliminar de los productos proximales de la cadena volcánica de los Coconucos*. Informe interno. Bogotá: Ingeominas.

Monsalve, M. y Pulgarín, B. (1993). Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Puracé. *Revista Ingeominas*, 1(2), 3-27.

Monsalve, M., Pulgarín, B., Narváez, B., Aguirre, P. y Laverde, C. (2012). *Geología y estratigrafía del volcán Puracé actual, Colombia*. Informe interno. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Nakano, M. y Kumagai H. (2005). Response of a hydrothermal system to magmatic heat inferred from temporal variations in the complex frequencies of long-period events at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 147(3-4), 233-244. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.04.003.

Seidl, D., Hellweg, M., Rademacher, H., Gómez, D. y Torres, R. (1999). The anatomy of a tornillo: puzzles from three-component measurements at Galeras volcano (Colombia). *Annali di Geofisica*, 42(3), 355-364. Doi: 10.4401/ag-3724.

Sturchio, N., Williams, S. y Sano, Y. (1993). The hydrothermal system of volcán Puracé, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 55(4), 289-296. Doi: 10.1007/BF00624356.

Torres, R., Gómez, D. y Gómez, M. (1996). Unusual seismic signals associated with the activity at Galeras volcano, Colombia, from July 1992 to September 1994. *Annali di Geofisica*, 39(2), 299-310. Doi: 10.4401/ag-3975.

Torres, R., Gómez, D., Ortega, A. y Dieter, S. (2002). *Señales sísmicas tipo tornillo en Galeras y otros vocanes activos, Colombia*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, Observatorio Sismológico de Quindío e Ingeominas.

Yamamoto, A., Kumazawa, M., Fukao, Y., Furumoto, M. y Mizutani, H. (1986). Spectral analysis by the Sompi method (en japonés). *Nagoya University News*, 17, 293-320.



Volcán Galeras / SGC - Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto /2006

VARIACIÓN TEMPORAL DE LA ATENUACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN PURACÉ, COLOMBIA

TEMPORAL VARIATION IN THE SEISMIC WAVE ATTENUATION AT PURACÉ VOLCANO, COLOMBIA

John Makario **Londoño**[1], Andrés Hernando **Narváez**[2], Diana Marcela **Quintero**[3]

* Email de correspondencia: jmakario@sgc.gov.co

Recibido: 11/08/2017

Aceptado: 15/01/2018

Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Londoño, J. M., Narváez, A. H. y Quintero, D. M. (2018). Variación temporal de la atenuación de ondas sísmicas en la región del volcán Puracé, Colombia. *Boletín Geológico*, 44, 75-88.

RESUMEN

Se realizó un estudio de atenuación de ondas sísmicas en la región del volcán Puracé (VP), Colombia, mediante el cálculo del inverso del parámetro coda *Q* para sismos volcano-tectónicos registrados en el período 2006-2015. Para el cálculo de coda *Q* fueron seleccionados 310 sismos con localizaciones de alta calidad.

Los resultados mostraron que los valores de *Q* en la zona del VP son, en general, bajos, lo que indica alta atenuación en dicha región. Adicionalmente, se relacionaron los datos de atenuación (Q^{-1}) con valores de V_p/V_s para determinar la relación $Q_p{}^{-1}/Q_s{}^{-1}$. Se encontraron valores bajos en la relación $Q_p{}^{-1}/Q_s{}^{-1}$, los cuales pueden estar asociados a la presencia de fluidos en fase líquida y, en menor proporción, a fluidos en estado gaseoso en la parte superficial del volcán, que afectan el sistema hidrotermal y que pueden ser fuentes generadoras de la sismicidad asociada a la actividad de fluidos (sismo tipo "tornillo", TO, y largo período, LP). Se sugiere que la actividad actual del VP está controlada por el sistema hidrotermal, con poca influencia del sistema magmático.

El parámetro $Q_p{}^{-1}/Q_s{}^{-1}$ puede ser usado como indicador de aumento o disminución del contenido de gas en el sistema hidrotermal del volcán, lo que lo convierte en una herramienta útil para el monitoreo rutinario del VP.

Palabras clave: Coda *Q*, atenuación ondas sísmicas, *Vp/Vs*, actividad sísmica, volcán Puracé, *Qp/Qs, Vp/Vs.*

ABSTRACT

A seismic wave attenuation study was performed for volcano-tectonic earthquakes at Puracé volcano (PV), Colombia, for the period of 2006-2015 by using the inverse of coda *Q* (Q^{-1}) of coda waves. A total of 310 high-quality earthquakes were used for the analysis.

1 Ph. D. en Geofísica. Servicio Geológico Colombiano

2 Geógrafo. Servicio Geológico Colombiano

3 Geóloga. Servicio Geológico Colombiano

The results showed low *Q* values for PV suggesting high attenuation in this region. Additionally, *Q* values were related to V_p/V_s data to calculate Q_p^{-1}/Q_s^{-1} ratios. Low Q_p^{-1}/Q_s^{-1} ratios were found, and they were associated with fluids predominantly in the liquid phase rather than in the gaseous phase located at shallow parts of the PV, which affected the hydrothermal system producing LP and "Tornillo"-type volcano earthquakes. It is inferred that the recent activity of PV is driven by the hydrothermal system, with a small influence from the magmatic system.

The Q_p^{-1}/Q_s^{-1} ratio can be used as a marker for changes in gas content in the hydrothermal system, becoming a useful tool for routine monitoring tasks at PV.

Key words: Coda *Q*, seismic wave attenuation, *Vp/Vs*, seismicity, Puracé volcano, *Qp/Qs*.

1. Introducción

La atenuación de las ondas sísmicas es un parámetro sísmico importante para el estudio de la corteza terrestre y, en particular, para el estudio de zonas volcánicas. Este parámetro puede ser calculado mediante diferentes técnicas y métodos, siendo el más utilizado el que utiliza el parámetro conocido como *coda Q*. El método de Aki y Chouet (1975), conocido como "single scattering", o dispersor único, que asume la ubicación de la fuente y del receptor en el mismo sitio, se popularizó por su simplicidad y practicidad para el cálculo de la coda *Q*, cuyo inverso, Q^{-1}, es la atenuación de una señal sísmica en el tiempo. Posteriormente, Sato (1977) modificó este método y consideró la separación fuente-receptor, y lo denominó "isotropic single scattering", o dispersor único isotrópico.

Desde entonces, el cálculo de coda *Q* ha sido aplicado en diferentes zonas del mundo para conocer la atenuación de las ondas sísmicas, particularmente en la corteza terrestre, donde se presentan diferentes ambientes tectónicos y geológicos (Roecker *et al*., 1982; Singh y Hermann, 1983; Pulli, 1984; Gusev y Lemzikob, 1985; Phillips y Aki, 1986; Ambeh y Fairhead, 1989; Kvamme y Havskov, 1989). Algunos estudios han sugerido que la coda Q varía antes de la ocurrencia de sismos y erupciones volcánicas, y que como tal podría considerarse como un premonitorio (Jin y Aki, 1986; Fehler *et al*., 1988; Londoño, 1996; Tusa *et al*., 2004; Giampicolo *et al*., 2007). En la industria petrolera ha sido una práctica común usar la atenuación sísmica como un poderoso parámetro para diferenciar gas de petróleo (Prasad *et al*., 2004; Zhand y Stewart, 2007; Hermana *et al*., 2014).

Diferentes estudios de atenuación sísmica se han llevado a cabo en zonas volcánicas para conocer tanto la estructura interna como para detectar variaciones temporales de este parámetro asociados a cambios en la actividad volcánica (Ortiz *et al*., 1992; Bianco *et al*., 1999; Del Pezzo *et al*., 1996; Wegler y Luhr, 2001; Londoño y Sudo, 2002; Del Pezzo, 2008; De Siena *et al*., 2014). Se ha establecido que el valor de coda *Q*, para muchas regiones, es muy similar o cercano al componente de absorción intrínseca del medio (*Q* intrínseco) para ciertas bandas de frecuencia (Londoño, 1996; Londoño y Sudo, 2002), razón por la cual es muy sensible a cambios de temperatura, presión de poros o presencia de gas o fluidos en el medio, aspecto que hace que el cálculo de coda *Q* sea muy apropiado para zonas volcánicas (Gao, 1992; Del Pezzo, 2008). Las variaciones temporales de este parámetro pueden ayudar en la interpretación y comprensión de la actividad volcánica, especialmente en modificaciones del medio debidas tanto a actividad hidrotermal o magmática (Fehler *et al.*, 1988; Londoño y Sudo, 2002; Yamamoto y Sato, 2010; De Siena *et al*., 2014), como a las variaciones en el campo de esfuerzos (Jin y Aki, 1986; Guo *et al*., 2009).

En Colombia se han realizado varios estudios sobre coda *Q* en zonas volcánicas, particularmente en el volcán Nevado del Ruiz y en el volcán Galeras, dos de los más activos de dicho país (Londoño, 1996; Londoño y Sudo, 2002; Lacruz *et al*., 2009; Vargas *et al*., 2012). El volcán Puracé (VP) es un estrato volcán activo (4650 msnm) que se encuentra localizado en el departamento del Cauca, Colombia, en las coordenadas geográficas 2° 19' 01 N y 76° 23' 53 W, a una distancia de 26 km al SE de Popayán. Es el extremo noroccidental de la cadena volcánica de los Coconucos, compuesta por quince centros eruptivos alineados con una orientación N 39° W, la mayoría de ellos sobre el trazo de la falla Coconucos. Su edificio tiene forma de cono truncado con laderas de 30° de in-

clinación, presenta un cráter interno y otro externo, concéntricos, de 500 y 900 m de diámetro, respectivamente. La actividad fumarólica se concentra en el interior del cráter, principalmente en una gran grieta que atraviesa el fondo; también hay un gran campo fumarólico en el flanco externo NW del volcán (fumarola lateral). Estudios geológicos recientes revelan una historia eruptiva caracterizada por actividad predominantemente explosiva, cuyos productos principales han sido lavas andesíticas, flujos piroclásticos, piroclastos de caída y flujos de lodo. Esta actividad ha sido reportada a partir de 1801, y se han descrito desde 1827 al menos quince episodios eruptivos bien documentados, que han ocasionado daños materiales y pérdidas de vidas. La última erupción menor considerada ocurrió en marzo de 1977, asociada a salida de cenizas (Espinosa, 2001). En la zona se observan dos sistemas de fallas: sistema de fallas de Moras y sistema de fallas Coconucos. El primero tiene una dirección NE y cruza la base del edificio volcánico del VP; el segundo, con dirección NW, similar a la orientación de la cadena volcánica (Monsalve, 1996; Monsalve y Pulgarín, 1999).

En la actualidad el VP presenta actividad sísmica permanente, además de la presencia de una columna de vapor y gases. En la última década se ha incrementado su actividad sísmica, caracterizada por la ocurrencia de sismos volcano-tectónicos y sismos asociados a actividad de fluidos, particularmente de tipo "tornillo" (figura 1). Este estudio se enfoca en el análisis temporal de la atenuación sísmica en el VP y su relación con la actividad, con miras a aumentar el conocimiento de dicho volcán y a contribuir a mejorar las tareas de monitoreo continuo.

2. Método, datos y procesamiento

El método usado en este estudio para calcular la atenuación de las ondas sísmicas (inverso de Q, o Q^{-1}) asume que las ondas coda son ondas S y ondas S retrodispersadas desde heterogeneidades distribuidas aleatoriamente (Aki y Chouet, 1975). Además, se considera la separación entre la fuente sísmica y la estación o receptor, que es básicamente la diferencia entre los métodos de Aki y Chouet (1975) y Sato (1977). Una forma linealizada del modelo de dispersión simple de Sato (1977) se puede escribir así:

$$b = \frac{w}{Q} \qquad k\left(\frac{t}{t_s}\right) = \left(\frac{t}{t_s}\right) ln\left[\frac{t + t_s}{t - t_s}\right]$$

donde

As es la máxima amplitud de las ondas S, $A(t)$ es la amplitud promedio tomada en el tiempo t y medida desde el origen del sismo, t_s es el tiempo de viaje de la onda S, w es la frecuencia angular, C es una constante y Q es el factor de calidad. A partir de la pendiente b es posible calcular Q por medio del ajuste de la ecuación (1), usando técnicas de mínimos cuadrados. La figura 1 muestra un ejemplo del cálculo de coda Q.

El monitoreo de la actividad del volcán Puracé se viene realizando de forma permanente, en tiempo real, desde hace veinte años. El volcán cuenta actualmente con una red sismológica telemétrica compuesta por siete estaciones sísmicas. Las estaciones COND y MINA se seleccionaron para el cálculo de coda Q por poseer el registro más continuo en el tiempo, tener mejor calidad de la señal y estar ubicadas relativamente cerca y en el mismo sector del volcán y con condiciones de sitio similares (Raigosa, 2017, comunicación personal) para evitar posibles cambios en coda Q asociados a la ubicación de la estación (figura 2). Los sismos usados para la realización de este trabajo corresponden a la base de datos del volcán Puracé del Servicio Geológico Colombiano (SGC) en el período 2006-2015 (figura 3). Se seleccionaron 310 sismos volcano-tectónicos (VT) de alta calidad para el cálculo de coda Q (figura 4) que cumplieron con los siguientes criterios de selección: localización hipocentral con RMS menor a 0,1 s y error horizontal y vertical menor a 1,0 km; duración mayor a 20 s, sismos en un rango de profundidades entre 0 y 12 km cuya relación señal/ruido de la coda fuera superior a 2, y que no estuvieran saturados.

Siguiendo la metodología de Londoño (1994), se calculó el valor de coda Q en las bandas de frecuencias centradas en 6 y 12 Hz aplicando un filtro pasa banda Butterworth, y se tomó el RMS de la porción de la coda a partir de dos veces el tiempo de viaje de la onda S, en ventanas de 1,5 s hasta donde el RMS de la amplitud de la coda del sismo en esa ventana fuera superior a dos veces el ruido de fondo (figura 1). Para el análisis de los resultados se usó la atenuación, o el inverso de Coda Q, Q^{-1}. La escogencia de los rangos de frecuencias se basa en trabajos anteriores en zonas volcánicas y en el enfoque que

tiene este trabajo, que busca encontrar cambios en la atenuación debidos a heterogeneidades del orden de decenas de metros a un par de centenares de metros, que corresponderían a las frecuencias seleccionadas (centradas en 6 y 12 Hz). Otros trabajos sobre coda *Q* en zonas volcánicas se han realizado usando bandas de frecuencia similares a las analizadas en este estudio (Fehler *et al.*, 1988; Londoño y Sudo, 2002; Yamamoto y Sato, 2010; De Siena *et al.*, 2014). Por otra parte, se escogieron promedios mensuales para el análisis estadístico de los datos, siguiendo la metodología usada por Londoño y Sudo (2002) para el volcán Nevado del Ruiz; ellos establecieron que en una ventana (promedio) de treinta días se podían observar más claramente variaciones temporales de coda *Q* asociadas a cambios en las condiciones internas del volcán y en el contenido de gas, o a la relación de aspectos de los poros, etc., en lugar de promedios quincenales, semanales o de otro lapso de tiempo. No obstante, vale la pena mencionar que se podrían usar otros rangos de tiempo, pero en este trabajo se escogieron promedios mensuales.

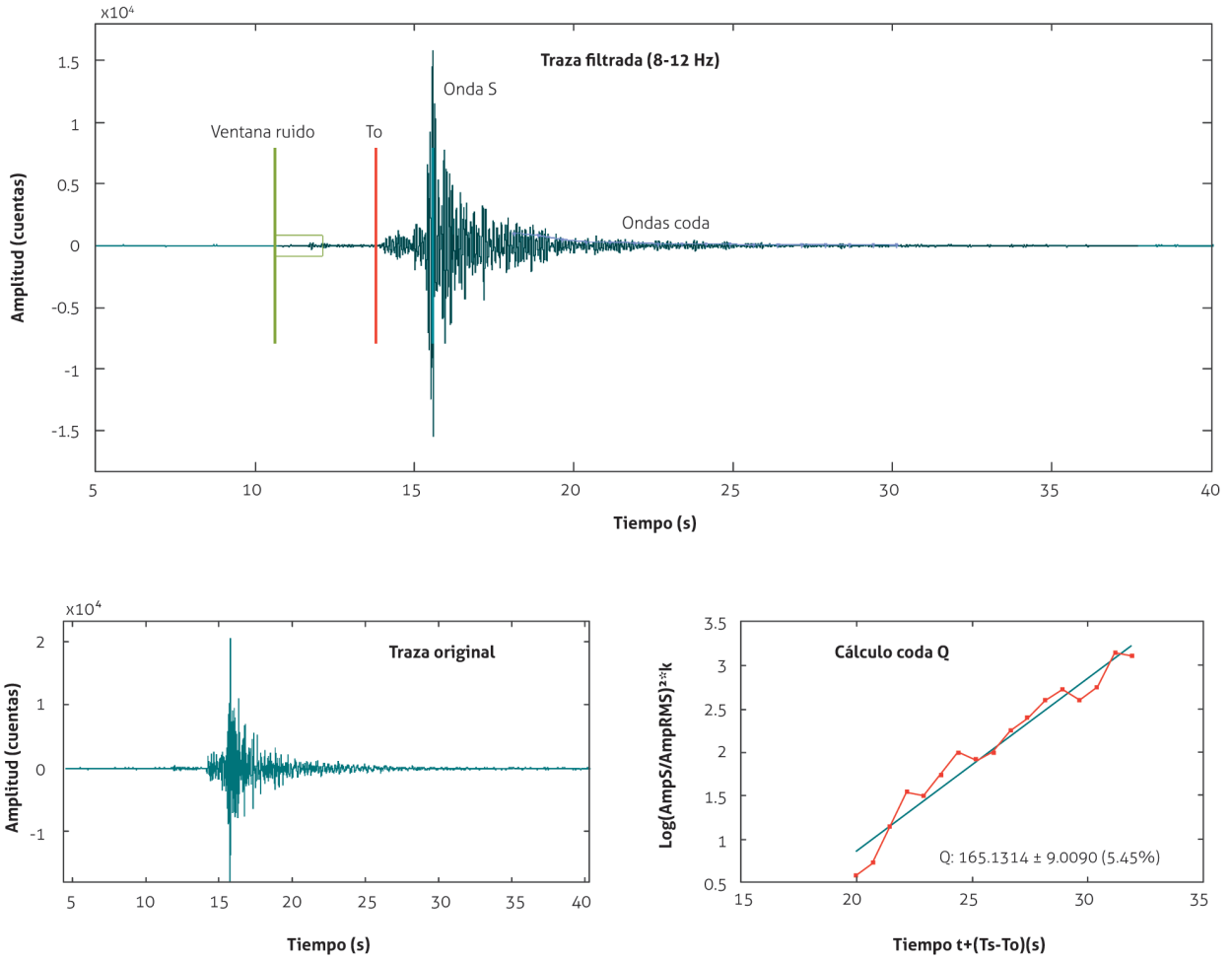


Figura 1. Ejemplo de cálculo de coda *Q* para un sismo VT en el volcán Puracé. En la ventana inferior izquierda se muestra la traza original. En la ventana superior se muestra la traza filtrada usando un filtro pasa banda Butterworth, en la banda de frecuencias centrada en 6 Hz. T_o = tiempo de origen del sismo. La línea fucsia en la ventana superior representa la porción denominada ondas coda (porción de la señal sísmica después de dos veces el tiempo de viaje de la onda *S*, iniciando en T_o). La ventana de ruido de fondo (barra y recuadro verde) se usó para delimitar hasta dónde se registran las ondas coda (mayor a 2 veces el RMS de la amplitud de la ventana de ruido). El cálculo de *Q* se realiza ajustando la curva del logaritmo de los valores de RMS de la amplitud corregidos por la distancia fuente-receptor *versus* el tiempo transcurrido ("lapse time") desde dos veces el tiempo de viaje de la onda S, y calculando la pendiente de dicho ajuste (ventana inferior derecha)
Fuente: autores

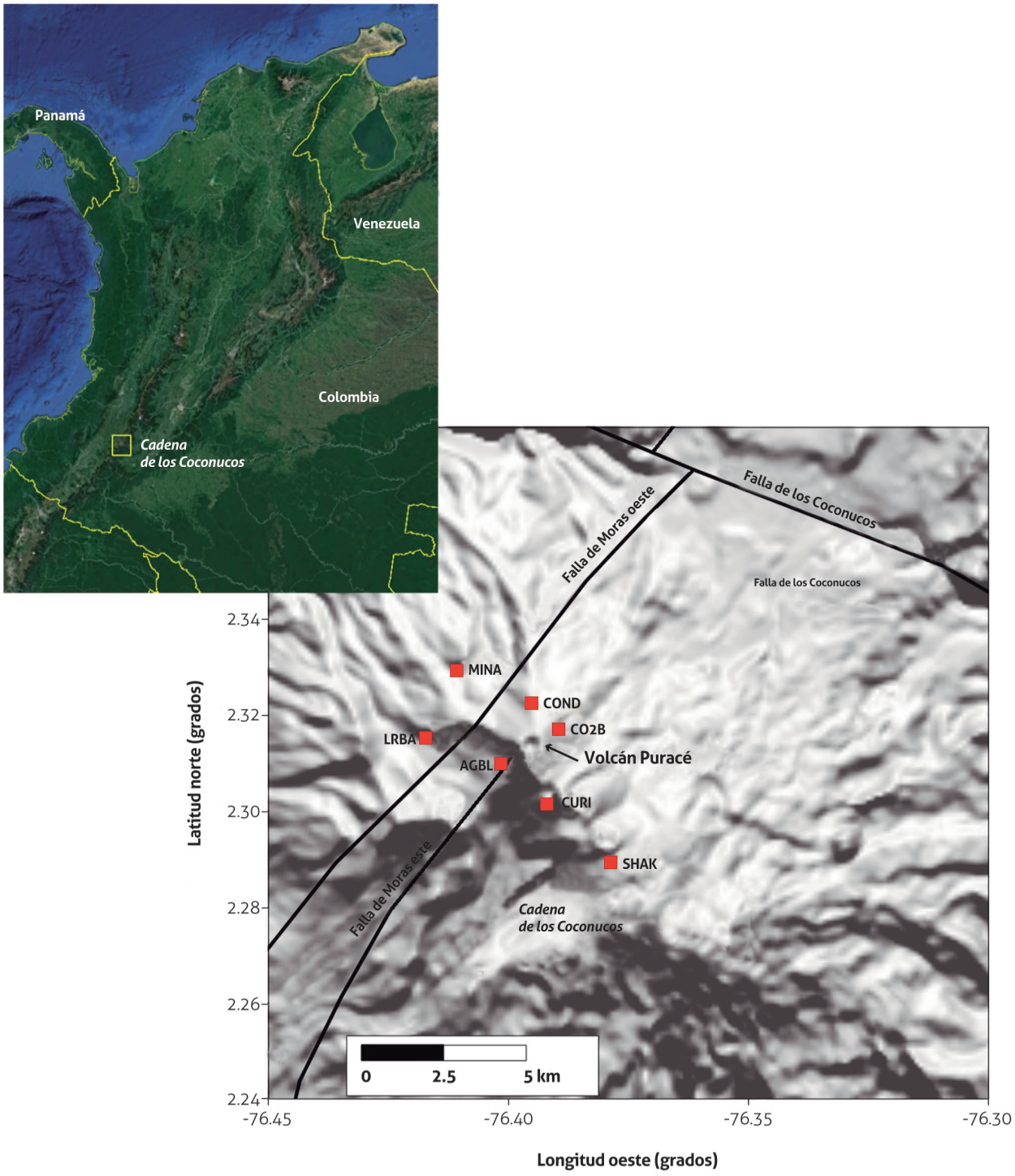


Figura 2. Mapa de localización y red sísmica actual (cuadros rojos) del volcán Puracé. Las estaciones COND y MINA se usaron para el análisis de coda *Q*. Las líneas negras gruesas representan fallas geológicas
Fuente: autores. Imagen satelital: Google.com

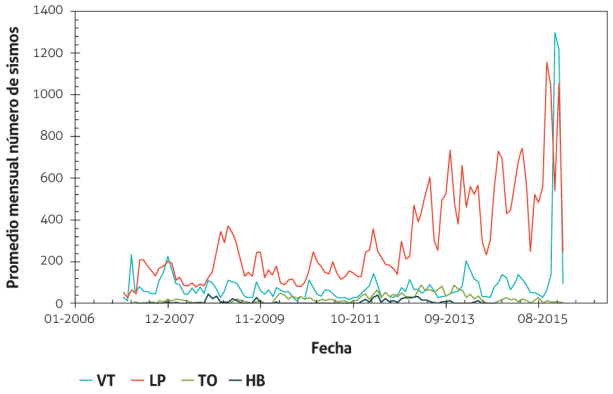


Figura 3. Promedios mensuales de series de tiempo de número de sismos volcánicos ocurridos en el volcán Puracé, 2006-2015. VT = volcano-tectónico, LP = largo período, TO = sismos tipo "tornillo", HB = sismos híbridos (mezcla de VT y LP)
Fuente: autores

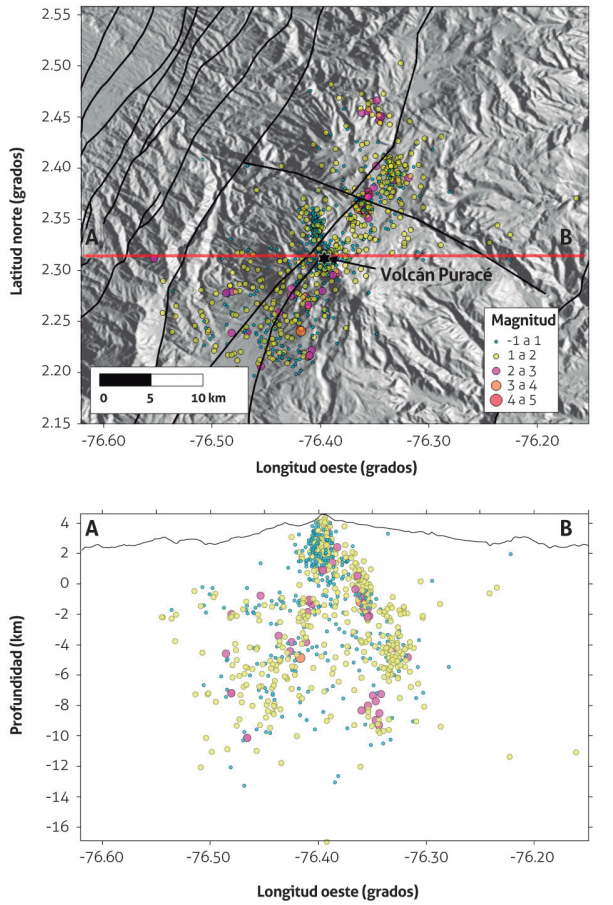


Figura 4. Localización de sismos VT del volcán Puracé usados para el análisis de coda *Q*. Arriba, epicentros; abajo, hipocentros mostrados según perfil AB. Los triángulos representan estaciones sísmicas, y la estrella, la localización del cráter del VP. Las líneas gruesas negras representan fallas geológicas
Fuente: autores

3. Resultados

Antes de realizar cualquier análisis de los resultados obtenidos se verificó que las posibles variaciones temporales de Q^{-1} no se debieran a efectos de la localización hipocentral (Londoño y Sudo, 2002). Se hicieron pruebas en las que se graficó la latitud, la longitud y la profundidad con el tiempo, y no se observó ninguna tendencia, lo que confirma que si se registran cambios temporales en Q^{-1} en el VP, se deben a una causa diferente a la ubicación espacial (fig. 5). Por otra parte, se analizó la influencia de la banda de frecuencias usada sobre los resultados de Q^{-1}. La figura 6 muestra la comparación entre las series de tiempo de Q^{-1} en las frecuencias centradas en 6 y 12 Hz en las estaciones COND y MINA. No se observaron mayores variaciones entre una banda y otra en ambas estaciones. La correlación entre bandas de frecuencia arrojó un coeficiente de correlación r = 0,65 en la estación COND, y r = 0,55 en la estación MINA. De acuerdo con trabajos anteriores realizados en zonas volcánicas, la banda de frecuencia centrada en 12 Hz es apropiada para analizar posibles cambios en coda Q asociados a cambios internos en el volcán debidos a absorción intrínseca del medio y a dispersores de tamaño pequeño (Fehler *et al.*, 1988; Londoño, 1994; Londoño y Sudo, 2002); por tal razón, se escogió la banda de frecuencia centrada en 12 Hz para el análisis de coda Q en el VP.

La figura 7 muestra la variación temporal de Q^{-1} de cada sismo seleccionado en el período 2006-2015, ocurridos en el volcán Puracé y registrados en las estaciones COND y MINA en la banda de frecuencias centrada en 12 Hz. En esta figura se puede observar que los valores de Q^{-1} varían en un amplio rango, entre 0,0025 y 0,017, y que no hay una tendencia temporal. Con miras a detectar un posible cambio o tendencia más general, se procedió a calcular el promedio mensual de Q^{-1}. La figura 8 muestra la comparación del promedio mensual de Q^{-1} con el número mensual de sismos asociados a la actividad de fluidos en el sistema volcánico (tipo largo período, LP + TO).

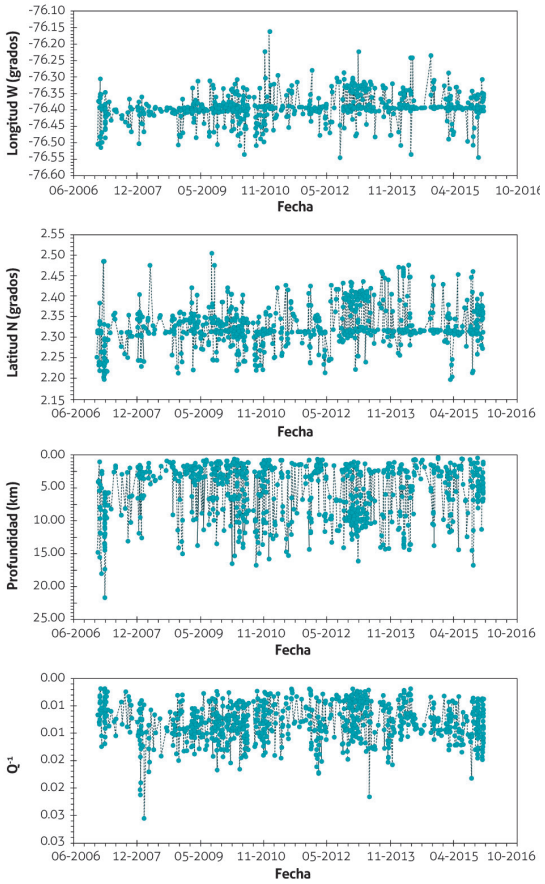


Figura 5. Comparación temporal de la localización hipocentral (latitud, longitud, profundidad) y Q^{-1} en la estación COND
Fuente: autores

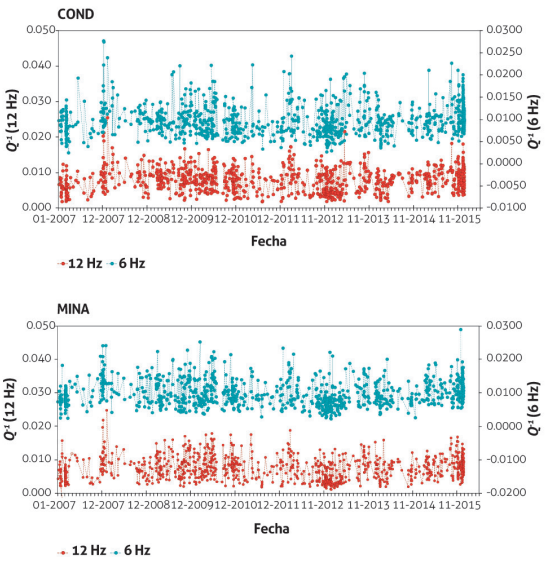


Figura 6. Comparación de series de tiempo de valores de coda *Q* en las bandas de frecuencia centradas en 6 y 12 Hz en las estaciones COND y MINA
Fuente: autores

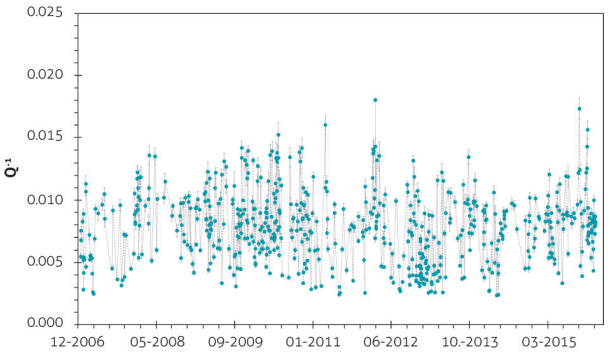


Figura 7. Variación temporal de Q^{-1} para el volcán Puracé. Promedio de Q^{-1} de cada sismo analizado en las estaciones COND y MINA con la banda de frecuencias centrada en 12 Hz. Las líneas verticales sobre los picos representan el error estándar. Nótese que los valores de los errores son bajos, menores al 10 %
Fuente: autores

En esta figura es posible observar un comportamiento oscilatorio de Q^{-1} a lo largo del tiempo sin presentar una relación clara con el número de sismos LP, aun cuando la ocurrencia de estos se incrementó en promedio en un poco más del doble a partir de agosto de 2012. Por otra parte, parecen existir algunas variaciones temporales significativas de Q^{-1}. Estos cambios en Q^{-1} se representan en la figura 8 con franjas de colores, cuyos valores están entre dos niveles, uno por encima del promedio más la desviación estándar de Q^{-1}, y otro por debajo del promedio más o menos la desviación estándar de Q^{-1}.

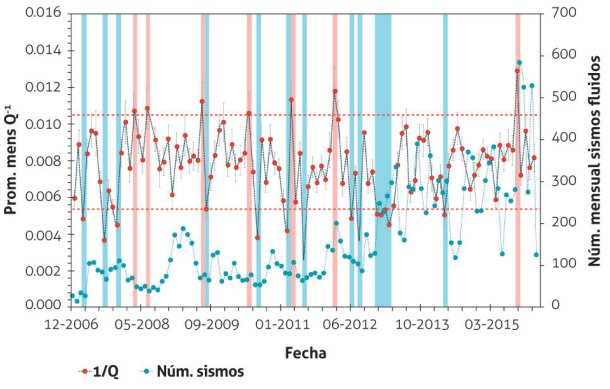


Figura 8. Promedio mensual de Q^{-1} del volcán Puracé, y relación con el número mensual de sismos tipo asociados con fluidos (LP+TO). Las líneas rojas punteadas horizontales representan los valores del promedio de Q^{-1} más la desviación estándar (superior) y el promedio de Q^{-1} menos la desviación estándar (inferior); las barras coloreadas representan los valores de Q^{-1} por debajo (azul) y por encima (café) de dichos valores. Las líneas verticales sobre los picos representan el error estándar
Fuente: autores

4. Análisis

De acuerdo con los resultados obtenidos, se puede concluir que no hay una correlación clara de los valores de la coda *Q* y la actividad sísmica asociada a fluidos en el VP en el período estudiado. Esto puede explicarse por los niveles relativamente bajos de actividad sísmica de fluidos en este volcán, que no desestabilizaron el sistema hidrotermal o magmático, o porque el medio no presentó variaciones significativas, ya que permaneció muy estable en el sentido de no mostrar tendencias de cambio paulatino a lo largo del tiempo. Aunque el comportamiento del medio fue estable en general, algunas veces pudo presentar cambios temporales cortos que dieron lugar a las variaciones previamente mencionadas, sin afectar de forma significativa la actividad del volcán.

Con miras a observar relaciones entre Q^{-1} y otros parámetros sísmicos, se procedió a calcular la relación V_p/V_s de los mismos sismos usados para el cálculo de Q^{-1}, usando el método de Wadatti modificado, que consiste en graficar la relación del tiempo de viaje de la onda *S versus* el tiempo de viaje de la onda *P*, asumiendo una relación de Poisson constante, de manera que se formará una línea recta con pendiente igual a $(V_p/V_s) - 1$. En este método se deben seleccionar estaciones sísmicas y sismos localizados en ciertas regiones específicas para obtener valores más confiables de V_p/V_s y evitar el efecto de la distribución espacial de los sismos y estaciones cuando se calcula este valor, sin discriminar por fuentes o grupos de estaciones (véanse detalles del método en Chatterjee *et al*., 1985). El método fue aplicado para la fuente sismogénica cercana al volcán Puracé, y se seleccionaron las estaciones y los sismos que se muestran en la figura 9b para el cálculo del V_p/V_s. La figura 9a muestra la variación temporal del promedio mensual de *Q* y V_p/V_s en dicha fuente. No se observa una tendencia o correlación clara entre ambos parámetros, aunque en algunos períodos se observa la típica relación inversa (Mavko *et al*., 2005). Para observar una mejor relación entre estos dos parámetros se graficó la relación $Q/V_p/V_s$. La figura 10 muestra la variación temporal individual y el promedio mensual de la relación entre $Q/V_p/V_s$ de los sismos seleccionados comparados con la energía sísmica radiada en cada sismo LP disponible (calculada usando la fórmula de Dibble, 1974 y el método de Alparone *et al*., 2003). En la figura 10b se puede observar que no parece existir una correlación con la energía sísmica, lo que sugiere que la relación $Q/V_p/V_s$ es independiente de ella ($r = 0{,}05$). No obstante, la relación $Q/V_p/V_s$ mostró un aparente comportamiento oscilatorio con algunas variaciones temporales: se observa una disminución paulatina (más de tres meses seguidos) en los períodos diciembre de 2008 a marzo de 2009, noviembre de 2010 a febrero de 2011, octubre de 2012 a febrero de 2013, y diciembre de 2014 a junio de 2015 (fig. 10b). Estas variaciones temporales de $Q/V_p/V_s$ pueden estar asociadas a cambios en las condiciones internas (cambio de fase) de los fluidos en la parte superficial del volcán (Zhang y Stewart, 2007; Hermana *et al*., 2014; Qi *et al*., 2017), sin que tenga un efecto en la energía, o desplazamiento reducido, DR, o la cantidad de sismos tipo LP.

Para comprobar esta hipótesis se procedió a calcular la variación temporal de la relación del inverso de *Q* para la onda *P*, Q_P, sobre el inverso de *Q* para la onda *S*, Q_S, Q_P/Q_S a partir de los valores obtenidos de V_p/V_s mediante la formulación de Zhang y Stewart (2010) y Mavko *et al.* (2005). Asumiendo que la coda *Q* (*Q*) es igual al valor de *Q* para la onda S ($Q = Q_S$) se tiene:

$$\frac{Qp^{-1}}{Qs^{-1}} = \frac{\dfrac{5(M\,(G-2))^2}{4(M/(G-1))}}{\dfrac{2\left(\dfrac{M}{G}+\dfrac{M}{G}\right)}{(3M/(G-2))\;3\;(M/G-1))}} \qquad (2)$$

Donde *M* y *G* son los módulos de compresión y cizalla que se pueden obtener a partir de los valores de *Vp*/*Vs* mediante la siguiente relación:

$$\frac{M}{G} = \frac{2-2v}{1-2v} = \frac{V_p^2}{V_s^2} \qquad (3)$$

Donde *v* es la relación de Poisson. Si se usa la formulación de Mavko *et al.* (2005), la ecuación (2) se puede reescribir en términos de V_p/V_s:

$$\frac{Qp^{-1}}{Qs^{-1}} = \frac{1}{4}\,\frac{((V_p/V_s)^2-2)^2\;(3\times(V_p/V_s)^2-2)}{((V_p/V_s)^2-1)\times(V_p/V_s)^2} \qquad (4)$$

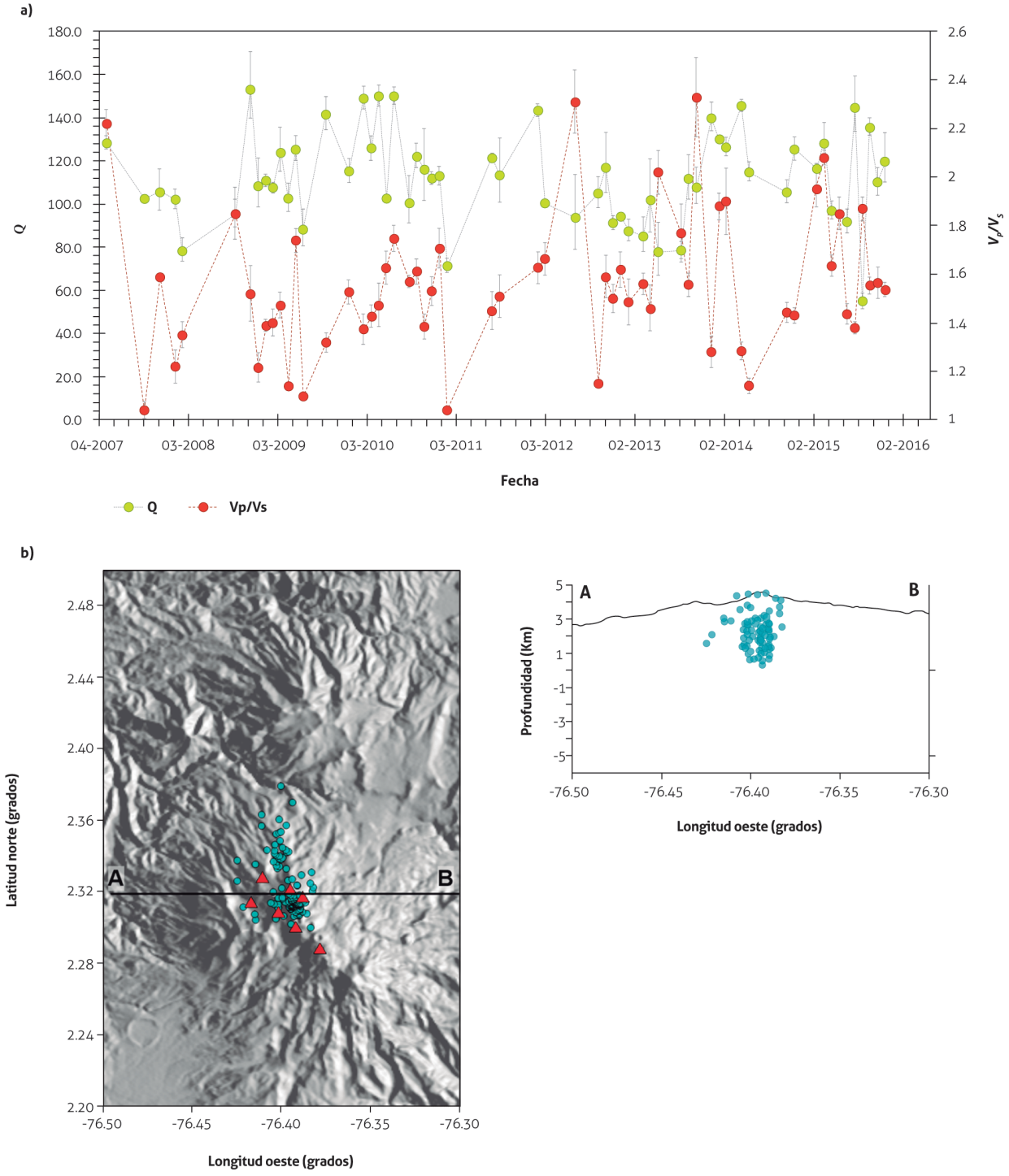


Figura 9. (a) Relación entre el promedio mensual de Q y el promedio mensual de la relación V_p/V_s en la fuente sismogénica cercana al cráter del volcán Puracé. (b) Localización de dicha fuente tanto en planta como en perfil. Las líneas verticales sobre los picos representan el error estándar de Q y V_p/V_s. La línea AB representa el perfil EW

Fuente: autores

La figura 11 muestra los valores de Q_p^{-1}/Q_s^{-1} *versus* el desplazamiento reducido calculado para ondas superficiales de los eventos tipo tornillo (TO). Se puede observar un comportamiento inverso en algunas épocas entre esta relación y la ocurrencia de sismos (aumento de la energía) asociados a actividad de fluidos (sismos tipo "tornillo", TO), y en otras épocas no parece haber correlación alguna (coef. de correl., $r = 0{,}15$). Valores altos de Q_p^{-1}/Q_s^{-1} se han relacionado con aumento en el contenido de fluidos en fase gaseosa en el interior de la corteza (Mavko *et al*., 2005) o con aumento del tamaño de los poros o aumento de gas en ambientes petrolíferos (Zhang y Stewart, 2010). Qi *et al.* (2017) recientemente propusieron que valores de Q_p^{-1}/Q_s^{-1} mayores a uno están asociados con presencia de gas, mientras que valores menores a uno se asocian con presencia de agua o fluidos en fase líquida. Para el caso del VP, en su gran mayoría los valores de Q_p^{-1}/Q_s^{-1} en el período estudiado fueron menores a uno (88 %). Esto podría indicar que en el interior del VP, en la zona que mapean los sismos VT escogidos, predominan fluidos en una fase líquida sobre una fase gaseosa, que puede ser la principal generadora de sismos asociados a esa actividad de fluidos (tipo "tornillo", TO, y tipo largo período, LP). Una evidencia de esta suposición es la escasa cantidad de gas que sale hacia la atmósfera a través de las fumarolas que actualmente tiene el cráter activo, aunque haya habido un incremento de la sismicidad tipo LP y TO durante algunas épocas del período estudiado (SGC, 2016); es posible que en la parte superficial del edificio volcánico se acumule temporalmente poca cantidad de gas que luego es liberado a la atmósfera a través de la fumarola, mientras que la cantidad de agua es proporcionalmente mucho mayor al gas, y se manifiesta con un gran número de fuentes termales, tanto cerca como lejos del cráter activo, a la vez que en la actividad sísmica tipo LP y TO.

Esto permite sugerir que la relación Q_p^{-1}/Q_s^{-1} podría servir como parámetro indicador de la fase en la que se encuentran los fluidos del sistema hidrotermal (líquida o gaseosa) en la parte superficial del edificio volcánico.

Aunque este volcán no ha hecho erupción en el tiempo durante el cual se lo ha monitoreado con instrumentos, ha presentado algunos cambios en su actividad sísmica, particularmente con la ocurrencia de sismos tipo "tornillo" (TO). Estos sismos presentaron varios incrementos en el período estudiado, y en particular un incremento sostenido entre septiembre de 2012 y noviembre de 2013 (figuras 10 y 11). Este período mostró valores Q_p^{-1}/Q_s^{-1} que variaron en un amplio rango sin mostrar una tendencia clara. Es posible que esta actividad pueda asociarse a la combinación de fluidos hidrotermales en fase gaseosa y líquida en la parte superficial del volcán, probablemente sin ningún aporte de material magmático, a juzgar por los resultados de muestreos geoquímicos en la fumarola y fuentes termales que no muestran componentes magmáticos ni cambios en la deformación volcánica que indiquen aporte de magma en este período en el VP (SGC, 2016). Un estudio reciente de *Q* radiado (*Qr*), por medio del método Sompi con base en frecuencias complejas y el modelo de la grieta (Kumagai y Chouet, 2002) para sismos TO del VP parece soportar esta conclusión: el estudio encontró valores altos de *Qr* (desde 100-400 en promedio hasta 800), cuyo origen, según las interpretaciones, se debe a la presencia de material particulado (azufre nativo proveniente de los mantos de azufre explotados en una mina cercana) mezclado con poco gas en estos sismos TO (Alpala *et al*., 2014). Asimismo, el rango de valores *Qr* que predominaron en esos sismos (100-300) corresponde, según Kumagai *et al.* (2002), a agua con gas. Por otra parte, los valores de Q_p^{-1}/Q_s^{-1} obtenidos corresponden a sismos VT localizados entre 0 y 4 km de profundidad (figura 9b). Por lo tanto, se puede suponer que las principales variaciones de Q_p^{-1}/Q_s^{-1} se deben a cambios en el medio en la parte superficial del volcán (sistema hidrotermal) más que a cambios en el medio ocurridos a mayores profundidades que pudieran estar asociadas con actividad magmática. Esta suposición se soporta en el hecho de que no hay evidencias de nuevo aporte magmático en el tiempo que lleva el monitoreo instrumental en dicho volcán. Es evidente que el VP emite poca cantidad de gases magmáticos a la atmósfera, de acuerdo con las esporádicas mediciones de SO_2 disponibles que se han realizado con DOAS móvil, y a las continuas con Scan DOAS, que no superan las 50 t/día en promedio (SGC, 2017); igualmente, los valores de emisión de CO_2 en la fumarola principal son bajos en general. La figura 12 muestra las series de tiempo de los valores de Q_p^{-1}/Q_s^{-1} y la concentración de CO_2 en el período comprendido entre 2013 y 2015, que corresponde al lapso del que se dispone de mediciones continuas de CO_2 en la fumarola principal del VP. Como se puede observar en dicha figura, los valores de concentración de CO_2 son bajos, al igual que los valores de Q_p^{-1}/Q_s^{-1}.

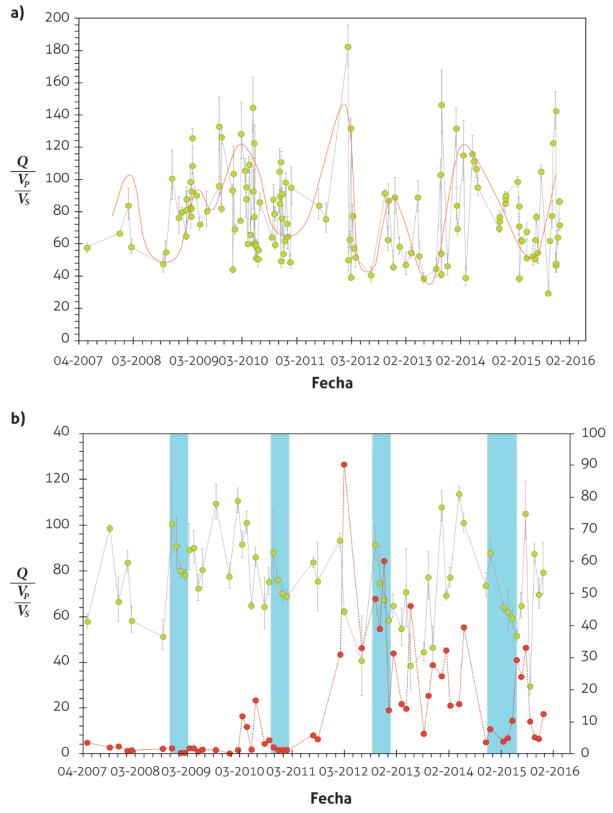


Figura 10. (a) Relación entre la variación temporal individual de la relación $Q/V_p/V_s$ (círculos amarillos) y energía sísmica radiada de sismos LP (líneas azules); la curva punteada roja representa el ajuste polinómico de los valores individuales de $Q/V_p/V_s$. (b) la misma relación para el promedio mensual. Se muestran los valores de $Q/V_p/V_s$ en sismos de la fuente sismogénica mostrada en la figura 8b. Los rectángulos azules representan períodos de disminución de $Q/V_p/V_s$ en más de tres meses seguidos. Las líneas verticales sobre los picos representan el error estándar
Fuente: autores

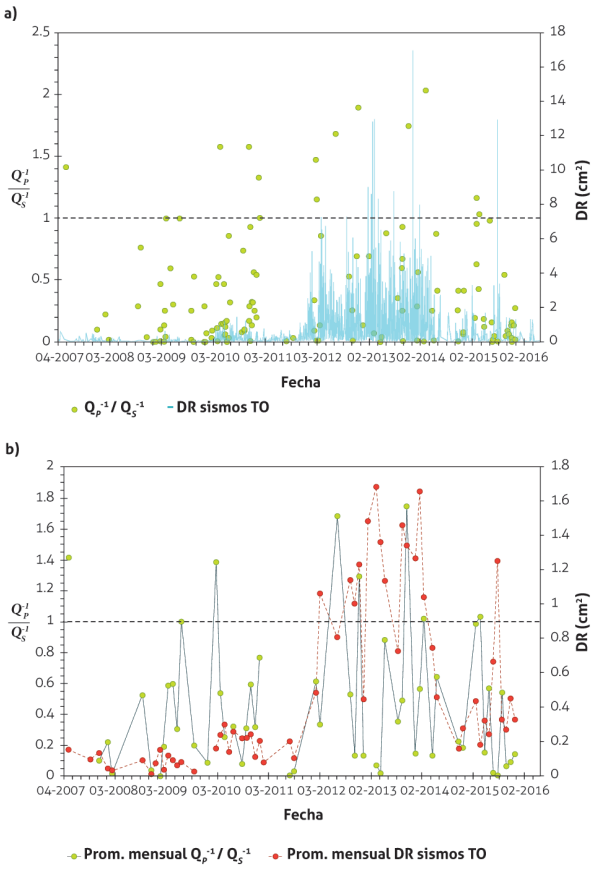


Figura 11. a) Relación entre la variación temporal individual de la relación Q_p^{-1}/Q_s^{-1} de los sismos VT seleccionados y el desplazamiento reducido (DR) de sismos asociados a actividad de fluidos tipo TO en el volcán Puracé. b) Variación temporal del promedio mensual de la relación Q_p^{-1}/Q_s^{-1} y el desplazamiento reducido (DR) de sismos asociados a actividad de fluidos tipo TO. La línea negra gruesa punteada representa el valor de la relación $Q_p^{-1}/Q_s^{-1} = 1$
Fuente: autores

Esto hace suponer que la actividad reciente del VP está controlada principalmente por el sistema hidrotermal, con predominio de fluidos en fase líquida. El hecho de que no se haya observado ningún cambio temporal relevante de Q^{-1} durante el período estudiado concuerda con los niveles de actividad del VP, que se han mantenido bajos durante dicho período. Tales valores sirven de línea base para el futuro y para comparar con valores que se obtengan en años posteriores, y además, para tener una idea de los niveles de atenuación sísmica que tiene la zona del VP, que en general son intermedios (Q = 40-800, promedio Q = 160), lo que sugiere la presencia de fluidos en fase líquida en su estructura, además de materiales rígidos (lavas), materiales poco consolidados, fracturados o con fluidos. Por otra parte, la relación Q_p^{-1}/Q_s^{-1} permite diferenciar entre fluidos en fase líquida y fase gaseosa, lo que hace que este parámetro sea útil para el monitoreo del VP.

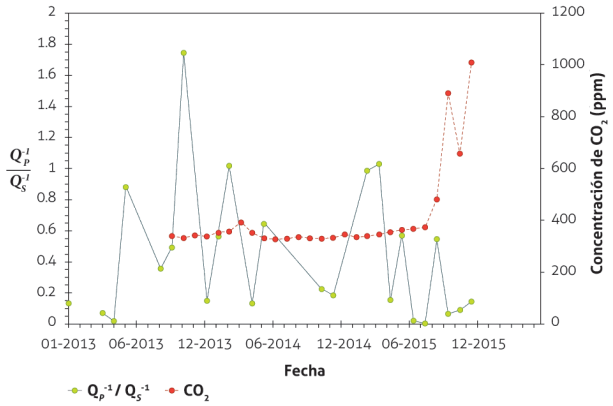


Figura 12. Serie de tiempo de la relación Q_p^{-1}/Q_s^{-1} y la concentración de CO_2 en la fumarola principal del cráter activo del VP para el período 2013-2016
Fuente: autores

5. Conclusiones

En este trabajo se analizó la variación temporal de la atenuación de ondas sísmicas en sismos volcano-tectónicos (VT) ocurridos en la zona del volcán Puracé. Las variaciones temporales de Q_p^{-1}/Q_s^{-1} observadas en el VP en el período estudiado pueden estar asociadas a cambios en la actividad de su sistema hidrotermal, que probablemente ha experimentado poco aporte de gases que podrían provenir de una fuente magmática profunda, que permanece estable hasta la fecha, mientras que, en su gran mayoría, esta actividad hidrotermal está relacionada con fluidos en fase líquida, principalmente agua.

El cálculo rutinario de la relación Q_p^{-1}/Q_s^{-1} a partir de valores de Coda *Q* y de *Vp*/*Vs* obtenidos de la observación puede servir como un indicador de la mayor o menor presencia de gas en la parte superficial del edificio volcánico. Este parámetro se puede obtener fácilmente y puede ser implementado en la rutina diaria de monitoreo volcánico. Si se tiene una línea base de suficiente duración, es posible calibrarlo para determinar diferentes niveles que pueden ser usados en conjunto con otros parámetros geoquímicos, sísmicos o de deformación para mejorar el monitoreo del volcán Puracé y de otros volcanes activos colombianos.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a los compañeros del SGC y al Observatorio Vulcanológico de Popayán (OVSPo) por sus aportes y observaciones a este trabajo. Este proyecto hace parte de la actividad de la Dirección de Geoamenazas, Investigación y Monitoreo de la actividad volcánica. Dos revisores anónimos mejoraron la versión final del manuscrito con sus comentarios y sugerencias.

Referencias bibliográficas

Aki, K. y Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80, 3322-3342. Doi: 10.1029/JB080i023p03322.

Alpala, R., Londoño, J., Torres, R. y Cadena, O. (2014). *Análisis de posibles fuentes generadoras de eventos sísmicos tipo "tornillo" en el volcán Puracé, Colombia*. Informe de investigación. Servicio Geológico Colombiano.

Alparone, S., Andronico, D., Lodato, L. y Sgroi, T. (2003). Relationship between tremor and volcanic activity during the Southeast crater eruption on Mount Etna in early 2000. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5), 2241. Doi: 10.1029/2002JB001866.

Ambeh, W. y Fairhead, J. (1989). Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region, West Africa. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5), 1589-1600.

Bianco, F., Castellano, M., Del Pezzo, E. e Ibáñez, J. (1999). Attenuation of short-period seismic waves at Mt. Vesuvius, Italy. *Geophysical Journal International*, 138(1), 67-76. Doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00868.x.

Chatterjee, S., Pitt, A. e Iyer, H. (1985). V_p/V_s ratios in the Yellowstone National Park region, Wyoming. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 26(3-4), 213-230. Doi: 10.1016/0377-0273(85)90057-5.

De Siena, L., Thomas, C., Waite, G., Moran, S. y Klemme, S. (2014). Attenuation and scattering tomography of the deep plumbing system of Mount St. Helens. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(11), 8223-8238. Doi: 10.1002/2014JB011372.

Del Pezzo, E., Simini, M. e Ibáñez, J. (1996). Separation of intristic and scattering Q for volcanic areas: A comparison between Etna and Campi Flegrei. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(3-4), 213-219. Doi: 10.1016/0377-0273(95)00056-9.

Del Pezzo, E. (2008). Seismic wave scattering in volcanoes. *Advances in Geophysics*. New York: Academic Press. Doi: 10.1016/S0065-2687(08)00013-7.

Dibble, R. (1974). Volcanic seismology and accompanying activity of Ruapehu Volcano, New Zealand. En *Physical Volcanology*. Amsterdam: Elsevier.

Espinosa, A. (2001). *Erupciones históricas de los volcanes colombianos (1500-1995)*. Bogotá: Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

Fehler, M., Roberts, P. y Fairbanks, T. (1988) A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4367-4373. Doi: 10.1029/JB093iB05p04367.

Gao, L. (1992). Physical meaning of coda envelopes. En *Volcanic Seismology*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

Giampicolo, E., D'Amico S., Patanè, D. y Gresta, S. (2007). Attenuation and source parameters of shallow microearthquakes at Mt. Etna Volcano, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1B), 184-197. Doi: 10.1785/0120050252.

Guo, M., Fu, L. y Ba, J. (2009). Comparison of stress-associated coda attenuation and intrinsic attenuation from ultrasonic measurements. *Geophysical Journal International*, 178(1), 447-456. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04159.x.

Gusev, A. y Lemzikob, V. (1985). Properties of scattered elastic waves in the lithosphere of Kamchatka: Parameters and temporal variations. *Tectonophysics*, 112(1), 137-153. Doi: 10.1016/0040-1951(85)90177-5.

Hermana, M., Harith, Z., Sum, C. y Ghosh, D. (2014). Is the Q_p/Q_s atrribute better for hydrocarbon prediction? *Journal of Applied Sciences*, 14(22), 3095-3100. Doi: 10.3923/jas.2014.3095.3100.

Ingeominas. (2009a). *Boletín de actividad de los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará, primer semestre de 2009*. Informe interno. Bogotá.

Ingeominas. (2009b). *Boletín de actividad de los volcanes Nevado o del Huila, Puracé y Sotará, segundo semestre de 2009*. Informe interno. Bogotá.

Ingeominas. (2010). *Boletín de actividad de los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará, primer semestre de 2010*. Informe interno. Bogotá.

Jin, A. y Aki, K. (1986). Temporal change in coda Q before the Tangsham earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B5), 665-673. Doi: 10.1029/JB091iB01p00665.

Kumagai, H., Chouet, B. y Nakano, M. (2002). Temporal evolution of a hydrothermal system in Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from the complex frequencies of long-period events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), ESE 9-1-ESE 9-10. Doi: 10.1029/2001JB000653.

Kvamme, L. y Havskov, J. (1989). Q in Southern Norway. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5), 1575-1588.

Lacruz, J., Ugalde, A., Vargas, C. y Carcolé, E. (2009). Coda-wave attenuation imaging of Galeras Volcano, Colombia. *Bulletin of the Seismological Society of Ameri*ca, 99(6), 3510-3515. Doi: 10.1785/0120080366.

Londoño, J. (1996). Temporal change in coda Q at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(1-2), 129-139. Doi: 10.1016/0377-0273(95)00084-4.

Londoño, J. y Sudo, Y. (2002). A warning model based on temporal changes of coda Q for volcanic activity at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 64(5), 303-315. Doi: 10.1007/s00445-002-0207-4.

Mavko, G., Dvorkin, J. y Walls, J. (2005). *A theoretical estimate of S-wave attenuation in sediment*. Conference Paper. Houston: 2005 SEG Annual Meeting.

Monsalve, M. (1996). *Depósitos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del volcán Puracé actual (Colombia)*. Manizales: Memorias del VIII Congreso Colombiano de Geología.

Monsalve, M. y Pulgarín, B. (1999). Cadena volcánica de los Coconucos (Colombia): centros eruptivos y producto recientes. *Boletín Geológico*, 37(1-3), 17-51.

Ortiz, R., Correig, A., Díez, J. y Muñoz, M. (1992). Apparent variation of coda Q in Phlegraean Fields during the bradyseismic crisis of 1982-1984. En *Volcanic Seismology*. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Phillips, W. y Aki, K. (1986) Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 627-648.

Prasad, M., Zimmer, M., Berge, P. y Bonner, B. (2004). *Laboratory measurements of velocity and attenuation*

in sediments. Technical report. Society of Exploration Geophysicists. UCRL-JRNL-205155.

Pulli, J. (1984). Attenuation of coda waves in New England. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(4), 1149-1166.

Qi, Q., Müller, T. y Pervukhina, M. (2017). Sonic Q_P/Q_S ratio as diagnostic tool for shale gas saturation. *Geophysics*, 82(3), 97-103. Doi: 10.1190/geo2016-0499.1.

Roecker, S., Tucker, B., King, J. y Hatzfeld, D. (1982). Estimates of Q in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1), 129-149.

Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects sengle isotropic scattering approximation. *Journal of Physics of the Earth*, 25(1), 27-41. Doi: 10.4294/jpe1952.25.27.

Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2016). *Informe anual de actividad de los volcanes del segmento centro de Colombia*. Informe interno. Bogotá.

Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2017). *Informe mensual de actividad de los volcanes del segmento centro de Colombia*. Informe interno. Bogotá.

Singh, S. y Herrmann, R. (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B1), 527-538. Doi: 10.1029/JB088iB01p00527.

Tusa, G., Malone, S., Giampiccolo, E., Gresta, S. y Musumeci, C. (2004). Attenuation of short-period P-waves at Mount St. Helens. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1441-1455. Doi: 10.1785/012003040.

Vargas, C., Pujades, L. y Caneva, A. (2012). Attenuation structure of the Galeras Volcano, Colombia. *Boletín de Geología*, 34(2), 149-161.

Wegler, U. y Luhr, B. (2001). Scattering behaviour at Merapi Volcano (Java) relevaled from an active seismic experiment. *Geophysical Journal International*, 145(3), 579-592. Doi: 10.1046/j.1365-246x.2001.01390.x.

Yamamoto, M. y Sato, H. (2010). Multiple scattering and mode conversion revealed by an active seismic experiment at Asama Volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B7). Doi: 10.1029/2009JB007109.

Zhang, Z. y Stewart, R. (2007). Seismic attenuation and well log analysis in a heavy oilfield. *CREWES Research Report*, 19, 1-16. Doi: 10.1190/1.3059251.

FÓRMULAS DE MAGNITUD LOCAL PARA LA ZONA DEL PALETARÁ (CAUCA, COLOMBIA)

LOCAL MAGNITUDE SCALE FOR THE AREA OF PALETARÁ (CAUCA, COLOMBIA)

Jaime **Raigosa A.**[1], John Makario **Londoño**[2]

* Email de correspondencia: jraigosa@sgc.gov.co

Recibido: 10/08/2017

Aceptado: 16/11/2017

Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Raigosa, J. y Londoño, J. (2018). Fórmulas de magnitud local para la zona del Paletará (Cauca, Colombia). *Boletín Geológico*, 44, 89-99.

RESUMEN

Se definió la primera fórmula de magnitud local para la zona del Paletará (ZP) a partir de una inversión de amplitudes de componentes horizontales de estaciones de banda ancha y corto periodo, simuladas en un sismograma Wood-Anderson, para sismos VT y tectónicos locales con profundidades menores a 37 km y distancias hipocentrales menores a 220 km. Se invirtieron 628 sismos, con un total de 2848 amplitudes, en dieciocho estaciones sísmicas. La función de corrección por distancia encontrada para la ZP fue

$$-log(A_o) = 1{,}3541\ log(r/17) + 0{,}001639(r - 17) + 2,$$

donde log (A_o) es la corrección por distancia y r es la distancia hipocentral. La fórmula de magnitud para la ZP queda definida así:

$$M_L = log(A_{mm}) + 1{,}3541\ log(r/17) + 0{,}001639(r - 17)\ 2 + S,$$

o alternativamente, según la formulación Iaspei:

$$M_L = log(A_{nm}) + 1{,}3541\ log(r) + 0{,}001639r - 2{,}37 + S$$

Donde A_{mm} es la amplitud pico en milímetros simulada en un sensor Wood-Anderson, A_{nm} es la amplitud pico en nanómetros simulada en un sensor Wood-Anderson, con una amplificación estática de 1, y S es la corrección por estación debida a la amplificación de cada sitio.

Palabras clave: magnitud local, sismógrafo Wood-Anderson, atenuación.

[1] Geólogo. Servicio Geológico Colombiano

[2] Ph. D. en Geofísica. Servicio Geológico Colombiano

ABSTRACT

The determination of the local magnitude scale (ML) for the Paletará zone (PZ), Colombia was performed for the first time by the inversion of the horizontal components of 2848 amplitudes at 18 seismic stations for VT and local tectonic earthquakes with focal depths less than 37 km and focal distances less than 220 km. The distance corrected function found in this study is

$$-log(A_o) = 1{,}3541\ log(r/17) + 0{,}001639(r - 17) + 2,$$

where $-\log(A_o)$ is the empirically determined distance correction and r is the hypocentral distance. Accordingly, the local magnitude scale for PZ is defined as:

$$M_L = log(A_{mm}) + 1{,}3541\ log(r/17) + 0{,}001639(r - 17)\ 2 + S,$$

or according to IASPEI formulation:

$$M_L = log(A_{nm}) + 1{,}3541\ log(r) + 0{,}001639r - 2{,}37 + S$$

where A_{mm} is the peak amplitude in mm simulated in a Wood-Anderson seismogram, A_{nm} is the peak amplitude in nm simulated in a Wood-Anderson seismogram, with a magnification of 1, and S is the station correction due to differences in site amplification.

Keywords: local magnitude, Wood-Anderson seismograph, attenuation.

1. Introducción

La magnitud local (M_L) de un sismo, como fue definida originalmente por Richter (1935), es el logaritmo en base 10 de la amplitud cero-pico, medida en milímetros, registrada en un sismógrafo Wood-Anderson, de tal forma que un sismo de magnitud 3 registrado a 100 kilómetros de distancia tendrá una amplitud de 1 mm, o lo que es equivalente, un sismo de magnitud cero tendrá una amplitud de 0,001 mm a esa misma distancia. Con el fin de tener comparaciones más significativas en regiones con atenuaciones muy diferentes, Hutton y Boore (1987) propusieron redefinir la escala de M_L de tal forma que un sismo de magnitud 3 tenga una amplitud de 10 mm a 17 km de distancia, lo cual es consistente con la definición original de Richter. La determinación de M_L es hoy en día una tarea rutinaria en cualquier observatorio sismológico o vulcanológico, y se utiliza para la estimación tanto del tamaño de un sismo como de la energía liberada por el mismo. Desde que Richter introdujo la fórmula de magnitud local (1935) para el sur de California, se han realizado numerosos trabajos en diferentes zonas para determinar las fórmulas de magnitud local, utilizando diferentes tipos de instrumentos, como sismómetros Wood-Anderson (Hutton y Boore, 1987), sismómetros de corto periodo (Greenhalgh y Singh, 1986; Baumbach *et al.,* 2005), acelerómetros (Wu *et al*., 2005), sismómetros de banda ancha (Uhrhammer *et al.,* 1996 Keir *et al.,* 2006), o combinaciones de estos tipos de instrumentos (Bragato y Tento, 2005; Miao y Langston, 2007; Bobbio *et al.,* 2009).

La correcta estimación de la magnitud local puede verse afectada por variaciones locales en la amplitud debido a la ubicación de la estación con respecto al patrón de radiación de la fuente, ruido local o estructura de la corteza y, en particular, a efectos de sitio (Havskov y Ottemöller, 2010), razones por las que se requiere ajustar el efecto de cada uno de ellos en la fórmula de magnitud para cada región. Por eso es importante determinar la fórmula de magnitud local para cada región en particular en lugar de usar fórmulas generales, como se viene haciendo en la actualidad, ya que estas pueden dar un estimativo erróneo de la magnitud: aumentándola o disminuyéndola, dependiendo principalmente de si el medio es menos o más atenuado que el del modelo asumido, y de

las condiciones geológicas locales (efecto de sitio) de las estaciones sísmicas.

En Colombia se han realizado pocos estudios para determinar la fórmula de magnitud local, bien sea a nivel nacional o regional (Zollweg, 1990; Rengifo y Ojeda, 2004; Tamayo, 2011; Londoño, 2016).

La zona del Paletará (ZP) está ubicada en el centro-sur de Colombia, sobre el eje de la cordillera Central de Colombia, y separa la cadena volcánica de los Coconucos y el complejo volcánico Sotará. Varias de estas estructuras volcánicas, entre las que se destacan los volcanes Puracé y Sotará, presentan actividad sísmica y son monitoreadas permanentemente por el SGC.

En este trabajo se define por primera vez una fórmula de magnitud local para la ZP mediante la inversión de amplitudes pico de ondas sísmicas, leídas en sismogramas Wood-Anderson sintéticos, obtenidas a partir de registros de once estaciones sismológicas de banda ancha y siete de corto periodo operadas rutinariamente por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (Ovspop) para el monitoreo de los volcanes activos Nevado del Huila, Puracé y Sotará, con el fin de mejorar la determinación de este parámetro para esta región, y para ser usado en la rutina diaria del Servicio Geológico Colombiano.

2. Métodos, datos y procesamiento

El método utilizado en este estudio se basa en el trabajo de Nguyen *et al.* (2011), que fue adaptado por Londoño (2016) para la inversión de amplitudes en áreas pequeñas. La determinación de la magnitud local se basa en la máxima amplitud registrada (cero a pico) en un sismógrafo de torsión Wood-Anderson (WA), según la definición clásica de magnitud local. La relación entre el tamaño relativo del sismo y la amplitud según Richter (1935, 1958) está dada por

$$M_L = logA(\Delta) - logA_o\,(\Delta) + S, \qquad (1)$$

donde *LogA* es el logaritmo en base 10 de la amplitud cero a pico en mm en un sismograma WA; Δ es la distancia epicentral en km; $-logA_o$, es una corrección por distancia, y S es la corrección empírica por estación. La corrección por distancia, $-logA_o(\Delta)$, fue determinada por Hutton y Boore (1987) de la siguiente forma:

$$-logA_o = a\ log\ (r/100) + b\ log\ (r - 100) + 3, \qquad (2)$$

donde a y b son los coeficientes empíricos de dispersión geométrica y atenuación anelástica, respectivamente; r es la distancia hipocentral en km, y el valor constante de 3 está dado por la definición original de Richter de M_L. La fórmula generalizada de magnitud local se define entonces así:

$$M_L = log\ (A) + a\ log\ (r/100) + b\ log\ (r - 100) + 3, \qquad (3)$$

donde A es la máxima amplitud (cero a pico) en mm en la componente vertical o en las componentes horizontales simuladas en un sismograma Wood-Anderson, y r la distancia hipocentral en km.

Cuando las variaciones en la atenuación dentro de los primeros 100 kilómetros son significativas, se puede ajustar la fórmula de Richter para determinar la magnitud en un área determinada con el fin de disminuir el efecto regional en la propagación de las ondas. Esto se hace mediante la normalización a 17 km en lugar de 100 km, como originalmente se definió la fórmula, ya que cerca de la fuente sísmica se disminuye el efecto de las diferencias en las propiedades elásticas del medio y, por lo tanto, se podría esperar que las amplitudes de un sismo de una determinada magnitud sean similares independientemente de la región. Para ser consistente con la definición original, esto equivale a tener una amplitud de 10 mm en un sismograma simulado de un sismómetro de torsión Wood-Anderson para una magnitud de 3 (Hutton y Boore, 1987), o 1 mm (480 nm con magnificación 1) para una magnitud de 2. Utilizando esta definición, la fórmula de M_L queda expresada así:

$$M_L = log\ (A) + a\ log\ (r/17) + b\ log\ (r - 17) + 2 + S \qquad (4)$$

Iaspei ha propuesto una forma de definir la magnitud local:

$$M_L = log\ (A) + a\ log\ (r) + br + c \qquad (5)$$

El valor c (magnitud de ajuste) se obtiene una vez se conocen los valores de a y b, usando esta expresión:

$$c = M_{L_{ref}} - log(A_{ref}) - alog(r_{ref}) - br_{ref}, \qquad (6)$$

donde $M_{L_{ref}}$, A_{ref} y r_{ref} se refieren a la magnitud, amplitud y distancia de referencia, respectivamente. Para una distancia r_{ref} de 100 km se tiene una $M_{L_{ref}} = 3$, y $A_{ref} = 480$ nm. Para una distancia r_{ref} de 17 km se tiene $M_{L_{ref}} = 2$, y $A_{ref} = 480$ nm (Havskov y Ottemöller, 2010). Siguiendo la metodología de Nguyen *et al.* (2011) para establecer una fórmula de magnitud local mediante la inversión de amplitudes simuladas en registro Wood-Anderson para zonas pequeñas, se hace una combinación de las ecuaciones (1) y (2), y se establece una corrección por distancia así:

$$\sum_{k=1}^{m} M_k \delta_{ik} - \sum_{l=1}^{n} s_l \delta_{lj} - a\log(r_{ij}/17) - b(r_{ij} - 17) = \log A_{ij} + 2 \quad i, k = 1, 2 \ldots m; \; j, l = 1, 2 \ldots n, \tag{7}$$

donde A_{ij} es la máxima amplitud horizontal cero a pico del *i*-ésimo evento registrado en la *j*-ésima estación; M_k es la magnitud del *k*-ésimo evento; s_j es la corrección de la *j*-ésima estación; r_{ij} es la distancia hipocentral entre el *i*-ésimo evento, y la *j*-ésima estación; δ es la función "delta de Kronecker"; *m* es el número de eventos, y *n* es el número de estaciones. *a, b*, M_k y S_l son parámetros por determinar y representan la dispersión geométrica, atenuación inelástica, magnitud y corrección de la estación, respectivamente. La ecuación (7) se puede escribir en forma matricial, así:

$$\begin{bmatrix} 1 & 0\ldots & 0 & -1 & 0\ldots & 0 & p_{11} & q_{11} \\ 1 & 0\ldots & 0 & 0 & -1\ldots & 0 & p_{12} & q_{12} \\ 1 & 0\ldots & 0 & 0 & 0\ldots & -1 & p_{1n} & q_{1n} \\ 1 & 0\ldots & 0 & -1 & 0\ldots & 0 & p_{21} & q_{21} \\ 1 & 0\ldots & 0 & 0 & -1\ldots & 0 & p_{22} & q_{22} \\ & \ldots & & \ldots & & \ldots & & \\ 0 & 0\ldots & 0 & -1 & 0\ldots & -1 & p_{mn} & q_{mn} \\ 0 & 0\ldots & 0 & 0 & 1\ldots & 1 & 0 & 0 \end{bmatrix}_{(mn+1)\times(m+n+2)} \begin{bmatrix} M_1 \\ \cdots \\ M_m \\ S_1 \\ \cdots \\ S_n \\ a \\ b \end{bmatrix}_{(m+n+2)\times 1} = \begin{bmatrix} Y_{11} \\ Y_{12} \\ \cdots \\ Y_{1n} \\ Y_{21} \\ Y_{22} \\ \cdots \\ \cdots \\ Y_{mn} \\ 0 \end{bmatrix}_{(mn+1)\times 1} \tag{8}$$

o $\boldsymbol{Gu} = d$, que es un sistema de $(m \times n) + 1$ de ecuaciones linealmente independientes, con $m + n + 2$ parámetros por determinar. De la ecuación (8) se tiene

$$p_{ij} = -\log(r_{ij}/17); \; q_{ij} = -(r_{ij} - 17); \quad y_{ij} = \log A_{ij} + 2 \tag{9}$$

El vector $\boldsymbol{u}$ se puede encontrar mediante la matriz inversa generalizada de $\boldsymbol{G}(\boldsymbol{G}^{-g})$ usando la técnica de descomposición de valores únicos propuesta por Miao y Langston (2007), quienes adoptan una inversión lineal de un paso sin iteración para un problema de inversión sobredeterminado, como el de la ecuación (8). La última línea de esta expresión matricial muestra que el promedio de la corrección por estaciones es igual a cero (i.e. $\sum_{l=1}^{n} S_l = 0$; Hutton y Boore, 1987). Los valores de los coeficientes *a* (dispersión geométrica) y *b* (atenuación anelástica) obtenidos en la inversión determinan la forma de la curva $-\log A_o$, de acuerdo con la ecuación (2). Una vez conocidos *a* y *b*, se puede obtener el valor *c* mediante la ecuación (6).

Las amplitudes que se obtuvieron en un sismograma Wood-Anderson se simularon usando la amplificación estándar del instrumento (período natural de 0,8 segundos, *damping* de 0,8 y amplificación estática de 2080) en las estaciones de banda ancha y corto periodo seleccionadas una vez corregidas por respuesta instrumental y convertidas a desplazamiento. Estos valores, en el instrumento Wood-Anderson, son apropiados para el rango de frecuencias usados en este trabajo (Bormann, 2013).

Se seleccionaron 628 sismos volcano-tectónicos y tectónicos locales ocurridos en la ZP, registrados en once estaciones de banda ancha y siete de corto periodo, con buena distribución azimutal, con el fin de cubrir toda la zona y así obtener una mejor curva de atenuación, con magnitudes coda (Mc) en el rango de 1,3 y 4,5, con profundidades de hasta 37 km y distancias epicentrales de hasta 220 km, tomando como centro la zona media de la ZP. La figura 1 muestra los sismos y las estaciones usados en este trabajo, y la figura 2, la distribución por rangos de distancia epicentral de la muestra. Para la inversión se usaron un total de 2848 amplitudes en cada componente (dos horizontales y una vertical), que se obtuvieron removiendo la respuesta instrumental de cada uno de los registros digitales de las estaciones, con el fin de obtener las trazas en nm/seg. Estas amplitudes luego se convirtieron a mm en registros WoodAnderson simulados, y se extrajeron las amplitudes máximas cero a pico de cada componente. Para obtener la fórmula de magnitud local se utilizó el promedio de la máxima amplitud en las dos componentes horizontales.

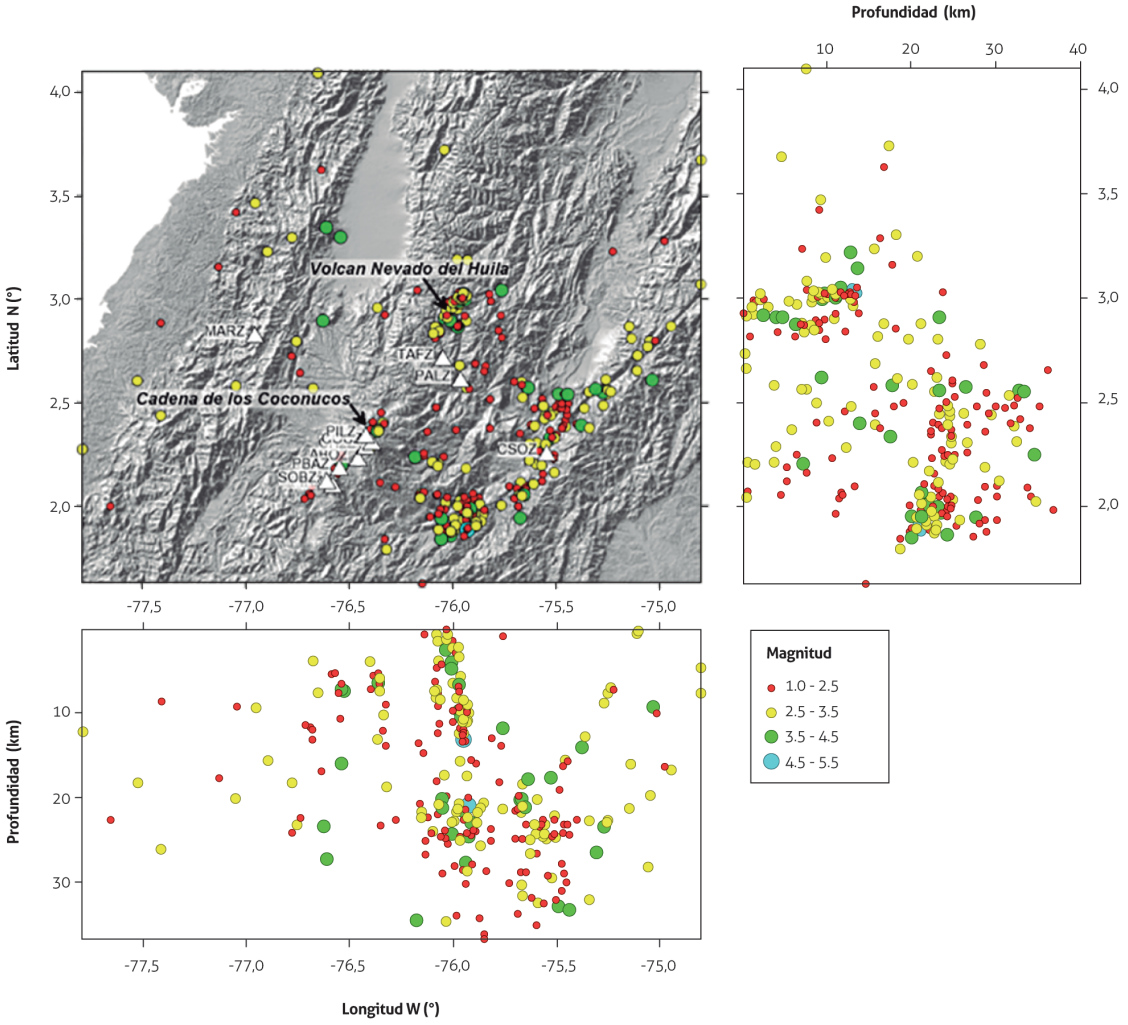


Figura 1. Localización hipocentral de los sismos (círculos de colores) y estaciones (triángulos blancos) usados para la determinación de las fórmulas de magnitud local para la ZP. Los tamaños de los círculos representan la magnitud local calculada con la ecuación para California
Fuente: autores

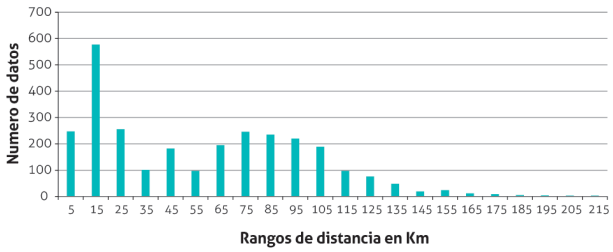


Figura 2. Número de sismos por rangos de distancia epicentral de la muestra utilizada; se observa que por encima de 140 km el número de sismos es muy bajo
Fuente: autores

3. Resultados

A partir de los resultados de la inversión de las amplitudes se obtuvieron los valores de *a* y *b*, que definieron la curva de atenuación local para la ZP así:

$$-log(A_o) = 1{,}3541 \times log(r/17) + 0{,}001639 \times (r - 17) + 2\,, \quad (10)$$

donde $log(A_o)$ es la corrección por distancia, y r es la distancia hipocentral. Por lo tanto, la fórmula generalizada de magnitud local para la ZP se expresa así:

$$M_L = log\,(A) + 1{,}3541 \times log(r/17) + 0{,}001639 \times (r - 17) + 2, \quad (11)$$

donde A es la amplitud pico en mm simulada en un sismograma Wood-Anderson.

En el proceso de inversión, los valores a y b se obtienen a partir de las amplitudes leídas en los sismogramas, y, por lo tanto son independientes de los valores M_{Lref} y r_{ref} utilizados para determinar la escala de magnitud, razón por la cual la escogencia de estos valores no altera la curva de atenuación $-log(A_o)$ (figura 3). La figura 4 muestra la curva de atenuación local obtenida para la ZP. En esta figura se observa un buen ajuste con respecto a los datos observados, con una desviación estándar de 0,206.

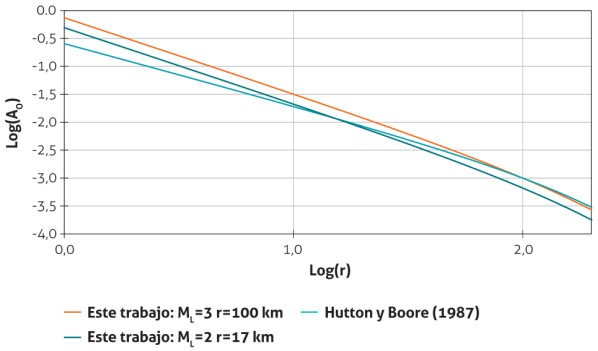


Figura 3. Curva de $log(A_o)$. En color azul, la curva obtenida por Hutton y Boore (1987) utilizando la definición original de Richter, según la cual un sismo de magnitud 3 a 100 kilómetros de distancia registra una amplitud de 1 mm. En colores negro y amarillo, las curvas obtenidas en este trabajo. Obsérvese el desplazamiento de la curva, hacia arriba o hacia abajo, dependiendo del punto de anclaje (100 km para la curva amarilla y 17 km para la negra), pero conservando la forma
Fuente: autores

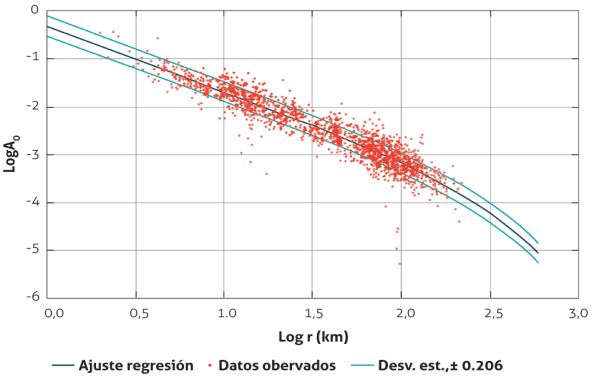


Figura 4. Comparación entre la función de corrección por distancia calculada ($logA_o$) y los valores de amplitud obtenidos de sismogramas simulados Wood-Anderson utilizados en este estudio usando el promedio de las componentes NS y EW para la ZP
Fuente: autores

La figura 5 muestra la corrección por distancia en escala logarítmica para la ZP y su comparación con el trabajo original de Richter para la zona de California.

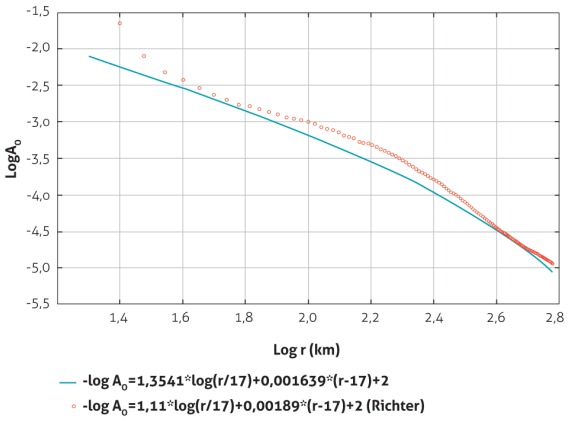


Figura 5. Curva de atenuación para la ZP. La curva azul corresponde a la corrección por distancia empírica; los círculos rojos representan la curva para California (Richter, 1935, 1958)
Fuente: autores

Alternativamente, la fórmula de magnitud local para la ZP puede expresarse, de acuerdo con el formato Iaspei, así:

$$M_L = log(A) + 1{,}3541 \times log(r) + 0{,}001639 \times r - 2{,}37 + S, \quad (12)$$

donde A es la amplitud pico en nm simulada en un sismograma Wood Anderson, y S es la corrección por estación. La constante (2,37, nivel base) se obtiene al realizar una regresión para la relación $log(A) + b \times r$ *vs* $log(r)$ y aplicar la ecuación (6) (Havskov y Ottemöller, 2010). El valor de la magnitud final resulta luego de calcular la magnitud en varias estaciones y calcular el promedio. Como se puede observar en (8), el proceso de inversión incluye la determinación de la corrección por efecto de sitio (S) en unidades de magnitud, con la restricción de que la sumatoria de las correcciones en todas las estaciones sea igual a cero. La tabla 1 muestra los resultados.

Tabla 1. Corrección de la magnitud para cada estación utilizada y tipo de roca en la que está instalada

Estación	Tipo de estación	Corrección (unidades de magnitud)	Tipo de roca
BUC	CP	–0,702	DV
TAF	BA	–0,604	SR
PAL	BA	–0,452	SR
OS2	CP	–0,262	LA
MAR	BA	–0,184	DF
PIR	BA	–0,097	LA
COC	BA	–0,054	LA
SHA	CP	0,003	LA
CO2	CP	0,048	LA
SOB	BA	0,090	SR
CSO	BA	0,105	LA
ABO	BA	0,125	LA
SOT	CP	0,136	LA
CH2	BA	0,139	LA
VR2	CP	0,177	LA
PIL	BA	0,391	LA
LAR	CP	0,487	LA
PBA	BA	0,655	LA

BA = banda ancha, CP = corto período, LA = lava andesítica, SR = suelo residual, DV = depósitos volcánicos, DF = depósitos fluviales
Fuente: autores

4. Análisis

La figura 3 muestra que la curva de atenuación encontrada para la ZP indica una mayor atenuación que la curva encontrada para California por Hutton y Boore (1987). Dado que la curva encontrada en este estudio fue anclada a 17 km de distancia, esta predice valores menores de magnitud a distancias menores de 17 km y valores mayores a distancias mayores de 17 km. La figura 6 muestra la relación entre la M_L encontrada en este trabajo y la M_L calculada rutinariamente en el Ovspop (M_L actual): en ella se observa que podría haber una subestimación considerable de la magnitud local en el cálculo rutinario en el Ovspop del Servicio Geológico Colombiano (SGC), hasta de una unidad de magnitud o más, además de que la comparación de ambos valores muestra una gran dispersión. Como explicación de esto podría mencionarse que la utilización de los valores definidos para California en los cálculos actuales, que predicen un modelo de corteza menos atenuada que la encontrada en el presente estudio, implican que un valor de amplitud registrado esté asociado a un valor menor de magnitud, y, por lo tanto, una subestimación del valor real. Respecto a la dispersión de los datos, la no utilización de los valores de corrección para las estaciones hace que las magnitudes calculadas dependan no solamente de la fórmula, sino también, en gran medida, de las estaciones utilizadas, pues, como se mostró en la tabla 1, hay estaciones, como BUC, TAF, LAR y PBA, que requieren de correcciones notables.

Dado que tanto el Ovspop como la RSNC rutinariamente deben calcular y reportar información de sismos ocurridos en la ZP, se realizó también una comparación de las M_L obtenidas con la fórmula definida en este trabajo, con las M_L reportadas por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), que utiliza la fórmula calculada por Rengifo y Ojeda (2004), $-log(A_o) = 1{,}019 \times log(r/100) + 0{,}0016 \times (r - 100) + 3$, que es muy similar a la encontrada para California. La figura 7 muestra esta comparación, y en ella se observa de manera clara que los valores reportados por la RSNC son menores que los encontrados en este trabajo, aunque la dispersión es menor y la curva de ajuste mejor que las encontradas en la comparación con los datos del Ovspop.

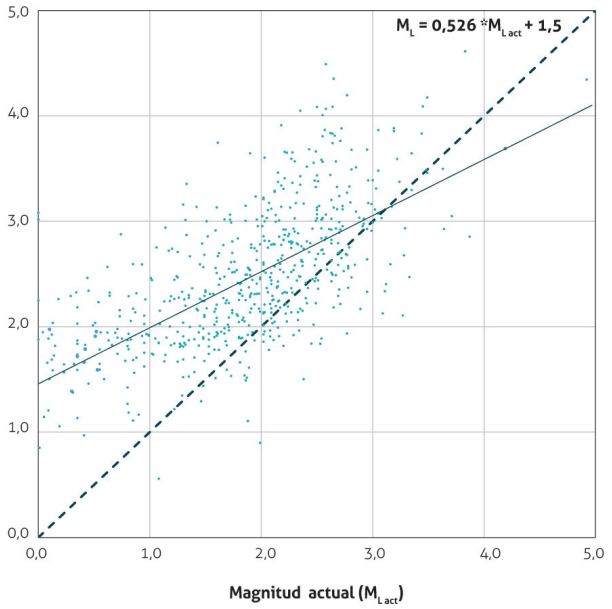


Figura 6. Relación entre la M_L encontrada en este trabajo y la M_L calculada rutinariamente en el Ovspop (Magnitud actual, $M_{L_{act}}$), para sismos VT y tectónicos locales registrados por la red de monitoreo del Ovspop. La línea continua representa la curva de ajuste. Como referencia se grafica la relación $M_L = M_{L_{act}}$ (línea punteada)
Fuente: autores

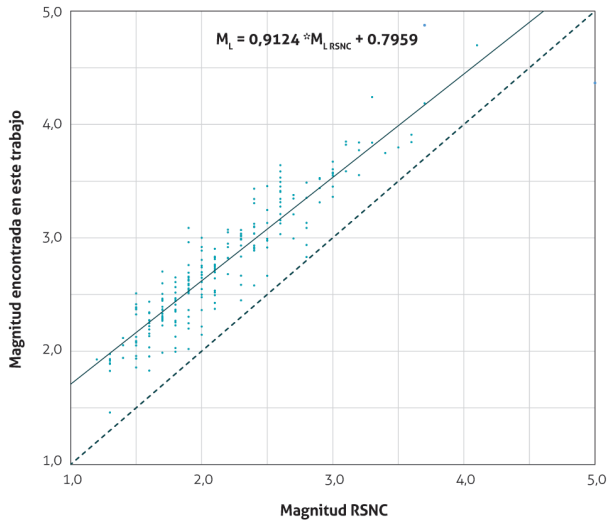


Figura 7. Relación entre la M_L encontrada en este trabajo y la M_L calculada rutinariamente en la RSNC (M_{LRSNC}) para sismos VT y tectónicos locales registrados por la red de monitoreo del Observatorio. La línea continua representa la curva de ajuste. Como referencia se grafica la relación $M_L = M_L$ (RSNC) (línea punteada)
Fuente: autores

La definición de una fórmula de magnitud local para la ZP permite homogeneizar los diferentes valores de magnitud que se tienen actualmente. Hasta la fecha, una parte de las magnitudes ha sido calculada con la fórmula de magnitud coda (1993-2010), otra parte se ha calculado con magnitud de coda y con M_L usando la fórmula de San Francisco (2010-2017), así que, en las bases de datos, los sismos tienen asignadas ambas magnitudes; debido a esto, ha sido fácil observar las grandes diferencias que existen entre ambos valores. Una causa identificada es la subjetividad que existe en la asignación de la coda de un sismo, y, por lo tanto, de la magnitud asociada, ya que esto depende básicamente del criterio de quien asigna dicho valor. Esta situación hace que el cálculo de la energía sísmica no sea homogéneo, lo que podría, en algunos casos, hacer que se subvalore la energía, y, en otros, que se sobrevalore. Asimismo, realizar estudios sísmicos en los que la magnitud sea un parámetro de selección o de análisis para la distribución espacio-temporal puede conducir a interpretaciones erróneas de los resultados mientras no se estandarice la forma en que se estima la magnitud de un sismo.

Adicionalmente, los resultados obtenidos (en las estaciones de banda ancha y corto período) se compararon con los resultados obtenidos utilizando solo las estaciones de banda ancha. La figura 8 muestra las curvas de corrección por distancia y las diferencias promedio, para intervalos de 10 km, entre las amplitudes calculadas usando la corrección por distancia obtenida (ecuación 12) y las amplitudes observadas. Aunque la utilización de ambos tipos de estaciones muestra una curva más atenuada, se puede apreciar que las diferencias son pequeñas, tanto en los promedios de amplitud como en los errores estándar. La figura 9 compara los valores de magnitud utilizando ambos conjuntos de estaciones; en ella se observa que dichos valores son muy similares y que la dispersión es baja, lo que permite concluir que es válida la utilización de estaciones de corto periodo para el cálculo de M_L, y que es posible utilizar estaciones de corto periodo en el cálculo rutinario de M_L (Bormann, 2013).

Los valores obtenidos de correcciones de magnitud por estación reflejan en gran medida el efecto de sitio (Miao y Langston, 2007). Así, estaciones con valores negativos tendrán una amplificación de la amplitud debido a que puede tratarse de un suelo poroso, poco consolidado o de rocas

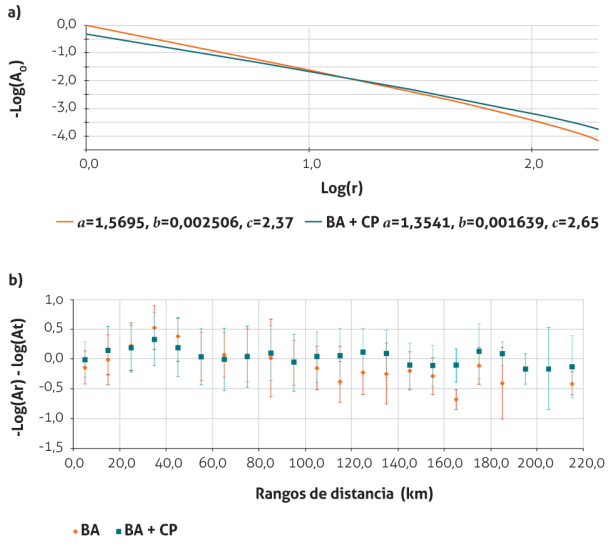


Figura 8. Comparación de resultados obtenidos usando solo estaciones de banda ancha (BA) y banda ancha y corto periodo combinadas (BA + CP). (a) Función de corrección por distancia. Se presentan los valores de *a*, *b* y *c* de la fórmula de magnitud. (b) Diferencias promedio de valores de amplitud calculados *versus* observados, por rangos de distancia cada 10 km. Las barras indican el error estándar
Fuente: autores

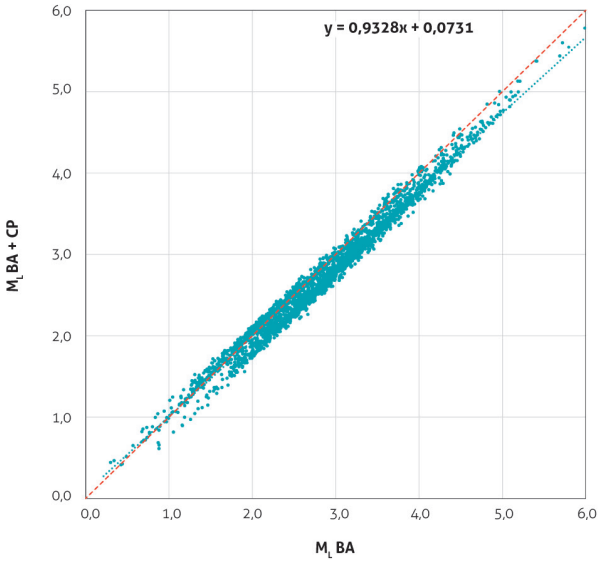


Figura 9. Comparación de magnitudes calculadas utilizando las funciones de corrección por distancia obtenidas solo con estaciones de banda ancha y con estaciones de banda ancha (BA) y corto periodo (CP) combinadas. La línea roja punteada representa la relación $M_{L\ BA} = M_{L\ BA} + CP$. La curva azul punteada representa el ajuste
Fuente: autores

meteorizadas, y los valores positivos representarían rocas sólidas o competentes. Las estaciones BUC, PAL y TAF presentan correcciones negativas notables de la magnitud (amplificación), mientras que las estaciones PBA, LAR y PIL presentan correcciones positivas altas (atenuación). Estos valores pueden interpretarse como efectos de la geología local en las estaciones BUC, PAL y TAF, que están ubicadas sobre suelos blandos, mientras que PBA, LAR y PIL están ubicadas sobre lavas macizas (Marquínez *et al.*, 2003). El resto de las estaciones presenta correcciones bajas o moderadas (tabla 1).

Finalmente, se realizó un recálculo de la magnitud local y energía sísmica de los sismos considerados en este trabajo usando la relación de la ecuación (11), y se compararon con la energía y magnitud coda usados en la rutina diaria y en los informes periódicos que se emiten en el Ovspop. Ambos cálculos se hicieron con la fórmula de energía sísmica de Gutenberg y Richter (1956). La figura 10 muestra los resultados. En esta figura resulta evidente que la energía sísmica es mucho mayor con la nueva fórmula de magnitud (M_L) que con la magnitud coda (M_c), pues llega a ser más de una unidad de magnitud superior con la nueva fórmula.

Estos resultados sugieren que la energía sísmica liberada en la zona del Paletará puede estar siendo subvalorada, lo que implicaría que se requiere una reevaluación de la energía sísmica liberada por algunos volcanes y fallas activas.

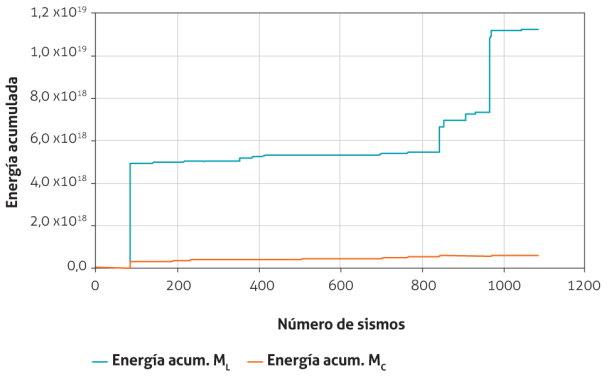


Figura 10. Energía sísmica acumulada diariamente, recalculada para los sismos considerados en este trabajo. La línea de color naranja corresponde a la energía calculada con la magnitud coda (M_c), y la línea azul corresponde a la energía calculada con la nueva fórmula de magnitud
Fuente: autores

5. Conclusiones

Se determinó la curva de atenuación local o corrección por distancia para la ZP usando un método de inversión de amplitudes, simulando un instrumento Wood-Anderson, y a partir de ella se obtuvo la fórmula de magnitud local. La curva encontrada es más atenuada que la curva definida para la zona de California utilizada actualmente para calcular las magnitudes en el Ovspop, lo cual sugiere una subestimación actual en la determinación de M_L. Asimismo, la magnitud coda presenta en algunos casos una subestimación de una unidad de magnitud, además de desviaciones sustanciales debido a la subjetividad en la lectura de la duración coda. Las correcciones encontradas para las estaciones, en unidades de magnitud, son consistentes con la geología local, y se presentan correcciones negativas grandes para estaciones ubicadas en suelos blandos (BUC, TAF, PAL) y correcciones positivas grandes para estaciones ubicadas en rocas duras (PBA, LAR, PIL). Existen otras estaciones ubicadas sobre roca firme que presentan valores de corrección cercanas a cero; al respecto se debe recordar que estas correcciones son relativas a la red utilizada y con un promedio de cero. De todas formas, es importante investigar por qué la estación PBA presenta una diferencia tan grande respecto a otras estaciones ubicadas sobre roca firme, como CH2 o VR2.

Referencias Bibliográficas

Baumbach, M., Bindi, D., Grosser, H., Milkereit, C., Paralai, S., Wang, R., *et al.* (2005). Calibration of an M_L scale in Northwestern Turkey from 1999 Izmit aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5), 2289-2295. Doi: 10.1785/0120020157.

Bobbio, A., Vassallo, M. y Festa, G. (2009). A local magnitude scale for Southern Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(4), 2461-2470. Doi: 10.1785/0120080364.

Bormann, P. (2013). Magnitude calibration formulas and tables, comments on their use and complementary data. *New Manual of Seismological Observatory Practice* 2 (NMSOP-2). Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum. Doi: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_DS_3.1.

Bragato, P. y Tento, A. (2005). Local magnitude in Northeastern Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), 576-591. Doi: 10.1785/0120040100.

Greenhalgh, S. y Singh, R. (1986). A revised magnitude scale for South Australian earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 757-769.

Gutenberg, B. y Richter, C. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Annals of Geophysics*, 9(1), 1-15. Doi: 10.4401/ag-5590.

Havskov, J. y Ottemöller, L. (2010). Routine data processing in earthquake Seismology. *Dordrecht: Springer*. Doi: 10.1007/978-90-481-8697-6.

Hutton, L. y Boore, D. (1987). The M_L Scale in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6), 2074-2094.

Keir, D., Stuart, W., Jackson, A. y Ayele, A. (2006). Local earthquake magnitude scale and seismicity rate for Ethiopian rift. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(6), 2221-2230. Doi: 10.1785/0120060051.

Londoño, J. (2016). *Definición de fórmulas de magnitud local para el área del complejo volcánico cerro Bravo-cerro Machín, Colombia*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Marquínez, G., Rodríguez, Y., Terraza, R. y Martínez, M. (2003). *Geología de la plancha 365-Coconucos, escala 1:100.000*. Mapa. Bogotá: Ingeominas.

Miao, Q. y Langston, C. (2007). Empirical distance attenuation and the local magnitude scale for the central US. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(6), 2137-2151. Doi: 10.1785/0120060188.

Nguyen, L., Ting-Li, L., Yih-Min, W., Bor-Shouh, H., Chien-Hsin, C., *et al.* (2011). The first M_L scale for north of Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(1), 279-286. Doi: 10.1016/j.jseaes.2010.07.005.

Rengifo, F. y Ojeda, A. (2004). Inversión de amplitudes de registros sísmicos para el cálculo de magnitud Ml en Colombia. *Memorias I Congreso Latinoamericano de Sismología. II Congreso, Colombiano de Sismología*. Armenia.

Richter, C. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25(1), 1-32.

Richter, C. (1958). *Elementary seismology*. San Francisco: WH Freeman and Company.

Tamayo, M. (2011). *Determinación de la escala de magnitud local a partir de inversión de amplitudes y magnitud coda para sismos volcánicos del Nevado del Ruiz y cerro Machín* (tesis de pregrado). Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.

Uhrhammer, R. Loper, S. y Romanowicz, B. (1996). Determination of local magnitude using BDSN broadband records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5), 1314-1330.

Wu Y., Allen, R. y Wu, C. (2005) Revised M_L determination for crustal earthquakes in Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2517-2524. Doi: 10.1785/0120050043.

Zollweg, J. (1990). Seismicity following the 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4), 355-367.



Volcán Puracé / Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán /2011

ANOMALÍAS DE GAS RADÓN ASOCIADAS A LA SISMICIDAD EN LA REGIÓN VOLCÁNICA DE LOS COCONUCOS (CAUCA, COLOMBIA)

RADON GAS ANOMALIES ASSOCIATED WITH THE SEISMICITY IN THE VOLCANIC REGION OF THE COCONUCOS (CAUCA, COLOMBIA)

Luisa F. **Meza**[1], John M. **Londoño**[2], Rosa L. **Alpala**[3], Andrés **Narváez**[4]

* Email de correspondencia: lmeza@sgc.gov.co

Recibido: 28/08/2017

Aceptado: 03/11/2017

Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Meza, L. F., Londoño, J., Alpala, R. L. y Narváez, A. (2018). Anomalías de gas radón asociadas a la sismicidad en la región volcánica de los Coconucos (Cauca, Colombia). *Boletín Geológico*, 44, 101-114.

RESUMEN

Se llevó a cabo un estudio de la relación entre la sismicidad de fractura y las emisiones de radón (^{222}Rn) en suelo en la región volcánica de los Coconucos, usando tres estaciones isotópicas ubicadas en el área de influencia de fallas activas en el período 2006-2013.

Para este estudio se definieron anomalías de gas radón como aquellos valores de concentración por encima del promedio más la mitad de la desviación estándar. Estos valores se correlacionaron con sismos de magnitudes locales (ML) mayores a 2,8, y se llegó a la conclusión de que valores por encima de 2300 pCi/L estuvieron asociados a la ocurrencia posterior de estos sismos en un radio de 35 km del centro de la red de estaciones. El rango de tiempo entre la detección de la anomalía y la ocurrencia del sismo (ML > 2,8) varió entre 3 y 84 días, con un promedio de 31 días. De un total de 15 sismos ocurridos en el período de estudio con ML > 2,8, trece fueron asociados con anomalías de gas radón, para una probabilidad de detección del 87 %. Esto permite establecer que la medición de concentración de gas radón en el suelo, usando una distribución apropiada de estaciones, es una herramienta útil para el pronóstico de sismicidad posterior en la zona de los Coconucos.

Palabras clave: sismicidad, gases difusos (^{222}Rn), cadena volcánica los Coconucos.

[1] M. Sc. en Química. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán del Servicio Geológico Colombiano

[2] Ph. D. en Geofísica. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán del Servicio Geológico Colombiano

[3] Especialista en Sistemas de Información Geográfica. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán del Servicio Geológico Colombiano

[4] Geógrafo. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán del Servicio Geológico Colombiano

ABSTRACT

A study of the correlation of seismicity with radon in soil emissions (^{222}Rn) was carried out at Coconucos volcanic region by using three isotopic stations located close to geological faults for the period of 2006-2013.

In this study, a radon anomaly was considered as those values above the average plus half of the standard deviation. These radon anomalies were correlated with earthquakes with a local magnitude (ML) greater than 2.8, concluding that radon anomalies above 2300 pCi/L were associated with a further occurrence of earthquakes with ML > 2.8 for a radius of 35 km taken from the center of the radon stations network. The difference in time between the detection of the radon anomaly and the occurrence of the earthquake ranged from 3 to 84 days, with 31 days average. From a total of 15 local earthquakes with ML > 2.8 that occurred during the studied period, 13 were associated with a previous radon anomaly, resulting in a probability of detection of 87 %. These results suggest that the regular measuring of radon in soil using a well-established network of isotopic stations is a good tool for forecasting the seismicity in the Coconucos region.

Keywords: seismicity, diffuse gas (^{222}Rn), Coconucos volcanic chain.

1. Introducción

El gas radón, con su isótopo ^{222}Rn, por ser un elemento cuya producción es continua en el interior de la corteza terrestre, tiende a escapar de las rocas donde se genera y a incorporarse a los sistemas fluidos, en los que se ha observado que su concentración puede variar en relación con el desarrollo de actividad tectónica y volcánica (Gasparini y Mantovani, 1978; King, 1980, 1985; Wakita *et al.*, 1988, Martinelli y Ferrari, 1991; Connor *et al.*, 1996; Heiligmann *et al.*, 1997; Nishizawa *et al.*, 1998).

El gas radón no reacciona con otros elementos y compuestos, y, de acuerdo con su mecanismo de difusión, se libera frecuentemente por las fallas u otras estructuras del subsuelo. Por sus características físicas, su detección se facilita en fisuras, fallas geológicas y flujos de agua subterránea. El isótopo ^{222}Rn tiene un tiempo de vida media favorable de 3,82 días, y es el isótopo más abundante, lo que lo convierte en el más útil para estudios geohidrológicos, debido a que las estructuras geológicas y la actividad de las mismas alteran la permeabilidad del suelo, por lo que se puede aprovechar el comportamiento del gas para registrarlo en la superficie. Por esto, se puede inferir que la concentración del ^{222}Rn se encuentra asociada a zonas donde se presenta un tectonismo activo, razón por la que los sectores en los que se realizan las mediciones continuas de las emisiones del isótopo radiactivo ^{222}Rn están localizados principalmente sobre fallas activas dentro del complejo volcánico, así como sobre zonas en las que existe una alta probabilidad de movimiento de fluidos y generación de fracturas.

Hay otros procesos dinámicos que pueden producir un incremento del flujo de radón en la superficie: la microfracturación de rocas inducida por esfuerzos causados por eventos intrusivos (Thomas *et al.*, 1986), así como el aumento del flujo térmico o de las descargas de vapor (Cox, 1980; Cox *et al.*, 1980; De la Cruz Reina *et al.*, 1985).

Además, se debe considerar que el radón no tiene una movilidad propia y necesita de un gas transportador que le permita moverse con rapidez y a grandes distancias. En los sistemas naturales, el dióxido de carbono (CO_2) y el agua son los principales transportadores de este gas.

Las emisiones de gas radón han sido usadas desde hace décadas para la predicción de sismos (Ulomov y Mavashev, 1971; King, 1980; Teng, 1980; Shapiro *et al.*, 1980; Fleisher y Mogro, 1985; Thomas *et al.*, 1986; Wakita *et al.*, 1988; Virk y Singh, 1993). Asimismo, se han utilizado en la prospección de uranio (Fleischer *et al.*, 1980; Ramola *et al.*, 1988), hidrocarburos (Garzón, 1987; Mazadiego, 1994) y campos geotérmicos (Cox, 1980; Whitehead *et al.*, 1983; Segovia *et al.*, 1991). También han sido empleadas en la detección de sistemas de fallas o fracturas (Crenshaw *et al.*, 1982; Aubert y Baubron, 1988; Fuentes *et al.*, 1995), en zonas afectadas por deslizamientos (Purtscheller *et al.*, 1994; Purtscheller *et al.*, 1995), como trazador atmosférico (Junge, 1963; Guedalia *et al.*, 1980), en la determinación

del sistema de circulación y ventilación en minas y cuevas (Wilkening y Watkins, 1976; Hunyadi *et al*., 1991), y en hidrogeología (Berelson *et al*., 1982; Cable *et al*., 1996). Por otra parte, se han realizado estudios sobre la relación de emisiones de gas radón y actividad volcánica en algunos volcanes activos, como en Vulcano (Italia) (Del Pezzo *et al*., 1981; Cioni *et al*., 1984; Baubron *et al*., 1990, 1991; Toutain *et al*., 1992), el Kïilauea (Hawái, EE. UU.) (Cox *et al*., 1980; Cox y Cuff, 1981; Thomas *et al*., 1986), el Krafla (Islandia) (Hauksson, 1981), el Etna (Italia) (Seidel y Monnin, 1984; Baubron *et al*., 1991; Parello *et al*., 1995; Chiodini *et al*., 1996; D'Alessandro y Parello, 1997), el Pitón de la Fournaise (isla Reunión, Francia) (Seidel *et al*., 1988), el Izu-Oshima (Japón) (Sato *et al*., 1992), el cerro Negro (Nicaragua) (Connor *et al*., 1996), el Galeras (Colombia) (Heiligmann *et al*., 1997), el volcán Nevado del Ruiz y cerro Machín (Colombia) (Londoño, 2009), entre otros.

Este estudio está enfocado en analizar las variaciones temporales de emisión de gas radón en el suelo y su relación con la actividad sísmica en el área volcánica de los Coconucos (Cauca, Colombia) por ser una zona donde confluyen tanto fallas como volcanes activos.

2. Metodología

Para las mediciones de gas radón se utilizó el sistema de cámaras ionizantes E-PERM (Electret-Passive Environmental Radon Monitor) de Kotrappa *et al*. (1988), consistente en electretos de larga duración con cargas superiores a 700 V, que se insertan en una cámara de 35 mL. Este sistema se pone dentro de un tubo de PVC abierto en la parte inferior, que se entierra en el suelo a una profundidad de aproximadamente 1,7 m, y se cubre con una tapa en la parte superior para evitar el escape de gas radón; de esta manera sirve como una trampa de captura de gas radón. El tiempo de medición de cada dato fue de diez días, aproximadamente. Una vez cumplidos los diez días de cada medición, el sistema E-PERM se retira para hacer las mediciones de la descarga en voltaje de los electretos usando un equipo SPERM-1 (Kotrappa *et al*., 1990).

Los electretos se cambian y se inicia un nuevo ciclo de medición en cada una de las estaciones. Usando las correcciones apropiadas de dosis de radiación gamma, altitud y factores de calibración de fábrica, la concentración de gas radón en cada estación, según Garzón (1998) modificado de Kotrappa *et al*. (1988-1990), se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$[Rn] = \frac{V_i - V_f}{FC^{*}T} - DG, \quad (1)$$

Donde

$[Rn]$ = concentración de gas radón en pCi/L
V_i, V_f = voltaje inicial y final del electreto en voltios
T = tiempo de exposición en días
FC = constante o factor de calibración en pCi/L
DG = dosis de radiación gamma ambiental en el sitio donde se realiza la medición. Para el caso de este estudio se tomó el valor de 1.

Errores en las mediciones de gas radón

Las inexactitudes de cálculo en las mediciones del radón mediante el sistema E-PERM pueden dividirse en errores debidos a las imperfecciones geométricas de los electretos y de las cámaras. Existe una incertidumbre con respecto al volumen de las cámaras y al grosor de los electretos relacionada con posibles inconsistencias en su producción en serie. De acuerdo con el inventor, se determinó experimentalmente que este error (E1) es del 5 %, así:

$$E1 = \pm 0{,}05\ (Vi - Vf)/\ (FC * D) \quad (2)$$

Otra fuente de error son aquellas fallas provenientes de la lectura del potencial inicial y final del electreto. La diferencia máxima entre dos medidas puede alcanzar el valor de 1,4 voltios. El error fraccional (EF), asociado con la diferencia de dos lecturas, es

$$EF = \pm (2)1/2/(Vi - Vf) \quad (3)$$

El error de la concentración E2 es

$$E2 = \pm (2)1/2/FC * D \quad (4)$$

Teniendo en cuenta los errores E1 y E2, los correspondientes a las mediciones de las alturas donde se ubican las estaciones, y los errores en las mediciones de las dosis de radiación gamma ambiental, el error total asociado a las mediciones de radón estuvo por debajo del 12 %.

Anomalías de gas radón

Para la determinación de anomalías de gas radón se siguió la metodología de Londoño (2013), que define una anomalía de radón como

$$A_{Rn} = [Rn]_{max} + \frac{\sigma}{2}, \quad (5)$$

Donde

A_{Rn} = anomalía de gas radón
$[Rn]_{máx}$ = concentración máxima de las anomalías de cada medición en la red de estaciones
σ = desviación estándar

Por lo tanto, esta metodología considera como anomalía los valores de concentración de gas radón por encima del promedio más la mitad de la desviación estándar en un grupo de estaciones seleccionadas apropiadamente.

3. Datos y procesamiento

De una red de 33 estaciones isotópicas dedicadas al monitoreo de radón en la zona volcánica de los Coconucos, se seleccionaron aquellas que tuvieran mayor número de datos, mayores variaciones en los valores de radón, mayor período de muestreo y, en lo posible (aunque no necesariamente), mayor cercanía a zonas falladas de acuerdo con la metodología de Londoño (2013). Después de varias pruebas de ensayo y error teniendo en cuenta grupos de estaciones que cumplieran con los criterios mencionados, se seleccionaron tres estaciones: Agua Tibia (AT); Agua Hirviendo (AH) Y Tabio (TB). Con las series de tiempo de las estaciones escogidas, correspondientes al período 2006-2013, se calcularon promedios mensuales de concentración de gas radón y valores máximos por cada medida en la red de estaciones seleccionadas (Londoño, 2013). La figura 1 muestra la localización del área de estudio, la red de estaciones isotópicas y las estaciones seleccionadas para el estudio.

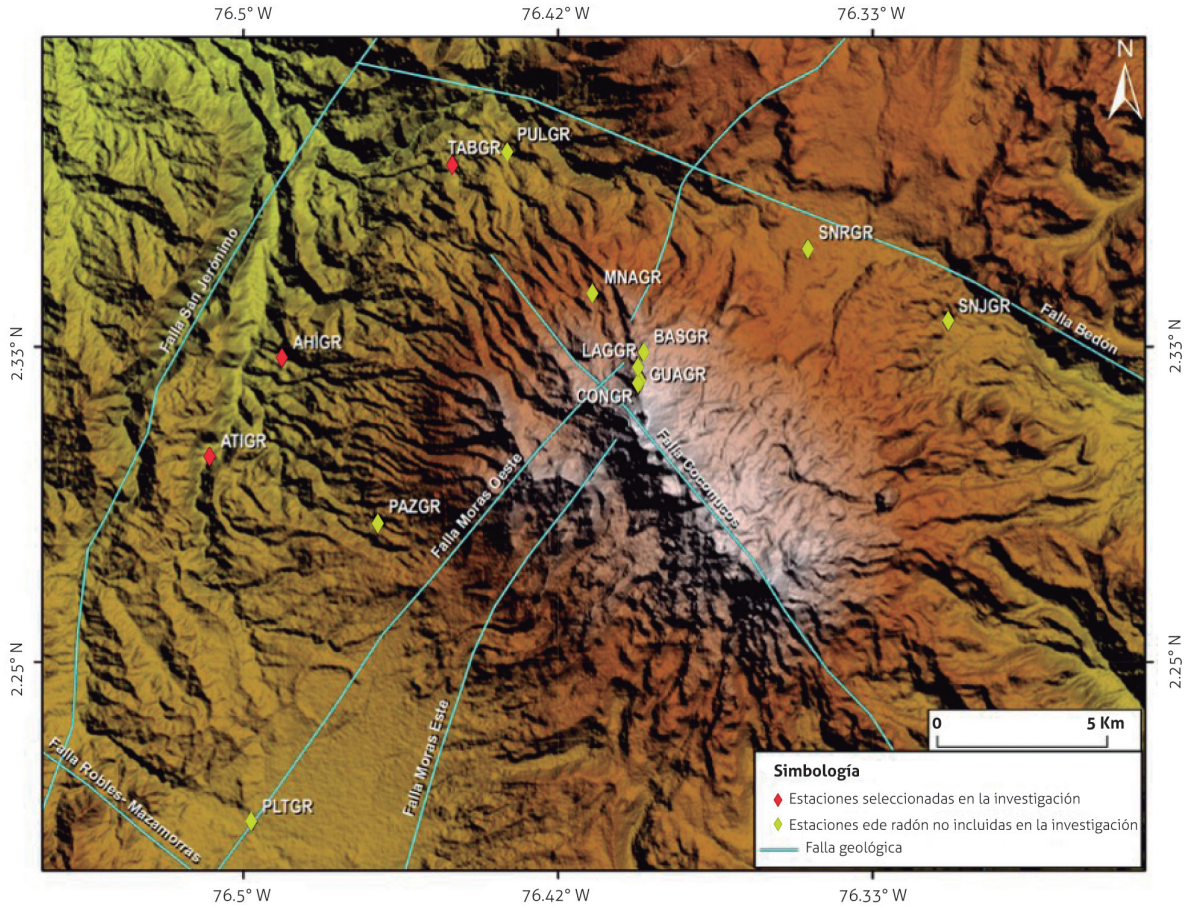


Figura 1. Localización del área de estudio. Red de estaciones isotópicas de ^{222}Rn
Fuente: autores

Para la comparación de la sismicidad, se utilizó la base de datos sísmica del Servicio Geológico Colombiano (SGC) y del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (OVSPO) correspondiente al período 2006-2013. Se seleccionaron inicialmente los sismos tanto volcano-tectónicos (VT) como tectónicos locales con magnitudes locales (ML) mayores a 1,5, localizados en un radio de 35 km del centro de la red de radón, de acuerdo con el criterio de Dobrovolsky *et al.* (1975) y Fleischer (1988). Las figuras 2a y 2b muestran la localización epicentral de los sismos seleccionados y las curvas de energía sísmica liberada, así como el número de sismos por día para los sismos con una ML mayor a 1,5 en el período 2006-2013 en la zona de los Coconucos.

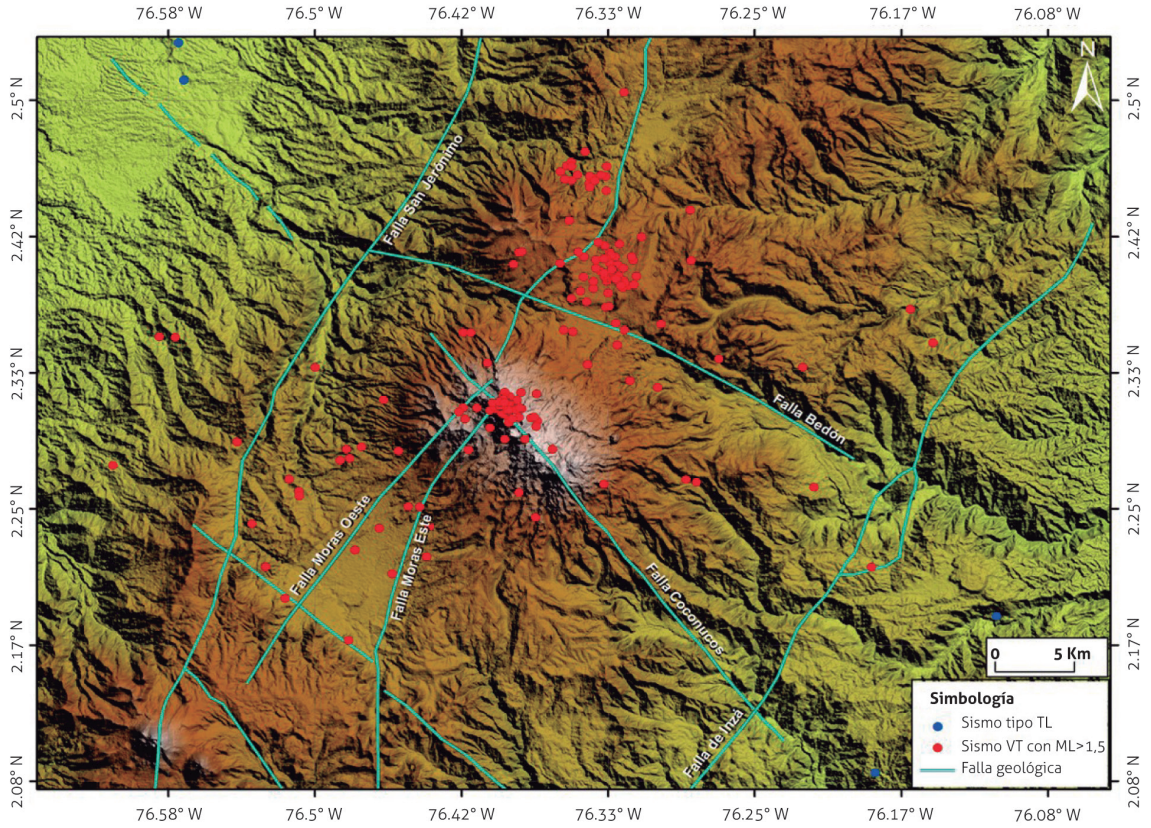


Figura 2a. Localización hipocentral de la sismicidad seleccionada, ML > 1,5 (2006-2013)
Fuente: autores

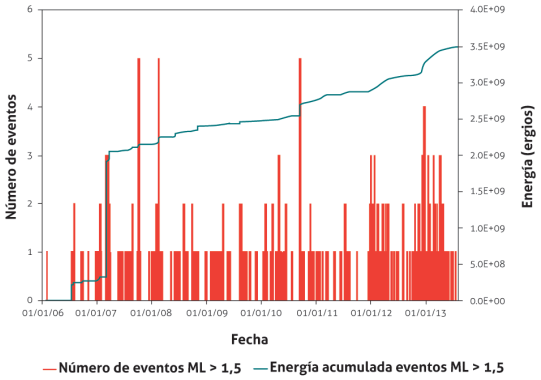


Figura 2b. Número de eventos y energía acumulada en eventos con ML > 1,5 (2006-2013)
Fuente: autores

4. Contexto geológico estructural de la región volcánica de los Coconucos

La cadena volcánica de los Coconucos está compuesta por quince centros eruptivos alineados con una orientación N39°W, la mayoría de ellos sobre el trazo de la falla Coconucos. Entre estos centros eruptivos se destaca el volcán Puracé, que es un estratovolcán activo (4650 msnm), localizado a una distancia de 26 km al SE de la ciudad de Popayán. Es el extremo noroccidental de la cadena volcánica de los Coconucos. La actividad fumarólica se concentra en el interior del cráter, principalmente

en una gran grieta que atraviesa el fondo; también hay un notable campo fumarólico en el flanco externo NW del volcán (fumarola lateral) (Monsalve y Pulgarín, 1993). Véase la figura 3.

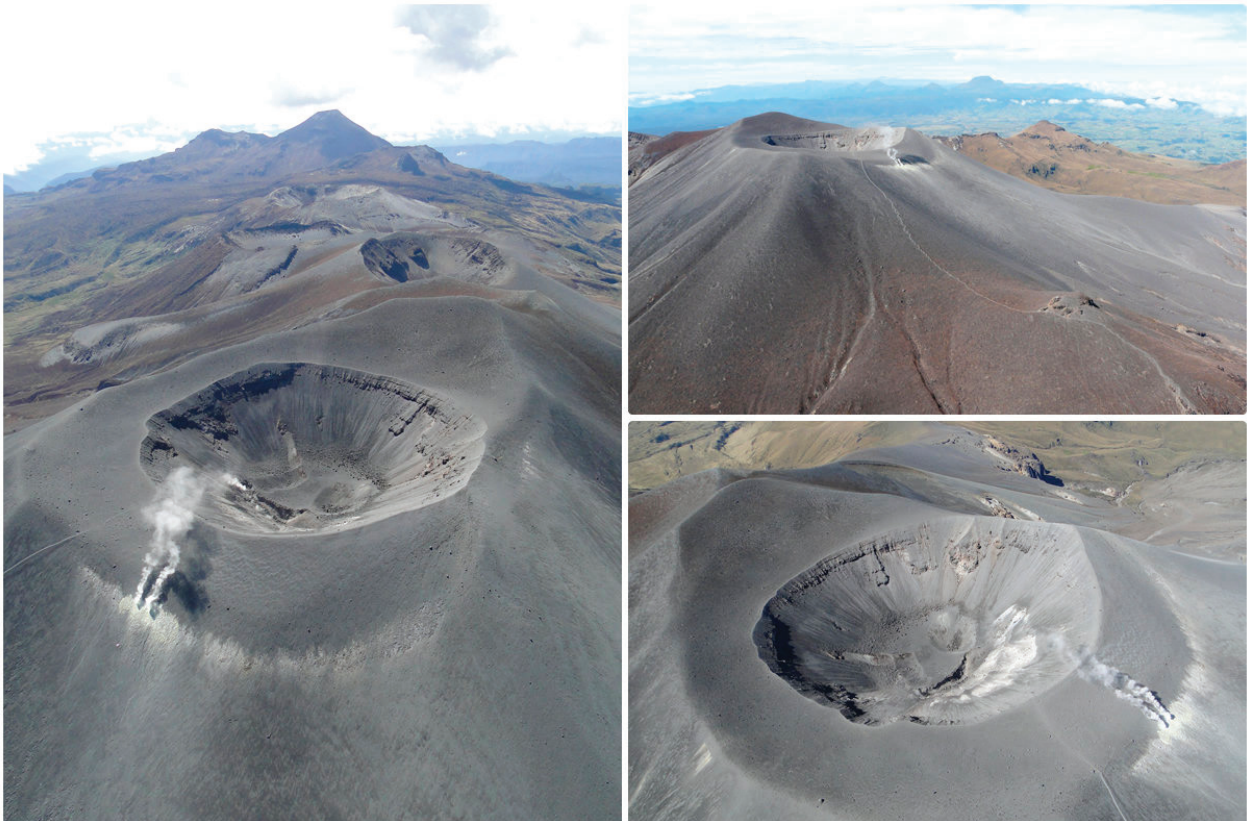


Figura 3. Cadena volcánica de los Coconucos. En primer plano se observa al volcán Puracé. Imágenes tomadas durante el sobrevuelo realizado el 11 de octubre del 2011
Fuente: SGC-OVSPOP

Estudios geológicos recientes revelan una historia eruptiva caracterizada por actividad predominantemente explosiva, cuyos productos principales han sido lavas andesíticas, flujos piroclásticos, piroclastos de caída y flujos de lodo (Monsalve y Pulgarín, 1993). Esta actividad ha sido reportada a partir de 1801, y se han descrito, desde 1827, al menos quince episodios eruptivos bien documentados que han generado daños materiales y pérdida de vidas. La última erupción menor considerada ocurrió en marzo de 1977, asociada con salida de cenizas. No se sabe de actividad reciente de otros volcanes. La cadena volcánica de los Coconucos (CVLC) se encuentra afectada por tres sistemas de fallas regionales con direcciones principales NE-SW, NW-SE y NNE, (Monsalve y Pulgarín, 1999), de las cuales se identifican las siguientes (figuras 2a y 2b):

Falla Moras. De acuerdo con Orrego (1977), esta falla tiene una estructura de rumbo dextral, con ángulo alto y está inclinada al este. Asimismo, Orrego y París (1991) consideran que este sistema representa una sutura paleozoica que sirve de límite entre las rocas metamórficas paleozoicas del complejo Cajamarca y del neis de Quintero. Según los mismos autores, esta sutura se encuentra alineada con la cadena volcánica actual de la cordillera Central, y posiblemente corresponde con la megafalla Palestina del centro del país.

Falla Bedón. Tiene una tendencia noroccidental. En el área de estudio se evidencia la expresión de esta falla con un rasgo lineal en un segmento entre los ríos San Francisco y Bedón (figuras 2a y 2b).

Falla Coconucos. La falla Coconucos es una estructura con dirección NW-SE, a lo largo de la cual se alinean los volcanes de la CVLC, desde el Puracé, en el noroccidente, hasta el Pan de Azúcar, en el suroriente. Según Gil (1998), en la intersección de esta falla con la falla de Moras se ha detectado una fuente sismogénica denominada fuente sismogénica Puracé. Pulgarín *et al.* (1994 en prensa).

Falla Inzá. La falla Inzá fue cartografiada por Instituto Colombiano de Energía Eléctrica (ICEL) en 1983, y su nombre proviene de la población de Inzá (Cauca). También es conocida como falla Moras y se la consideran parte de un sistema de fallas de rumbo que corta las fallas con dirección NE-SW de la parte alta de la cuenca del río Páez; se la considera de tipo inverso y con inclinación del plano al oeste. Por afectar al complejo Cajamarca, se la considera una falla antigua que ha contribuido al levantamiento de la cordillera Central en el flanco este.

Presenta un rumbo N 30° a N 45° E, y sirve como límite entre las rocas paleozoicas del complejo Cajamarca con rocas cretácicas y jurásicas pertenecientes a las sedimentitas Santa Leticia, las arenitas blancas del cerro Tabor y al batolito de Ibagué.

Falla San Jerónimo. Es la falla más oriental del sistema de fallas de Romeral definido por Grosse (1926), y propuesto por Orrego y París (1991) para denominar las fallas que se localizan en el flanco occidental de la cordillera Central, con dirección preferencial NNE. Marquínez *et al.* (2003), citando a otros autores, la describe como una estructura regional que limita el complejo Cajamarca, de edad paleozoica y afinidad continental, con el complejo Quebrada Grande, de edad mesozoica y afinidad oceánica. Esta estructura se considera inversa, y tiene una dirección aproximada N 37° E, que buza hacia el E. Del análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales de la zona afectada por la falla San Jerónimo puede interpretarse que esta marca el borde occidental de la caldera de Paletará, lo que constituye un argumento de peso para la definición de dicha caldera como caldera de colapso.

A esta falla se han asociado varios de los sismos sentidos en un área amplia del sur del departamento del Cauca, como los ocurridos los días 7 de enero y 2 de febrero de 2003 (Pulgarín y Agudelo, 2003), además de otros sismos sentidos en la región de Paletará y Paispamba en años recientes, de acuerdo con los datos de la red de monitoreo volcánico del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán.

5. Resultados

Antes de analizar los resultados de las mediciones de gas radón y relacionarlos con la sismicidad, es necesario determinar si dichos resultados están afectados por algunas variables que pueden modificar en parte la tendencia de los datos. Uno de los factores que más afectan los valores de gas radón es el clima. La figura 4 muestra las variables atmosféricas, de precipitación, presión atmosférica y temperatura ambiente, y su relación con las emisiones de gas radón en las estaciones seleccionadas (máxima concentración por medida). De acuerdo con los resultados obtenidos, se concluyó que no hay una correlación clara entre las variaciones temporales de gas radón y cambios atmosféricos en el período estudiado. Por tal razón, es posible atribuir las variaciones temporales de gas radón a fenómenos diferentes a los atmosféricos.

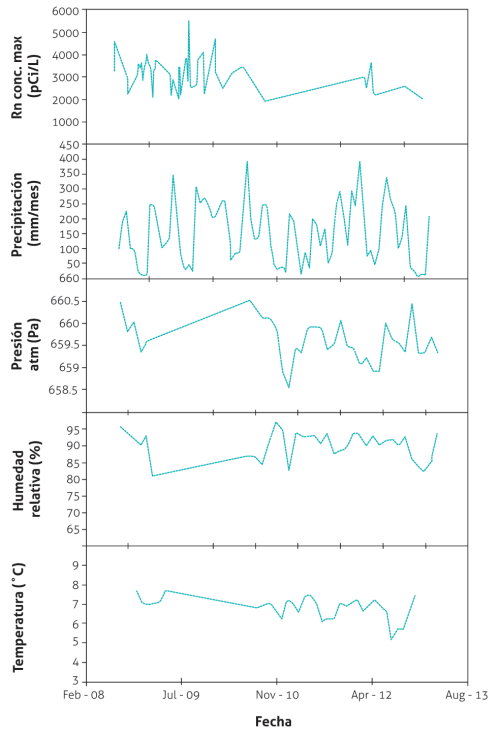


Figura 4. Relación de emisiones máximas de gas radón por medida *vs.* Promedios mensuales de precipitación, presión atmosférica, humedad y temperatura ambiente. Los datos meteorológicos corresponden a la estación Puracé del Ideam
Fuente: autores

La figura 5 muestra las series de tiempo de las estaciones escogidas para el análisis. De esta figura se puede concluir que en algunos períodos de tiempo hay una correlación clara entre las diferentes estaciones, mientras que, en otras épocas, no la hay.

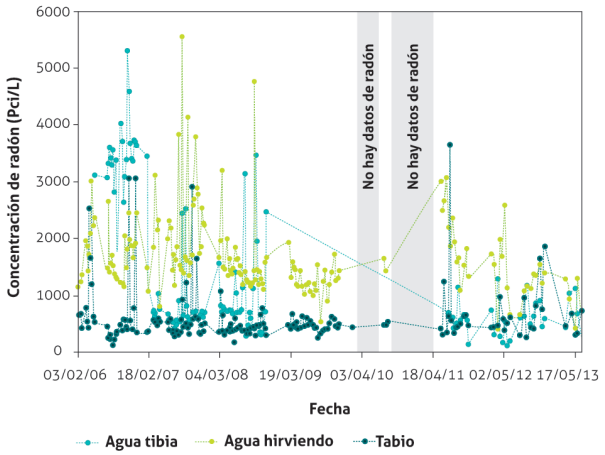


Figura 5. Series de tiempo de las estaciones isotópicas seleccionadas, 2006-2013
Fuente: autores

La figura 6 muestra la concentración máxima de gas radón por cada medida en todas las estaciones y las magnitudes de los sismos con ML > 1,5. A simple vista no se observa una correlación clara entre cambios temporales de concentración de gas radón y ocurrencia de sismos con ML > 1,5 en la zona de estudio.

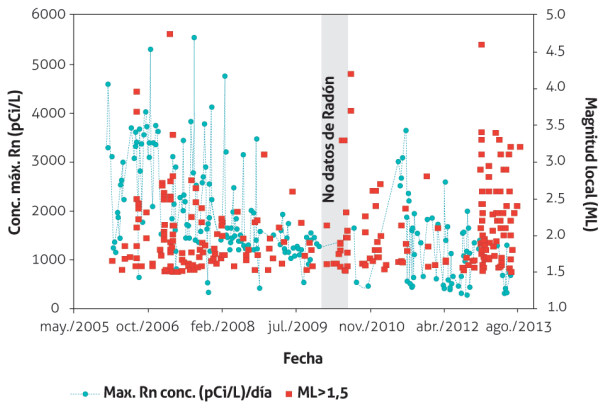


Figura 6. Concentración máxima de gas radón por cada medida, y las magnitudes de los sismos con ML > 1,5
Fuente: autores

Para poder detectar con mayor precisión anomalías de gas radón, y asociarlas con ocurrencia de sismos en la zona de estudio, se procedió a seleccionar solo los valores anómalos, aplicando la ecuación 5. Posteriormente, se realizó un proceso iterativo de pruebas de ensayo y error para determinar el umbral de magnitud a partir del cual los sismos estuvieran asociados con esas anomalías de gas radón, dado que muchos sismos con magnitudes menores a la magnitud umbral no lo están. Por esta razón, se requiere determinar la magnitud menor de detección o asociada con la anomalía (Londoño, 2013). Para este estudio, las anomalías de gas radón correspondieron a valores por encima de 2300pCI/L. Según los resultados del proceso iterativo de prueba y error, el umbral de magnitud local (ML) que puede ser detectado con esta anomalía es de 2,8.

De un total de quince sismos con ML > 2,8 ocurridos durante el período estudiado en un radio de 35 km con centro en el cráter, trece fueron detectados en un lapso de tiempo de 3 a 84 días después de la anomalía, para una probabilidad de detección del 87 %. Un sismo ocurrió en una época en que no se tuvieron datos de gas radón (mayo de 2010), por lo que no se sabe si estuvo asociado o no a una anomalía. Si este sismo se descarta, y se consideran catorce sismos ocurridos durante el período de medición con ML > 2,8, en los que hubo datos de gas radón, la probabilidad de detección aumenta al 93 %.

La figura 7 muestra la serie de tiempo de las anomalías de gas radón y los sismos con ML > 2,8. En esta figura se puede observar que algunos sismos no fueron detectados, si se considera la anomalía mayor a 2300 pCi/L. De acuerdo con la metodología de Londoño (2013), es posible detectar otros cambios cuando la variación de una medida de radón respecto a la siguiente aumenta por encima de un valor determinado, que varía de una región a otra. De acuerdo con este criterio, si se analiza en detalle la serie de datos, se evidencian cambios significativos en los valores máximos de gas radón entre una medida y la siguiente, del orden de 1000 pCi/L, lo que hace suponer que la combinación, tanto de anomalías como de cambios mayores de 1000 pCi/L entre una medida y otra, definen mejor el cambio en concentración de gas radón asociado a la posterior ocurrencia de un sismo con ML > 2,8 en la zona de los Coconucos.

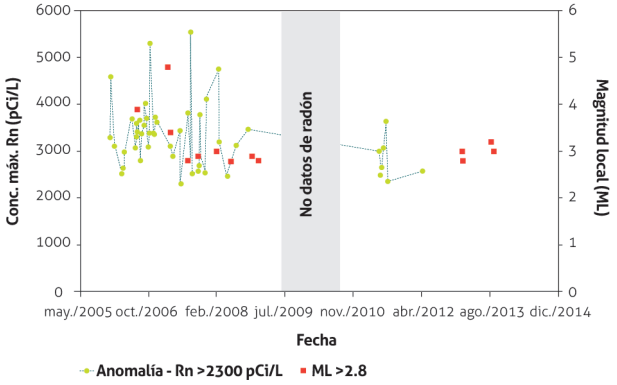


Figura 7. Relación de las anomalías de gas radón (> 2300pCi/L) con sismos ML > 2,8 en la zona de los Coconucos
Fuente: autores

La figura 8 muestra tanto los valores anómalos como los valores máximos de gas radón asociados a cambios significativos entre una medida y otra, y los sismos con magnitudes ML > 2,8. También se observa que todos los sismos son detectados apropiadamente. Adicionalmente, en la figura 9 se analiza la relación entre la distancia focal y la anomalía de gas radón, y se encuentra que no existe una correlación clara entre estas dos variables. Esto implica que las anomalías de gas radón detectadas son independientes tanto de la magnitud de los sismos como de la cercanía a la red de detección.

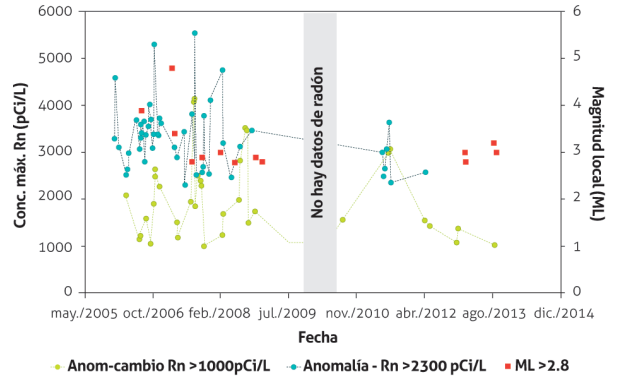


Figura 8. Relación de las anomalías de gas radón (> 2300pCi/L) y variaciones entre medidas superiores a 1000pCi/L con sismos ML > 2,8 en la zona de los Coconucos
Fuente: autores

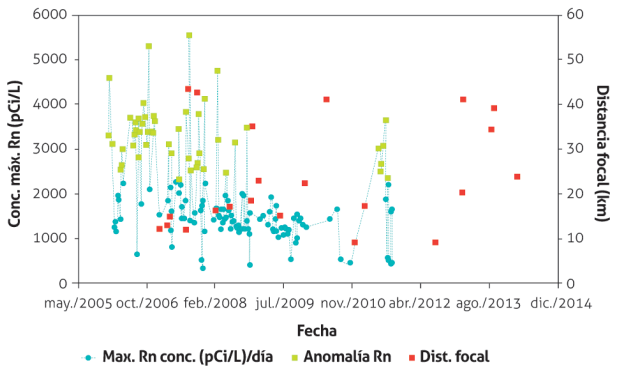


Figura 9. Relación entre la distancia focal de sismos con ML > 2,8 y anomalías de gas Rn, y máxima concentración por medida en la zona de los Coconucos
Fuente: autores

Distribución espacial de anomalías de gas radón

Con miras a determinar espacialmente las zonas con mayor liberación de gas radón, se elaboró un mapa de contornos con los valores máximos de la red de 33 estaciones en la zona de los Coconucos (figura 10). En esta gráfica se tomaron los máximos valores, y queda en evidencia que el valor promedio o base está por debajo de los 731 pCi/L, lo que quiere decir que las zonas de menor desgasificación están sobre la influencia de la falla Bedón, y que esta se encuentra localizada en una zona distal hacia el sector occidental. Al comparar la desgasificación con las fallas o lineamientos presentes en el área, se deduce que la falla San Jerónimo (SW-W) es la posible fuente principal de emisión de gas radón en el área, además de ser una de las mayores fuentes de emisión de flujo de CO_2 en suelo (Meza *et al.*, 2017). Es importante destacar que en cercanías de esta zona anómala se encuentra un campo hidrotermal activo con altos caudales y altas temperaturas, que puede ser también responsable de las mayores liberaciones de gas radón. Por otra parte, los sismos tectónicos locales más distales muy probablemente estén asociados con otras fallas regionales que no fueron cubiertas por la red de monitoreo usada en este estudio.

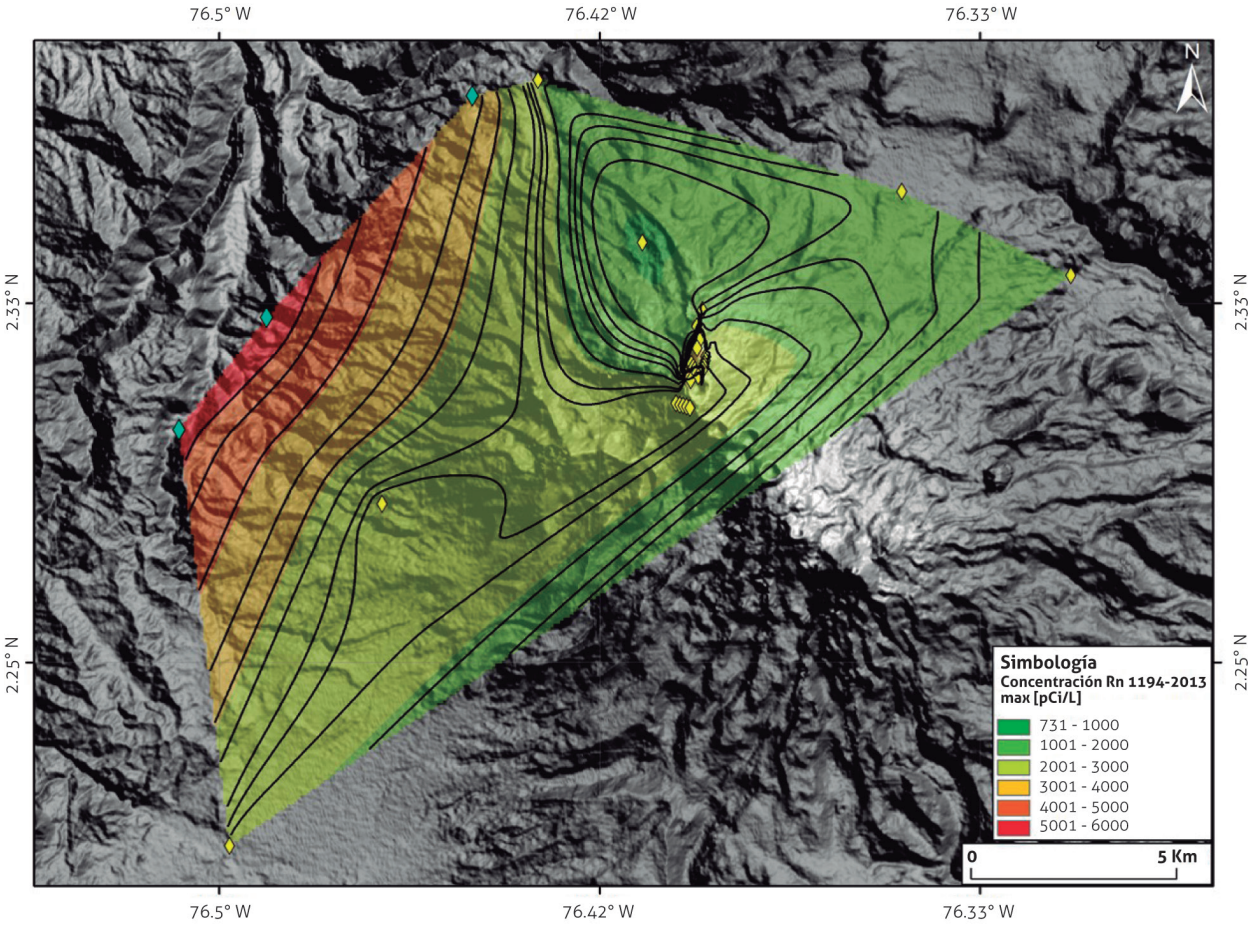


Figura 10. Mapa de anomalías de gas radón en la región del volcán Puracé
Fuente: autores

6. Conclusiones

En este estudio se pudo establecer que en más de un 80 % de los casos existe un aumento en la concentración de gas radón por encima de 3200 pCi/L antes de la ocurrencia de sismos con magnitudes mayores a 2,8 (ML >), en un radio de 35 km en la zona de los Coconucos. Las anomalías ocurren en un lapso de 3 a 84 días antes del sismo de ML > 2,8, con 31 días como promedio. Este hallazgo permite concluir que el monitoreo de gas radón en la zona de estudio es una herramienta útil para pronosticar la ocurrencia de sismos, por lo que se puede convertir en una herramienta adicional para el monitoreo del volcán Puracé y otros volcanes de la región, ya que sismos de magnitud considerable pueden desestabilizar el sistema volcánico, lo que permite usar las mediciones de gas radón como un parámetro de alerta temprana.

La selección de estaciones de medición de gas radón en suelo para el análisis es un factor importante a la hora de detectar posibles relaciones con actividad sísmica tectónica local o volcánica. Igualmente, la ubicación de las mismas es determinante para el análisis e interpretación de los datos.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al grupo de trabajo del OVSPop por su apoyo y discusiones. Este trabajo se realizó en el marco del proyecto "Investigación y monitoreo de la actividad volcánica de Colombia", proyecto AME13-06 de la Dirección de Amenazas Geológicas del Servicio Geológico Colombiano (SGC).

Referencias bibliográficas

Aubert, M. y Baubron, J. (1988). Identification of a hidden thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil atmosphere analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35(3), 217-225. Doi: 10.1016/0377-0273(88)90018-2.

Baubron J., Allard P. y Toutain, J. (1990). Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano island, Italy. *Nature*, 344(6261), 51-53. Doi: 10.1038/344051a0.

Baubron, J., Allard, P., Sabroux, J., Tedesco, D. y Toutain, J. (1991). Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions. *Journal of the Geological Society*, 148(3), 571-576. Doi: 10.1144/gsjgs.148.3.0571.

Berelson, W., Hammond, D. y Fuller, C. (1982). Radon-222 as a tracer for mixing in the water column and benthic exchange in the southern California borderland. *Earth and Planetary Science Letters*, 61(1), 41-54. Doi: 10.1016/0012-821X (82)90036-X.

Cable, J., Burnett, W., Chanton, J. y Weatherly, G. (1996). Estimating groundwater discharge into the northeaster Gulf of Mexico using radon-222. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(3-4), 591-604. Doi: 10.1016/S0012-821X (96)00173-2.

Chiodini, G., Frondini, F. y Raco, B. (1996). Diffuse emission of CO_2 from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 58(1), 41-50. Doi: 10.1007/s004450050124.

Cioni, R., Corazza, E. y Marini L. (1984). The gas/steam ratio as indicator of heat transfer at the Solfatara fumaroles, Phlegraean Fields (Italy). *Bulletin Volcanologique*, 47(2), 295-302. Doi: 10.1007/BF01961560.

Connor, C., Hill, B., La Femina, P., Navarro, M. y Conway, M. (1996). Soil ^{222}Rn pulse during the initial phase of the June-August 1995 eruption of Cerro Negro, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(1-2), 119-127. Doi: 10.1016/0377-0273(96)00020-0.

Cox, M. (1980). Ground radon survey of geothermal areas in Hawaii. *Geophysical Research Letters*, 7(4), 283-286. Doi: 10.1029/GL007i004p00283.

Cox, M. y Cuff, K. (1981). *Monitoring of ground radon concentrations at Kilauea Volcano, Hawaii*. Abstract. Tokyo: IAVCEI Symp. Arc Volcanism.

Cox, M., Cuff, K. y Thomas, D. (1980). Variations of ground radón concentrations with activity of Kilauea volcano, Hawaii. *Nature*, 288(5786), 74-76. Doi: 10.1038/288074a0.

Crenshaw, W., Williams, S. y Stoiber, R. (1982). Fault location by radon and mercury detection at an active volcano in Nicaragua. *Nature,* 300(5890), 345-346. Doi: 10.1038/300345a0.

Cruz Reina, S. de la, Mena, M., Segovia, N., Chalot, J., Seidel, J. y Monnin, M. (1985). Radon emanometry in soil gases and activity in ashes from El Chichón volcano. *Pure and Applied Geophysics*, 123(3), 407-421. Doi: 10.1007/BF00880740.

D'alessandro, W. y Parello, F. (1997). Soil gas prospection of He, ^{222}Rn and CO_2: Vulcano Porto area, Aeolian Islands, Italy. *Applied Geochemistry*, 12(2), 213-224. Doi: 10.1016/S0883-2927(96)00066-2.

Del Pezzo, E., Gasparini, P., Mantovani, M, Martini, M., Capaldi, G. *et al*. (1981). A case of correlation between Rn anomalies and seismic activity on a volcano (Vulcano Island, Southern Tyrrhenian Sea). *Geophysical Research Letters*, 8(9), 962-965. Doi: 10.1029/GL008i009p00962.

Dobrovolsky, I., Zubkov, S. y Miachkin, V. (1975). Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pure and Applied Geophysics*, 117(5), 1025-1044. Doi: 10.1007/BF00876083.

Fleischer, R. (1988). Radon in the environment—Opportunities and hazards. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 14(4), 421-435. Doi: 10.1016/1359-0189(88)90001-5.

Fleischer, R., Hart, H. y Mogro Campero, A. (1980). Radon emanation over an ore body: search for long-distance transport of radon. *Nuclear Instruments and Method*, 173(1), 169-181. Doi: 10.1016/0029-554X (80)90584-4.

Fleischer, R. y Mogro Campero, A. (1985). Association of subsurface radon changes in Alaska and northeaster United States with earthquakes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(4), 1061-1071. Doi: 10.1016/0016-7037(85)90319-9.

Fuentes, C., Mazadiego, L., Llamas, J., Elorza, F., Chacón, E. y Vela, A. (1995). *Aplicación de la emanometría al campo de la modelización geológica granítica para la*

detección de fracturas permeables. Ponencia. VI Congreso de Geoquímica de España.

Garzón, G. (1998). *El radón: manual teórico-práctico*. Informe. Bogotá: Ingeominas.

Garzón, M. (1987). *Posibilidades que ofrece la medida del radón para la prospección de yacimientos de hidrocarburos* (tesis doctoral). Oviedo: Universidad de Oviedo.

Gasparini, P. y Mantovani, M. (1978). Radon anomalies and volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3(3-4), 325-341. Doi: 10.1016/0377-0273(78)90042-2.

Gil, F. (1998). *Procesamiento de sismos volcano-tectónicos asociados con la falla Moras en el área del volcán Puracé*. Informe interno. Manizales y Popayán: Ingeominas.

Grosse, E. (1926). *El Terciario Carbonífero de Antioquia*. Berlín: Dietrich Reimer.

Guedalia, D., Ntsila, A., Druilhet, A. y Fontan, J. (1980). Monitoring of the atmospheric stability above an urban and suburban site using sodar and radon measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology,* 19(7), 839-848. Doi: 10.1175/1520-0450(1980)019<0839:MOTASA>2.0.CO;2.

Hauksson, E., J.G. and Goddard (1981): Radon earthquake precursor studies in Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B8), 7037-7054. Doi: 10.1029/JB086iB08p07037.

Heiligmann, M., Stix, J., WilliamsJones, G., Sherwood, B. y Garzón, G. (1997). Distal degassing of radon and carbon dioxide on Galeras volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77(1-4), 267-283. Doi: 10.1016/S0377-0273(96)00099-6.

Hunyadi, I., Hakl, J., Lenart, L., Geczy, G. y Csige, I. (1991). Regular subsurfase radón measurements in Hungarian karstic regions. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 19(1-4), 321-326. Doi: 10.1016/1359-0189(91)90204-U.

Junge, C. (1963). *Air chemistry and radiochemistry*. New York y London: Academic Press.

King, C. (1980). Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B6), 3065-3078. Doi: 10.1029/JB085iB06p03065.

King, C. (1985). Impulsive radon emanation on a creeping segment of San Andreas Fault, California. *Pure and Applied Geophysics*, 122(1-4), 340-352. Doi: 10.1007/BF00874603.

Kotrappa, P., Dempsey, J., Hickey, J. y Stieff, L. (1988). An electret passive environmental 222-Rn monitor based on ionization measurement. *Health Physics*, 54(1), 47-56.

Kotrappa, P., Dempsey, J., Ramsey, R. y Stieff, L. (1990). A practical E-PERM (electret passive environmental radon monitor) system for indoor ^{222}Rn measurement. *Health Physics*, 58(4), 461-467.

Londoño, J. (2013). *Un método para la detección de anomalías de gas radón en suelo asociadas con la ocurrencia de sismos*. Informe interno. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Londoño, J. (2009). Radon and CO_2 emissions in different geological environments as a tool for monitoring volcanic and seismic activity in central part of Colombia. *Boletín de Geología*, 31(2), 83-95.

Marquínez, G., Rodríguez, Y., Terraza, R. y Martínez, M. (2003). *Geología de la plancha 365-Coconuco*. Memorias. Bogotá: Ingeominas.

Martinelli, G. y Ferrari, G. (1991). Earthquake forerunners in a selected area of Northern Italy: recent developments in automatic geochemical monitoring. *Tectonophysics,* 193(4), 397-410. Doi: 10.1016/0040-1951(91)90348-V.

Mazadiego, L. (1994). *Desarrollo de una metodología para la prospección geoquímica en superficie de combustibles fósiles* (tesis doctoral). Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España.

Meza Maldonado, L., Inguaggiato, S., Jaramillo, M., Garzón Valencia, G. y Mazot, A. (2017). Volatiles and energy released by Puracé volcano. *Bulletin of Volcanology*, 79(12), 84. Doi: 10.1007/s00445-017-1168-y.

Monsalve, M. y Pulgarín, B. (1993). Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Puracé. *Revista Ingeominas,* 2, 3-27.

Monsalve, M. y Pulgarín, B. (1999). Cadena volcánica de los Coconucos: centros eruptivos y productos recientes. *Boletín Geológico*, 37(1-3), 17-51.

Nishizawa, S., Igarashi, G., Sano, Y., Shoto, E., Tasaka, S. y Sasaki, Y. (1998). Radon, Cl- and SO42- anomalies in hot spring water associated with the 1995 earthquake swarm off the east coast of the Izu Peninsula, central Japan. *Applied Geochemistry*, 13(1), 89-94. Doi: 10.1016/S0883-2927(97)00058-9.

Parello, F., D'alessandro, W., Bonfanti, P. y Dongarra, G. (1995). Subsurface gases in selected cities of the Mount Etna área (Sicily). *Acta Vulcanológica*, 7(1), 35-42.

Pulgarín, B. y Agudelo, A. (2003). *Entorno geológico de los sismos sentidos en las poblaciones de Sotará, Coconucos, La Sierra, Rosas, Timbío, Popayán, Inzá y Benalcázar los días 7 de enero y 2 de febrero de 2003*. Informe interno. Popayán: Ingeominas.

Pulgarín, B., Monsalve, M., Arcila, M. y Cepeda, H. (1994). Actividad histórica y actual del volcán Puracé, Colombia. *Boletín Geológico*, 34(2-3), 39-53.

Purtscheller, F., Pirchl, T., Sieder, G., Stingl, V., Tessadri, T. y Brunner, P. (1995). Radon emanation from giant landslides of Koefels (Tyrol, Austria) and Langtang Himal (Nepal). *Environmental Geology*, 26(1), 32-38. Doi: 10.1007/BF00776029.

Purtscheller, F., Stingl, V., Brunner, P. y Ennemoser, O. (1994). The Tsergo Ri landslide (Langtang Himal): A case study of radon emanation from giant landslides. *Journal of Nepal Geological Society*, 10, 102-104.

Orrego, A. (1977). *Geología y geoquímica del área mineralizada de El Pisno, Cauca*. Publicación Geológica Especial, vol. 10. Ingeominas.

Orrego, A. y París, G. (1991). *Cuadrángulo N-6, Popayán: geología, geoquímica y ocurrencias minerales. Escala 1:100.000*. Popayán: Ingeominas.

Ramola, R., Singh, S. y Virk, H. (1988). Uranium and radon estimation in some water samples from Himalayas. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 15(1-4), 791-793. Doi: 10.1016/1359-0189(88)90252-X.

Sato, T., Wakita, H., Notsu, K. y Igarashi G. (1992). Anomalous hot spring water changes: Possible precursors of the 1989 volcanic eruption off the east coast of the Izu Peninsula. *Geochemical Journal*, 26(2), 73-83.

Segovia, N., Cruz Reyna, S. de la, Mena, M., Seidel, J. y Monnin, M. (1991). Radon-222 as an indicator of geothermal reservoirs behaviour. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 19(1-4), 401-404. Doi: 10.1016/1359-0189(91)90225-7.

Seidel, J. y Monnin, M. (1984). Mesures de radon-222 dans le sol de l'Etna (Sicile): 1980-1983. *Bulletin Volcanologique*, 47(2), 1071-1077. Doi: 10.1007/BF01952363.

Seidel, H., Freeman, S., Seto, H. y Knowles J. (1988). Phosphonate biosynthesis: Isolation of the enzyme responsible for the formation of a carbon–phosphorus bond. *Nature*, 335(6189), 457-458. Doi: 10.1038/335457a0.

Shapiro, M., Melvin, J., Tombrello, T. y Whitcomb, J. (1980). Automated radon monitoring at a hard rock site in the southern California traverse ranges. *Journal of Geophysical Research*, 85(B6), 3058-3064. Doi: 10.1029/JB085iB06p03058.

Teng, T. (1980). Some recent studies on groundwater radon content as an earthquake precursor. *Journal of Geophysical Research*, 85(B6), 3089-3099. Doi: 10.1029/JB085iB06p03089.

Thomas, D., Cuff, K. y Cox, M. (1986). The association between ground gas radon variations and geologic activity in Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12186-12198. Doi: 10.1029/JB091iB12p12186.

Toutain, J., Baubron, J., Le Bronec, J., Allard, P., Briole, P., Marty, B. *et al*. (1992). Continuous monitoring of distal gas emanations at Vulcano, southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, 54(2), 147-155. Doi: 10.1007/BF00278004.

Ulomov, V. y Mavashev, B. (1971). *The Tashkent Earthquake of 26 April, 1966*. Tashkent: Akademii nauk Usbekskoi SSR.

Virk, H. y Singh, B. (1993). Radon anomalies in soil-gas and groundwater as earthquake precursor phenomena. *Tectonophysics*, 227(1-4), 215-224. Doi: 10.1016/0040-1951(93)90096-3.

Wakita, H., Nakamura, Y. y Sano, Y. (1988). Short-term and intermediate-term geochemical precursors. *Pure and Applied Geophysics*, 126(2-4), 267-278. Doi: 10.1007/BF00878999.

Whitehead, N., Gingrich, J. y Fisher, J. (1983). A New Zealand test of the track-etch® method of prospecting for geothermal steam. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 15(4), 339-354. Doi: 10.1016/0377-0273(83)90106-3.

Wilkening, M. y Watkins, D. (1976). Air exchange and ^{222}Rn concentrations in the Carlsbad Caverns. *Health Physics*, 31(2), 139-145.

DETERMINACIÓN DEL EFECTO DE SITIO EN LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS PERTENECIENTES AL OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO Y SISMOLÓGICO DE POPAYÁN

SITE EFFECT DETERMINATION OF THE SEISMOLOGICAL STATIONS BELONGING TO THE VOLCANOLOGICAL AND SEISMOLOGICAL OBSERVATORY OF POPAYÁN

Jaime **Raigosa A.**[1]

* Email de correspondencia: jraigosa@sgc.gov.co

Recibido: 8/08/2017

Aceptado: 15/11/2017

Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Raigosa, J. (2018). Determinación del efecto de sitio en las estaciones sismológicas pertenecientes al Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán. *Boletín Geológico*, 44, 115-132.

RESUMEN

El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (OVSPop), perteneciente al Servicio Geológico Colombiano (SGC), opera una red de veinticuatro estaciones sismológicas para el monitoreo de la actividad de los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará, la cual está conformada por sismómetros de corto periodo y banda ancha. En este trabajo se llevó a cabo la determinación del efecto de sitio en veinte estaciones de esta red de monitoreo utilizando el método de las ondas coda (Phillips y Aki, 1986; Su *et al.*, 1992), a partir del registro de 207 sismos seleccionados de una lista inicial de 348 sismos tectónicos locales y volcano-tectónicos, cuya magnitud local varió entre 2,0 y 5,2, y de los cuales se descartaron registros que tuvieran niveles de ruido alto, señales saturadas, registro de réplicas u otros sismos dentro de la coda, o señales que no tuvieran registro de ruido antes del inicio del sismo o después del final de la coda. En la implementación del método se imponen las condiciones de que el promedio de los valores de efecto de sitio sea igual a cero y que cada sismo esté registrado en cinco o más estaciones. Los resultados muestran valores altos de amplificación en estaciones como PAL, MAR y BUC, que están ubicadas sobre suelos blandos, y factores de amplificación cercanos y menores a uno en la mayoría de las estaciones restantes, que generalmente están ubicadas sobre rocas correspondientes a flujos de lava provenientes de los volcanes monitoreados. En promedio, las desviaciones estándar de los datos obtenidos son menores a 0,3,

[1] Geólogo. Servicio Geológico Colombiano

aunque se obtuvieron valores más altos en algunas estaciones y en algunas frecuencias (hasta 0,645 en la estación CGO para 4 Hz). La comparación de los valores encontrados con valores de corrección de magnitud local en las mismas estaciones muestra una correlación estrecha entre ambos valores, lo cual apoya la idea de que las ondas coda son ondas *S* dispersadas.
Palabras clave: ondas coda, efecto de sitio, inversión.

ABSTRACT

The Volcanological and Seismological Observatory of Popayan (OVSPop), belonging to the Servicio Geologico Colombiano (SGC), operates a network of 24 seismological stations, consisting of short-period and broadband seismometers, in order to monitor the activity of the Nevado del Huila, Puracé and Sotará volcanoes. Site effect determinations were performed on 20 stations in this network by using the coda wave method. An initial list of 348 events were selected, from which 207 tectonic and volcano-tectonic earthquakes were suitable for the study. The selection criteria involved those events with a range of local magnitudes between 2.0 and 5.2, as well as discarding those signals with high noise levels, oversaturated waveforms, events containing aftershock signals in the coda, as well as seismic events without seismic noise before and after the main event occurred. The method implementation required two main conditions: the average of the site effect values is equal to zero and each earthquake must be registered by 5 or more stations. The results show high amplification values at stations such as PAL, MAR and BUC, which are located on soft soils, and amplification factors close to and less than 1 for most of the remaining stations, which are located on hard rocks corresponding to lava flows from the monitored volcanoes. On average, the standard deviations of the obtained data are less than 0.3, although higher values were obtained for some stations and for some frequencies (up to 0.645 for the CGO station at 4 Hz). A comparison of the values found in this work with values of local magnitude corrections for the same stations shows a close correlation between the two values, which supports the idea that the coda waves are in fact dispersed S waves and that the estimation of local effects from coda waves may be a valid method for estimating the local effects of S waves.
Keywords: coda waves, site effect, inversion.

1. Introducción

Los efectos locales debidos a las características particulares de las formaciones geológicas superficiales tienen un particular interés en áreas como la ingeniería, la evaluación de la amenaza y la microzonificación sísmica, y tiene además un efecto importante en la estimación de la magnitud de los sismos que se procesan rutinariamente en los observatorios vulcanológicos y sismológicos. Uno de los efectos más drásticos es el reportado por Krishna y Ordas (1993) en la Ciudad de México, quienes estiman amplificaciones relativas de 50 para algunas frecuencias entre 0,25 y 0,7 Hz, entre estaciones ubicadas cerca y dentro de la ciudad, y amplificaciones absolutas del orden de 500 en este rango de frecuencias. Por razones como estas han sido desarrolladas varias técnicas para abordar el tema, usualmente calculando una relación espectral de amplitudes, ya sea en una misma estación, comparando varias estaciones con una estación de referencia, o tomando como referencia un promedio entre las estaciones. Entre estos métodos está el de la relación de amplitud espectral tradicional (Borcherdt, 1970; Borcherdt, 1996), en el que se determina la amplificación de un sitio con relación a una estación de referencia, preferencialmente ubicada sobre roca firme, a partir de la relación de las amplitudes de los espectros suavizados de la estación que se va a determinar y la estación de referencia. En este método básicamente se supone que la estación de referencia es equivalente al movimiento de entrada en la base de las capas de suelo (Steidl *et al.*, 1996); estos autores encuen-

tran diferencias entre amplitudes espectrales de estaciones ubicadas sobre roca, en superficie y en *boreholes* para *aftershocks* del sismo de Landers, California (1992), por lo que concluye que es más recomendable utilizar como referencia estaciones ubicadas en un *borehole* y que la suposición de la equivalencia de una estación de referencia sobre roca sólida en un sitio cercano, mencionada anteriormente, debe ser cuestionada. Se debe considerar, además, en qué rango de distancias puede ser válida esta relación, debido a los efectos de la fuente y la trayectoria entre la fuente del sismo y la estación. La relación de amplitudes H/V (Lermo y Chávez-García, 1993; Field y Jacobs, 1995), similar a la técnica de función receptora, no utiliza una estación de referencia y calcula el efecto de sitio dividiendo el espectro de amplitudes de la componente horizontal entre la componente vertical, para un mismo sismo. En este método, una suposición básica es que la componente vertical de las ondas *S*, registrada en superficie, no está afectada por el efecto de sitio, y su amplitud es similar al de la roca subyacente. Tsuboi *et al.* (2001) utilizaron instrumentos de movimiento fuerte, instalados en la ciudad de Yokohama, para verificar el método de H/V; ellos encontraron buena concordancia al comparar la relación espectral de las componentes horizontales entre sismogramas en superficie y sismogramas *borehole* en estaciones que tenían ambos tipos de registro, y la relación H/V de ondas *S* en superficie, y que con este método se puede estimar el nivel de amplificación en frecuencias bajas. Concluyeron también que la técnica de la relación H/V puede aplicarse a la estimación de la respuesta del sitio si esta da un pico espectral simple, lo que significa que la estructura es simple y la componente vertical no se ve afectada por la estructura superficial; al respecto, Riept *et al.* (1998), al comparar diferentes métodos, encontraron que el nivel absoluto de amplificación es ocho veces más grande en las estaciones situadas en la parte central de la cuenca del valle Volvi (Grecia) al utilizar el método de relación de amplitud espectral tradicional y compararlo con la relación H/V, y lo asociaron a heterogeneidades locales y geometrías complejas en la estructura del valle. En general, hay cierto consenso en que los radios espectrales pueden dar una mejor medida de la frecuencia fundamental de cada sitio, más que del efecto de sitio en sí. Aki y Chouet (1975) interpretan las ondas coda —la parte final de un sismograma que usualmente se toma a partir de dos veces el tiempo de viaje de la onda *S*— como ondas dispersadas por múltiples heterogeneidades distribuidas uniformemente dentro de la corteza; las ondas coda se han utilizado para hallar diferencias de factores de amplificación entre estaciones, con el fin de calcular la relación de amplitudes espectrales de una frecuencia determinada en un mismo sismo registrado en diferentes estaciones (Phillips y Aki, 1986; Koyanagi *et al.*, 1992; Kato *et al.*, 1995). En este método se asume que la forma de la coda es independiente de la localización fuente-receptor y de la orientación de la fuente, tal como fue propuesto por Aki y Chouet (1975), lo cual implica que el factor de calidad (*Qc*) es el mismo para toda el área sobre la cual las ondas coda son dispersadas. Frecuentemente se ha observado un incremento de Qc con el aumento del tiempo. Koyanagi *et al.* (1992) calcularon factores de amplificación en la isla de Hawái, y hallaron que la estimación de *Qc* era más estable cuando se calculaba con ondas coda a partir de 30 segundos después de dos veces el tiempo de viaje de la onda *S*, por lo que utilizaron este valor para estimar los factores de amplificación en la isla. Takahashi *et al.* (2005) utilizaron 225 sismos de baja a moderada magnitud registrados en Hi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention [NIED]), compuesta de alrededor de seiscientas estaciones, para hacer una estimación detallada del efecto de sitio en el noreste de Honshu, Japón, con el método de normalización de la coda, y encontraron una fuerte dependencia de los factores de amplificación con la frecuencia, y que esta dependencia varía según la edad y el tipo de roca. Las ondas coda se han utilizado también para estimar parámetros como el coeficiente de dispersión, magnitud de coda, dada la característica de que su duración es proporcional a la magnitud del sismo, o el coeficiente de atenuación (*Qc*). Para este último, Lee y Sato (2006) utilizaron registros de componentes *N*-*S* en once estaciones de banda ancha de la Red Sismológica de IRIS para definir una ley de decaimiento de las ondas coda en sismos regionales, y encontraron que las ondas coda decaen en función de una potencia del tiempo $A_c \ \alpha t^{-\alpha(Tc)}$, donde alfa tiene una gran dependencia del periodo. En este trabajo se utiliza el método propuesto por Phillips y Aki (1986) para determinar los factores de amplificación de las estaciones sismológicas pertenecientes al SGC, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, que

monitorea la actividad de los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará, ubicados sobre el eje de la cordillera Central de Colombia.

2. Método

Para calcular los efectos de sitio se sigue la metodología propuesta por Phillips y Aki (1986) y Su *et al.* (1992), en la cual los efectos de la fuente, el sitio y la trayectoria se pueden separar. De acuerdo a estos autores, el método para determinar el efecto de sitio se puede plantear de la siguiente forma:

El espectro de potencia de la coda se puede expresar como

$$P(w|t) = F(w)\ .S(w).T(w) \tag{1}$$

Donde $P(w|t)$ es el espectro de potencia de las ondas coda, $F(w)$ corresponde al término de la fuente, $S(W)$ corresponde al termino del sitio y $T(w)$ es el término de la trayectoria. Tomando el logaritmo natural a ambos lados de (1), tenemos:

$$\frac{1}{2}\, lnP_{ij}(w_l,t_k) = d_{ijkl} = f_j\,(w_l) + s_i\,(w_l) + t(w_l,t_k) \tag{2}$$

Donde f_j es el término de la fuente, S_i es el término del sitio y t es el término de la trayectoria. Los subíndices i, j, k y l representan la estación, la fuente, el tiempo y la frecuencia, respectivamente.

Aki y Chouet (1975) interpretan las ondas coda como ondas S dispersadas por heterogeneidades, distribuidas más o menos uniformemente en la litosfera, con la característica importante de que el espectro de potencia, para diferentes eventos locales, decae en función del tiempo, de igual manera, independiente de la distancia y de la trayectoria entre la fuente y la estación. De esta manera, el término de la trayectoria solo depende de las propiedades promedio de la litosfera y es independiente de la localización de la fuente y la estación (Su *et al.*, 1992). Si en la ecuación (2) se toma el promedio de los d_{ijkl} sobre todas las estaciones, para un mismo sismo, para una misma frecuencia y para un determinado intervalo de tiempo, es decir, dejando fijos los subíndices j, k y l, y este promedio se resta de d_{ijkl}, se obtiene:

$$d_{ijkl} - \overline{d}^{\,jkl}_{ijkl} = s_i - \bar{s}_i \tag{3}$$

Donde $\overline{d}_{ijkl}$ es el promedio del espectro de potencia y $\bar{s}_i$ es el promedio del efecto de sitio de todas las estaciones en un mismo sismo, dejando fijos los subíndices j, k y l. Si se toman $\bar{s}_i = \sum_m \delta_{im} s_m$ (donde δ es la función delta de Kronecker), y $\bar{s}_i = (\frac{1}{N_{jkl}})\sum_m (I_m s_m)$ (donde N_{jkl} es el número total de estaciones utilizadas en el sismo j, $I_m = 1$ si la estación m es utilizada, $I_m = 0$ si la estación m no se utiliza), y se sustituyen en la ecuación (3), obtenemos:

$$d_{ijkl} - \overline{d}^{\,jkl}_{ijkl} = \sum_m (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{jkl}}) s_m \tag{4}$$

Tomando en cuenta el nivel de ruido de las estaciones, (4) se puede escribir en forma matricial así:

$$Gs + r = \Delta d \tag{5}$$

Donde s es el vector modelo que se quiere hallar, r es el vector que contiene el nivel de ruido de cada estación y Δd se obtiene calculando el espectro de potencia de cada estación y restándole, en cada sismo, el promedio de todas las estaciones. La ecuación (5) escrita en forma de matrices quedaría así:

$$\begin{pmatrix}
(\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ikj}}) & 0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & 0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} \\
-\frac{I_m}{N_{ikj}} & 0\ldots & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ikj}})\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & 0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} \\
-\frac{I_m}{N_{ikj}} & 0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ikj}}) & 0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} \\
\vdots & & \ddots & \vdots & & \\
0\ldots & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ikj}}) & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & 0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & 0 \\
0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ikj}})\ldots & 0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & 0 \\
0\ldots & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & -\frac{I_m}{N_{ikj}} & 0\ldots & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ikj}}) & 0 \\
1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1
\end{pmatrix}
\begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ S_4 \\ \cdots \\ S_{n-2} \\ S_{n-1} \\ S_n \end{bmatrix}_n
=
\begin{bmatrix} \Delta d_1 & -r_1 \\ \Delta d_2 & -r_1 \\ \Delta d_3 & -r_1 \\ \Delta d_4 & -r_1 \\ & \vdots \\ \Delta d_{p-2} & -r_{p-2} \\ \Delta d_{p-1} & -r_{p-1} \\ \Delta d_p & -r_p \\ 0 & \end{bmatrix}_{p+1} \tag{6}$$

Donde el número de filas de G depende de la cantidad de sismos utilizados y del número de estaciones en cada sismo; el número de columnas de G se corresponde con el número total de estaciones de las que se desea determinar el efecto de sitio. La última fila de G se utiliza para imponer la condición de que el promedio de todas las estaciones sea igual a cero, lo que equivale a considerar como referencia el promedio de todos los factores de amplificaciones igualado a 1.

El vector s se puede encontrar calculando la matriz inversa generalizada de G, G^{-g}, que se puede utilizar para resolver la ecuación (5) (Miao y Langston, 2007):

$$s = G^{-g}G = G^{-g}(\Delta d - r) \quad (7)$$

En la implementación del método se utilizó una rutina en Matlab que repite el siguiente proceso en cada una de las frecuencias evaluadas:

1. A cada registro se le resta el promedio y se corrige por la respuesta instrumental.
2. Se selecciona una ventana de ruido. Si existen suficientes datos al inicio de la traza, el nivel de ruido es calculado en esa parte; de lo contrario, se selecciona una ventana de ruido al final de la misma. Esta ventana de ruido será la misma en todas las frecuencias analizadas.
3. Se toma el tiempo de inicio de la coda igual a dos veces el tiempo de viaje de la onda *S*, debido a que se toman al menos cinco estaciones, este tiempo de inicio corresponde al de la quinta estación, en orden ascendente del tiempo de viaje de la onda *S*. A partir de este valor, cada señal es dividida en ventanas de tiempo, con incrementos iguales a 0,45 veces la duración de la ventana. Dicha duración depende de la frecuencia que se va a calcular. La tabla 1 muestra los valores de la frecuencia central; la ventana de tiempo, el número de ventanas y el ancho de banda utilizados.
4. En la ventana de ruido se aplica una ventana Welch, se calcula el espectro de potencia y se promedia sobre un ancho de banda.
5. En cada ventana de la señal se aplica una ventana Welch, se calcula el espectro de potencia y se promedia sobre el ancho de banda.
6. En cada ventana, al valor promedio del espectro de potencia de la señal se le resta el valor promedio del espectro de potencia del ruido. Llamemos a este valor P_i en cada estacón i. Si P_i es mayor a cuatro veces el valor del nivel de ruido, la ventana es utilizada.
7. Al analizar todas las estaciones, si existen cinco o más datos, se calcula el promedio $\overline{P} = \sum_i ½ln(Pi)/N$, donde N es el número de estaciones utilizadas. En este momento se deben adicionar N filas a la matriz del lado izquierdo y al vector columna del lado derecho de (6).
8. En (6), las filas del vector columna de la derecha se forman de restar el promedio $\overline{P}$ a cada valor de P_i.
9. Las filas de la matriz de la izquierda se forman asignándole una columna m a cada estación. Si la estación i no es utilizada, se anota 0 en la columna i; si la estación i es utilizada y además $i = m$ se anota $(-\frac{1}{N})$ en la columna i, en caso contrario se anota $(\delta_{im} - \frac{1}{N})$.
10. Se halla el vector s calculando la matriz inversa generalizada.
11. En cada frecuencia y cada ventana de tiempo se obtiene un conjunto de valores del efecto de sitio, que son promediados para hallar los valores finales de amplificación de cada estación. En la figura 1 se muestra la traza de dos sismos tectónicos locales de magnitudes locales (Ml) 3,7 y 2,4, en los que se muestra el origen de la coda y las ventanas utilizadas para el cálculo de las amplitudes espectrales.

Tabla 1. Valores utilizados para el cálculo de los espectros de potencia

Frecuencia central	Duración de la ventana (s)	N.º de ventanas	Ancho de banda
1,0	15	8	1,5
2,0	7,5	12	3,0
4,0	3,75	12	3,0
6,0	3,75	12	4,0
8,0	2,75	12	4,0
16,0	2,75	12	6,0

Fuente: autor

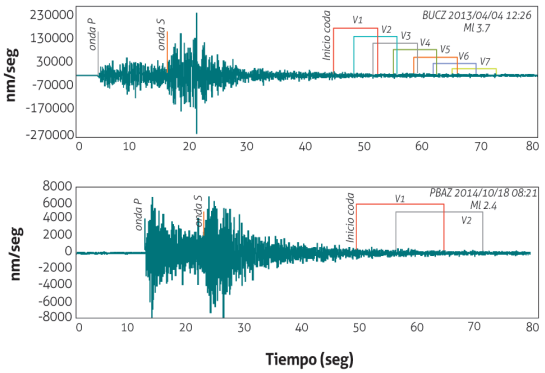


Figura 1. Coda y ventanas de tiempo utilizadas para calcular las amplitudes espectrales. Arriba, registro de un sismo de Ml 3,7 en la estación BUC y ventanas utilizadas para calcular la amplitud a 2 Hz; abajo, sismo de Ml 2,4 en la estación PBA y ventanas utilizadas para amplitudes a 1 Hz. El mayor número de ventanas en el primer caso obedece a la mayor magnitud del sismo y a la longitud de cada ventana (15 segundos para 1 Hz y 7,5 segundos para 2 Hz). El final de la última ventana se define por la relación señal/ruido menor de 4

Fuente: autor

3. Datos

El OVSPop monitorea la actividad de los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará, que se encuentran localizados sobre el eje de la cordillera Central de Colombia, entre los 2,11° y 2,93° de latitud norte, formando una red alargada en dirección N34E de 113 kilómetros de largo, compuesta por veinticuatro estaciones sismológicas triaxiales, ocho de corto periodo, con sensores L4 3D, y dieciséis de banda ancha, que cuentan con equipos Guralp, Reftek y Trillium, todas ellas telemétricas, digitalizadas en campo a cien muestras por segundo. Para este trabajo, algunas estaciones se descartaron debido a que tenían poca cantidad de registros o presentaban niveles de ruido muy alto para llevar a cabo el cálculo del efecto de sitio. Finalmente se utilizaron veinte estaciones de la red (tabla 2, figura 2). Inicialmente se seleccionaron los registros de 348 sismos tectónicos locales y volcano-tectónicos, que variaron en magnitud local entre 2,0 y 5,2, localizados alrededor de la red de monitoreo, para los cuales se obtuvieron distancias máximas a las estaciones de 150 kilómetros. Cada una de las trazas fue inspeccionada visualmente con el fin de descartar registros que tuvieran niveles de ruido alto, señales saturadas (*clipping*), registro de réplicas u otros sismos dentro de la coda, o señales que no tuvieran registro de ruido antes del inicio del sismo o después del final de la coda, con el fin de tener en cuenta el nivel de ruido en los cálculos. Finalmente se seleccionaron 207 sismos (figura 3) que estuvieran registrados en las tres componentes de cinco o más estaciones, con las condiciones indicadas anteriormente. La última condición se impone ya que, como se explicó en método, el efecto de sitio se establece con relación a un promedio de las estaciones, así que para cada sismo, en cada componente, se calcula un promedio de al menos cinco estaciones, a fin de que este sea confiable estadísticamente.

Tabla 2: Lista de estaciones utilizadas para el cálculo del efecto de sitio

	Estación	Código	Volcán	Sensor*	Marca	Tipo de roca
1	Agua Bonita	ABO	Puracé	BA	Guralp CMG-6TD-Reftek 151-60A	Flujos de lava en bloques andesíticos
2	Buco	BUCZ	Huila	BA	Guralp CMG-3ESPC Reftek 151-60A	Depósitos alterados de flujos asociados al Huila
3	Caloto	CAL	Huila	BA-CP	Guralp CMG-3ESPC -Mark Products L4-3D	Flujo de lava masivo andesítico
4	Cerro Gordo	CGO	Sotará	BA-CP	Guralp CMG-3ESPC Mark Products L4-3D	Flujos de lava andesítica con textura porfirítica
5	Cocuy 2	CO2	Puracé	BA	Guralp CMG-3T	Lavas somitales de Puracé
6	Cóndor	COB	Puracé	BA	Guralp CMG-3ESP	Lavas somitales de Puracé
7	Curiquinga	CUR	Puracé	BA	Guralp CMG-3ESP	Lavas andesíticas volcán Curiquinga
8	Lavas Rojas	LAR	Puracé	BA	Guralp CMG-3T	Lavas porfiríticas hipocristalinas
9	Maravillas	MAR	Huila	BA	Guralp CMG-3ESPC Reftek 151-60A	Depósitos del río Simbolá
10	Mina	MIN	Puracé	CP	Mark Products L4-3D	Lavas pre-Purace
11	Oso 2	OS2	Sotará	BA-CP	Guralp CMG-3T -Mark Products L4-3D	Remanentes de domo, borde de la caldera antigua del Sotará
12	Palma	PAL	Huila	BA	Guralp CMG-6TD -Trillium compact	Suelo residual arcilloso
13	Peñón Bajo	PBA	Sotará	BA	Reftek 151-60A	Flujo masivo de lava andesítica
14	Pilimbalá	PIL	Puracé	BA	Guralp CMG-3ESPC	Flujos de lavas pre-Puracé
15	Pirámide	PIR	Sotará	BA	Reftek 151-60A	Flujo de lava en bloques andesítico-dacítico
16	Shaka	SHA	Puracé	CP	Mark Products L4-3D	Flujos de lava en bloques, andesíticas
17	Cerro Sombrero	SOB	Sotará	BA	Guralp CMG-6TD	Suelo residual de ignimbritas y flujos de ceniza
18	Sotará	SOT	Sotará	BA	Guralp CMG-3T, CMG-3ESP	Flujo de lava perteneciente a la caldera Pre-Sotará
19	San Rafael	SRF	Puracé	CP	Mark Products L4-3D	Lavas caldera de Paletará
20	Verdún 2	VR2	Huila	CP	Mark Products L4-3D	Flujos masivos de lavas andesíticas

* BA = banda ancha, CP = corto periodo
Fuente: autor

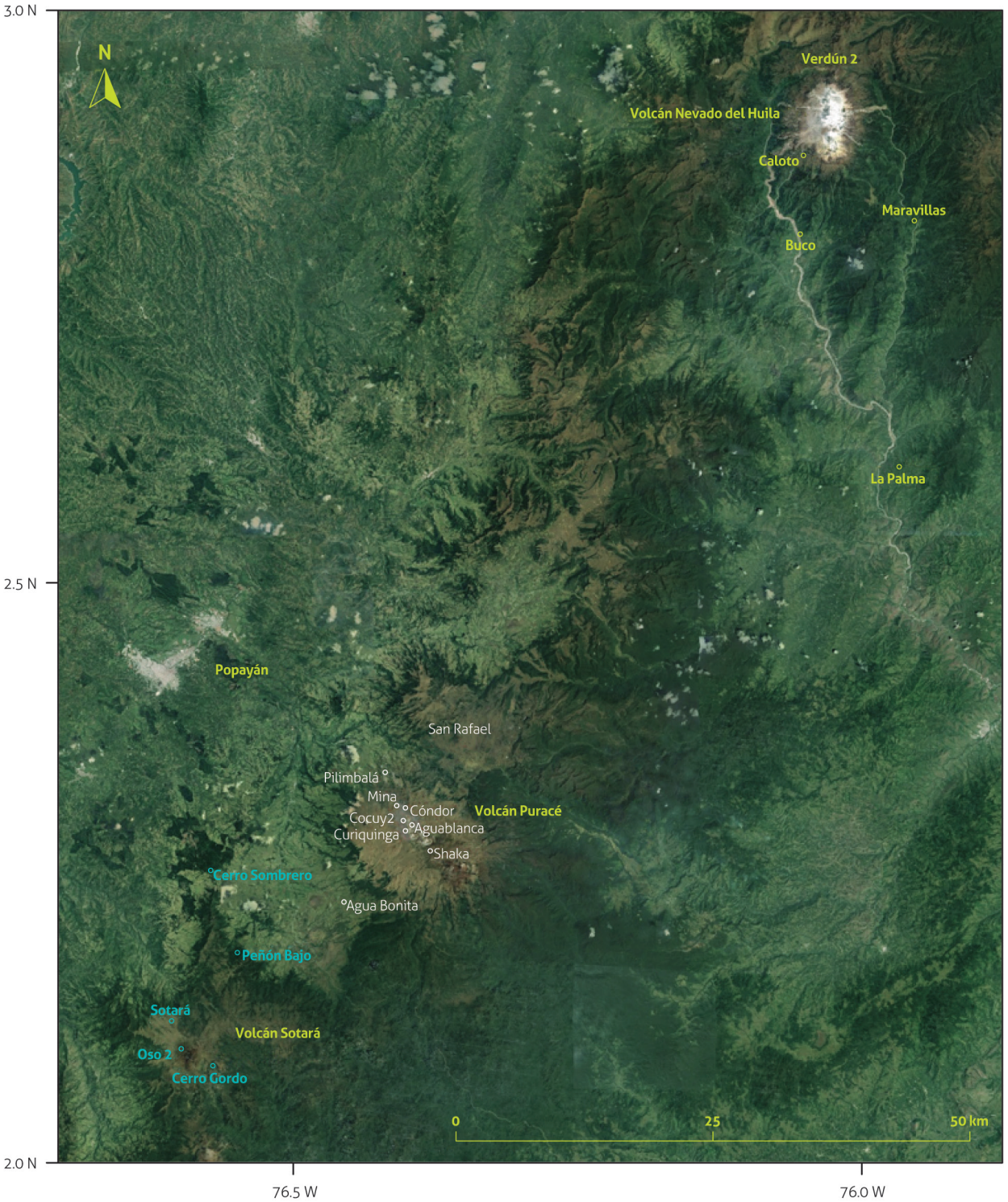


Figura 2. Localización de las estaciones sismológicas del OVSPop. Círculos amarillos para el volcán Nevado del Huila, círculos rojos para el volcán Puracé, y círculos azules para el volcán Sotará
Fuente: autor

La desviación estándar de los datos fue calculada así para cada estación:

$$\frac{1}{N_i}\sqrt{\Sigma[(d_{ijkl} - \overline{d}_{ijkl}^{\,jkl}) - (s_i - \bar{s}_i)]^2} \qquad (8)$$

Donde N_i es el número de datos obtenidos de la estación *i*.

4. Resultados

Fueron calculados valores de respuesta de sitio de las tres componentes de veinte estaciones del OVSPop, para los seis rangos de frecuencia listados en la tabla 1. Los factores de amplificación fueron calculados utilizando la ecuación (6), donde se impone la condición de que el promedio de todos los valores calculados sea igual a cero. Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 4, 5, y 6, tablas 3, 4 y 5; se observan soluciones muy estables en todas las frecuencias en las tres componentes y a lo largo de todas las ventanas utilizadas, con excepción de los resultados de las frecuencias de 1 y 2 Hz, en las cuales se observan algunas variaciones en estaciones como LAR, MAR, PIL y PIR. Tendencias y valores similares fueron encontrados en las tres componentes, especialmente en las dos componentes horizontales. Las desviaciones estándar en la mayoría de las estaciones presentan valores que oscilan alrededor de 0,26, y en promedio, están por debajo de este valor, aunque algunas estaciones, y en algunas frecuencias, se presentaron valores muy por encima de 0,26; por ejemplo, la estación CAL, en las frecuencias de 1 y 2 Hz en las tres componentes, aunque en el resto de frecuencias presenta valores mucho menores; la estación VR2, en las componentes vertical y este, o CGO en la componente *N*. Al realizar los cálculos se utilizaron otros valores para el inicio de la coda (5, 10, 15 y 20 segundos después de dos veces el tiempo de viaje de la onda *S*), pero los resultados fueron similares tanto en el valor del efecto de sitio como en las desviaciones estándar encontradas.

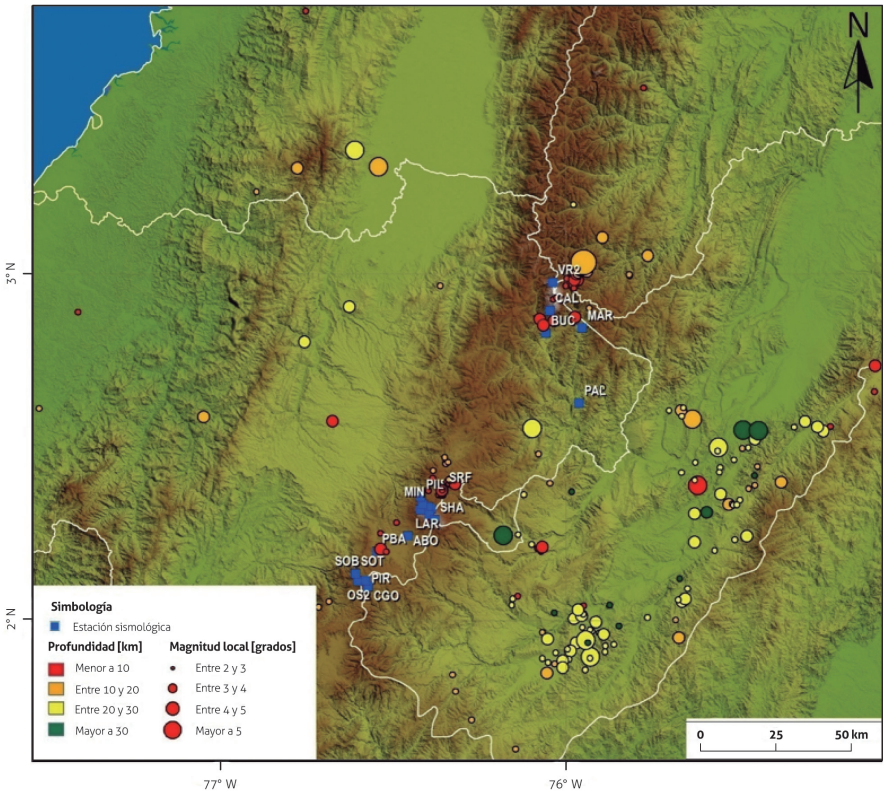


Figura 3. Localización de los sismos utilizados en la determinación del efecto de sitio (círculos de colores). Los cuadros azules corresponden a las estaciones sismológicas utilizadas
Fuente: Oscar Manzo, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

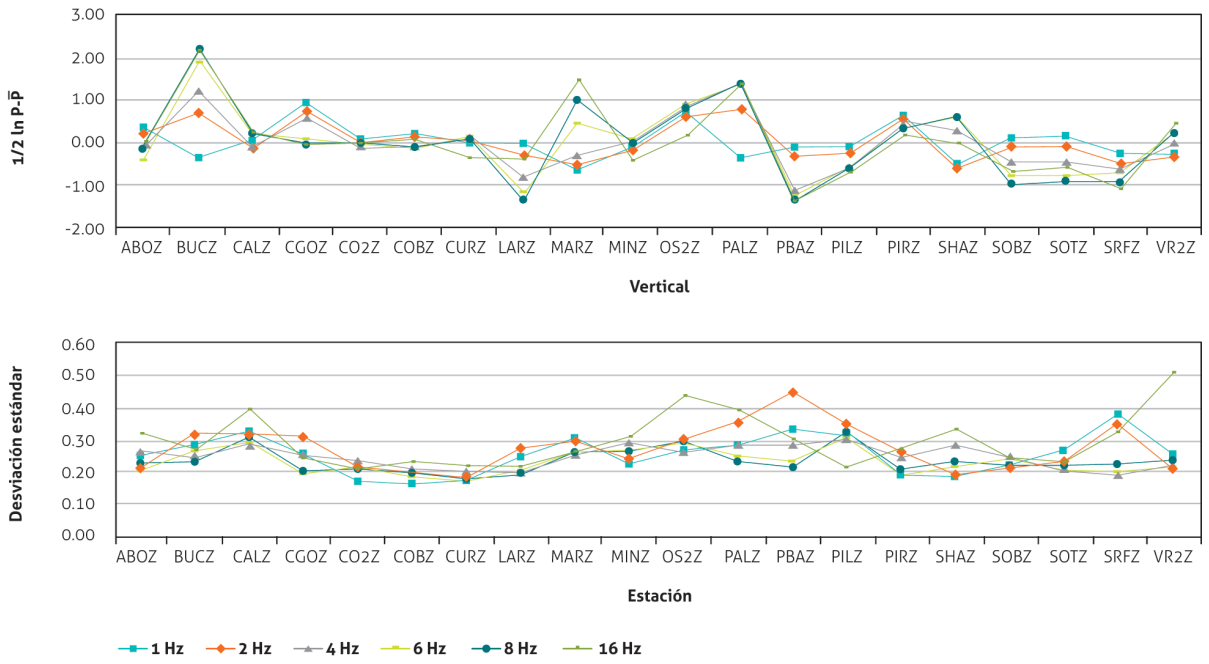


Figura 4. Arriba, valores promedio de factores de respuesta de la componente vertical, obtenidos del promedio de todas las ventanas utilizadas y expresados como *½ln(P)* con relación al promedio de todas las estaciones; abajo, valores de desviación estándar. Los colores indican las diferentes frecuencias evaluadas
Fuente: autor

Tabla 3. Valores de amplificación (*s*) de la componente vertical de las estaciones del OVSPop y de la desviación estándar (σ) de los valores encontrados en cada estación

Estación	1 Hz		2 Hz		4 Hz		6 Hz		8 Hz		16 Hz	
	s	δ	s	δ	s	δ	s	δ	s	δ	s	δ
ABO	0,33	0,25	0,19	0,21	–0,15	0,26	–0,45	0,20	–0,17	0,23	–0,01	0,32
BUC	–0,39	0,29	0,70	0,32	1,19	0,25	1,87	0,27	2,18	0,23	2,13	0,27
CAL	0,02	0,33	–0,13	0,32	–0,09	0,29	0,15	0,29	0,21	0,31	0,24	0,39
CGO	0,92	0,26	0,71	0,31	0,57	0,25	0,09	0,19	–0,07	0,21	–0,09	0,24
CO2	0,06	0,17	–0,04	0,22	–0,09	0,24	–0,05	0,22	–0,05	0,21	–0,05	0,21
COB	0,19	0,16	0,09	0,20	–0,08	0,21	–0,15	0,18	–0,14	0,20	0,03	0,23
CUR	–0,01	0,17	0,01	0,18	0,13	0,20	0,12	0,17	0,05	0,18	–0,39	0,22
LAR	–0,06	0,25	–0,31	0,27	–0,83	0,20	–1,15	0,21	–1,35	0,20	–0,40	0,21
MAR	–0,66	0,30	–0,52	0,29	–0,32	0,26	0,45	0,27	0,97	0,26	1,47	0,26
MIN	–0,12	0,22	–0,21	0,24	0,04	0,29	0,05	0,27	–0,07	0,26	–0,42	0,31
OS2	0,68	0,27	0,57	0,30	0,89	0,27	0,86	0,29	0,78	0,29	0,14	0,44
PAL	–0,38	0,28	0,77	0,35	1,37	0,29	1,40	0,25	1,36	0,24	1,35	0,39
PBA	–0,13	0,33	–0,36	0,44	–1,13	0,29	–1,29	0,23	–1,36	0,21	–1,40	0,30
PIL	–0,12	0,31	–0,27	0,35	–0,63	0,30	–0,62	0,31	–0,63	0,32	–0,72	0,22
PIR	0,61	0,19	0,53	0,26	0,47	0,25	0,28	0,19	0,33	0,21	0,15	0,27
SHA	–0,56	0,19	–0,62	0,19	0,28	0,29	0,61	0,22	0,60	0,23	–0,04	0,33
SOB	0,08	0,22	–0,12	0,21	–0,48	0,25	–0,78	0,24	–0,98	0,22	–0,69	0,24
SOT	0,12	0,27	–0,10	0,23	–0,45	0,21	–0,79	0,20	–0,94	0,22	–0,60	0,23
SRF	–0,28	0,38	–0,52	0,35	–0,65	0,19	–0,75	0,20	–0,96	0,22	–1,12	0,32
VR2	–0,31	0,26	–0,35	0,21	–0,04	0,22	0,15	0,22	0,20	0,24	0,42	0,51

Fuente: autor

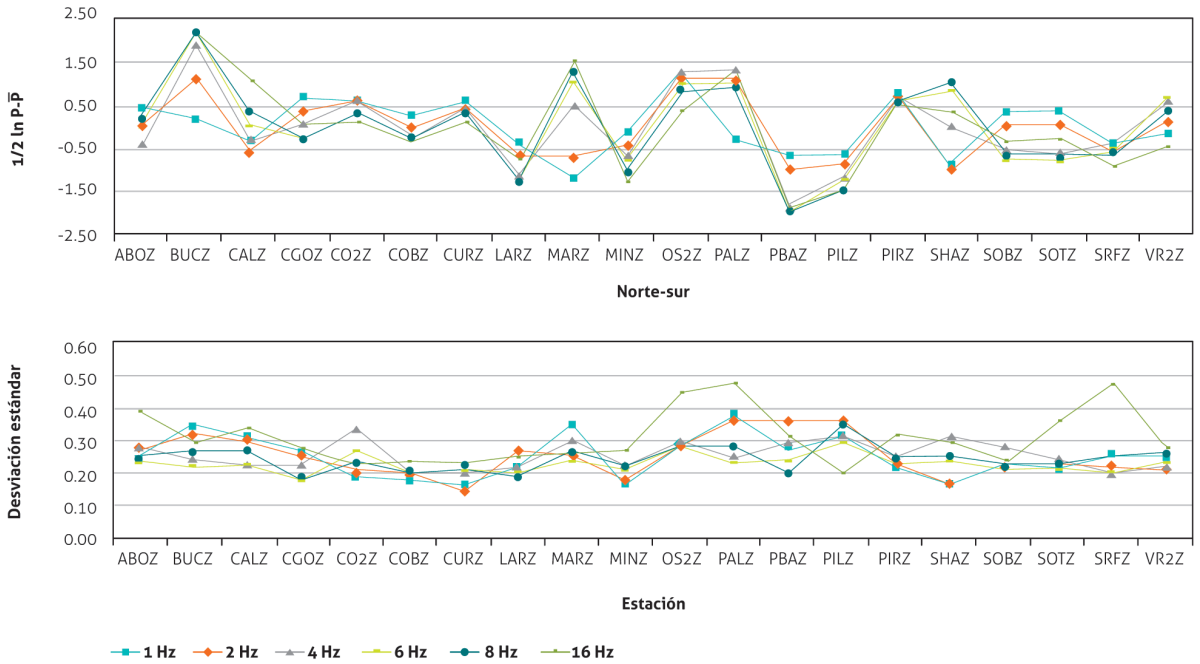


Figura 5. Valores promedio de factores de respuesta de la componente norte-sur, obtenidos del promedio de todas las ventanas utilizadas y expresados como ½*ln(P)* con relación al promedio de todas las estaciones
Fuente: autor

Tabla 4. Valores de amplificación (***s***) de la componente norte de las estaciones del OVSPop y de la desviación estándar de los valores encontrados (σ)

Estación	1 Hz		2 Hz		4 Hz		6 Hz		8 Hz		16 Hz	
	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ
ABO	0,39	0,24	0,04	0,28	–0,37	0,28	0,04	0,23	0,19	0,25	0,26	0,39
BUC	0,18	0,35	1,10	0,32	1,86	0,25	2,10	0,22	2,14	0,26	2,15	0,30
CAL	–0,35	0,31	–0,55	0,30	–0,28	0,23	0,00	0,23	0,36	0,27	1,00	0,34
CGO	0,65	0,26	0,36	0,25	0,02	0,23	–0,26	0,18	–0,25	0,19	0,00	0,28
CO2	0,59	0,19	0,59	0,21	0,58	0,34	0,29	0,27	0,32	0,23	0,14	0,23
COB	0,22	0,18	0,00	0,20	–0,23	0,21	–0,26	0,19	–0,26	0,20	–0,33	0,24
CUR	0,57	0,16	0,44	0,15	0,45	0,21	0,36	0,21	0,28	0,22	0,09	0,23
LAR	–0,41	0,22	–0,64	0,27	–1,17	0,22	–1,33	0,21	–1,32	0,19	–0,76	0,25
MAR	–1,18	0,34	–0,70	0,25	0,51	0,31	1,03	0,24	1,27	0,27	1,49	0,27
MIN	–0,15	0,17	–0,42	0,18	–0,63	0,23	–0,80	0,21	–1,04	0,22	–1,28	0,27
OS2	1,16	0,29	1,15	0,28	1,27	0,30	1,00	0,29	0,85	0,28	0,36	0,45
PAL	–0,30	0,38	1,11	0,36	1,30	0,25	0,98	0,23	0,91	0,28	1,32	0,48
PBA	–0,70	0,28	–0,99	0,36	–1,83	0,30	–1,96	0,24	–1,94	0,20	–1,83	0,32
PIL	–0,65	0,32	–0,88	0,36	–1,18	0,31	–1,21	0,29	–1,48	0,35	–1,37	0,21
PIR	0,76	0,22	0,69	0,24	0,73	0,26	0,65	0,24	0,57	0,25	0,49	0,32
SHA	–0,87	0,17	–0,98	0,17	–0,01	0,31	0,81	0,24	0,98	0,25	0,31	0,30
SOB	0,31	0,22	0,04	0,22	–0,56	0,28	–0,79	0,21	–0,69	0,23	–0,36	0,24
SOT	0,36	0,22	0,05	0,24	–0,59	0,25	–0,82	0,22	–0,68	0,23	–0,28	0,36
SRF	–0,41	0,26	–0,56	0,22	–0,50	0,20	–0,49	0,21	–0,59	0,26	–0,92	0,47
VR2	–0,16	0,25	0,11	0,22	0,63	0,22	0,68	0,23	0,37	0,26	–0,46	0,28

Fuente: autor

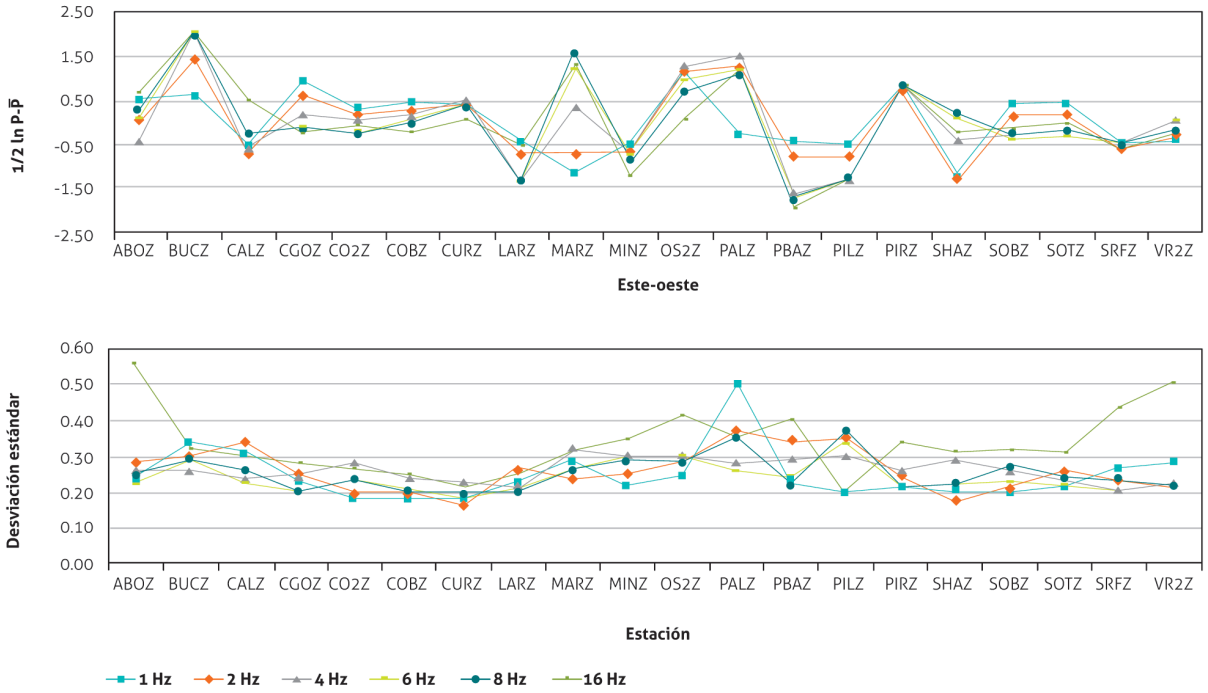


Figura 6. Valores promedio de factores de respuesta de la componente este-oeste, obtenidos del promedio de todas las ventanas utilizadas y expresados como ½*ln(P)* con relación al promedio de todas las estaciones
Fuente: autor

Tabla 5. Valores de amplificación (s) de la componente este de las estaciones del OVSPop

Estación	1 Hz		2 Hz		4 Hz		6 Hz		8 Hz		16 Hz	
	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ
ABO	0,49	0,24	0,10	0,28	–0,40	0,26	0,07	0,22	0,31	0,24	0,69	0,56
BUC	0,59	0,33	1,44	0,30	2,05	0,26	2,08	0,29	1,97	0,29	2,04	0,32
CAL	–0,49	0,31	–0,67	0,34	–0,54	0,24	–0,34	0,23	–0,26	0,26	0,52	0,30
CGO	0,91	0,23	0,62	0,25	0,18	0,24	–0,09	0,20	–0,15	0,21	–0,25	0,28
CO2	0,27	0,18	0,14	0,20	0,07	0,28	–0,19	0,24	–0,25	0,24	–0,07	0,27
COB	0,46	0,18	0,28	0,20	0,16	0,24	0,04	0,20	–0,03	0,21	–0,20	0,25
CUR	0,36	0,19	0,41	0,16	0,54	0,23	0,42	0,18	0,37	0,20	0,07	0,22
LAR	–0,42	0,23	–0,74	0,26	–1,27	0,21	–1,38	0,21	–1,33	0,20	–0,53	0,25
MAR	–1,18	0,28	–0,70	0,24	0,43	0,32	1,18	0,26	1,55	0,26	1,31	0,31
MIN	–0,50	0,22	–0,67	0,25	–0,69	0,30	–0,73	0,30	–0,88	0,29	–1,20	0,35
OS2	1,17	0,24	1,17	0,28	1,29	0,30	0,97	0,30	0,68	0,28	0,10	0,41
PAL	–0,26	0,50	1,25	0,37	1,51	0,28	1,20	0,26	1,08	0,35	1,17	0,35
PBA	–0,44	0,23	–0,77	0,35	–1,60	0,29	–1,73	0,24	–1,77	0,22	–1,96	0,40
PIL	–0,52	0,20	–0,73	0,35	–1,27	0,30	–1,31	0,33	–1,27	0,36	–1,28	0,20
PIR	0,73	0,21	0,72	0,24	0,82	0,26	0,84	0,22	0,83	0,21	0,88	0,34
SHA	–1,23	0,21	–1,31	0,18	–0,40	0,29	0,08	0,22	0,20	0,22	–0,24	0,31
SOB	0,41	0,20	0,12	0,21	–0,27	0,26	–0,40	0,23	–0,24	0,27	–0,14	0,32
SOT	0,44	0,22	0,20	0,26	–0,24	0,23	–0,34	0,22	–0,16	0,24	–0,03	0,31
SRF	–0,42	0,27	–0,60	0,23	–0,47	0,21	–0,41	0,20	–0,47	0,24	–0,63	0,43
VR2	–0,38	0,28	–0,28	0,22	0,07	0,23	0,02	0,22	–0,20	0,22	–0,25	0,50

Valores obtenidos del promedio de todas las ventanas utilizadas y expresados como ½*ln(P)*, con relación al promedio de todas las estaciones y de la desviación estándar de los valores encontrados (σ)
Fuente: autor

La mayoría de las estaciones con que cuenta el OVSPop están ubicadas sobre lavas asociadas a la actividad de los volcanes Huila, Puracé y Sotará, y entre estas no se evidenciaron diferencias notables; por ejemplo, valores bajos de amplificación se encontraron en estaciones como MIN, PIL, SNR y LAR en el volcán Puracé, PBAZ, SOB y SOT en el volcán Sotará, CAL y VR2 en el volcán Nevado del Huila; por otro lado, la estación BUCO, ubicada 10 km al sur del volcán Nevado del Huila, muy cerca del cauce del río Páez, e instalada sobre depósitos bastante alterados de flujos de escombros provenientes del Nevado del Huila, mostró los mayores valores de amplificación; algo similar acurre con las estaciones MAR, 12 km al sureste del volcán Nevado del Huila, ubicada sobre depósitos del río Simbolá, y Palma, ubicada también al sur del volcán Nevado del Huila, a 33 km de distancia, sobre suelo residual arcilloso. En las figuras 7 y 8 se utiliza el registro de los sismos mostrados en la figura 1, con el fin de ilustrar el efecto de sitio al comparar estaciones con factores de amplificación bajo (PBA y LAR) y alto (BUCO y PAL). La figura 7 (a y b) muestra la amplitud corregida por respuesta instrumental en las componentes verticales de las estaciones PBA (distancia epicentral de 98 km) y PAL (distancia epicentral de 75 km) en el registro de un sismo de magnitud 2,4 ubicado al oriente del volcán Sotará (2,002N, 76,683W). Utilizando la fórmula de magnitud local establecida para esta zona, se esperaría que en estas distancias la relación de amplitud máxima A_{PALZ}/A_{PBAZ} fuera de alrededor de 1,56; sin embargo, esta relación es de 12,26, es decir, 7,8 veces más de lo esperado. El mismo efecto se tiene sobre la coda del sismo (figura 7c); en este caso se tiene una relación de amplitudes de 9,25, si se comparan las amplitudes máximas, y de 6,38, si se comparan las amplitudes promedio. La relación entre los factores de amplificación encontrados en estas dos estaciones, promediado de todas las frecuencias, fue de 10,88. En la figura 8 (a y b) se hace una comparación similar entre las componentes verticales de las estaciones BUC (distancia epicentral de 107,1 km) y LAR (distancia epicentral de 92,4 km), para el registro de un sismo de magnitud 3,7 ubicado también al oriente del volcán Sotará (1,95N, 75,642W), en este caso la diferencia es más notoria, pues si bien la relación de amplitudes máximas A_{BUCZ}/A_{LARZ} debería estar alrededor de 0,73 para estas distancias, la relación es de 44, es decir, sesenta veces más de lo esperado; para la parte de la coda, la relación de amplitudes es de 18,6 si se toma el valor máximo, y de 17 si se toma el promedio; la relación entre los factores de amplificación encontrados en estas dos estaciones, promediado entre todas las frecuencias, fue de 12,8, valor cercano a la relación encontrada en la coda. Factores como, por ejemplo, la directividad, pueden afectar las amplitudes de las ondas de cuerpo e influir en la relación de amplitudes tan diferente entre ondas de cuerpo y ondas coda. Este problema de amplificación en BUC ya ha sido identificado y en el proceso rutinario de información en el OVSPop usualmente no se utiliza esta estación en el cálculo de magnitud local, pues presenta valores que pueden ser de una unidad por encima, con relación a otras estaciones.

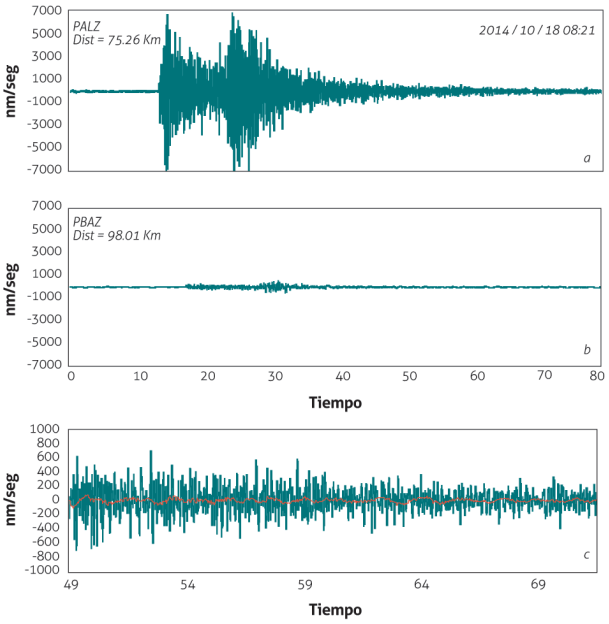


Figura 7. Comparación de las amplitudes corregidas por respuesta instrumental entre las componentes verticales de las estaciones PAL (arriba) y PBA (medio). En la parte inferior se muestra la porción de la traza que corresponde a la coda del sismo en ambas estacones, en rojo PBA y en verde PAL. Aunque el efecto de amplificación se observa a lo largo de toda la traza, es más marcado en las ondas primarias

Fuente: autor

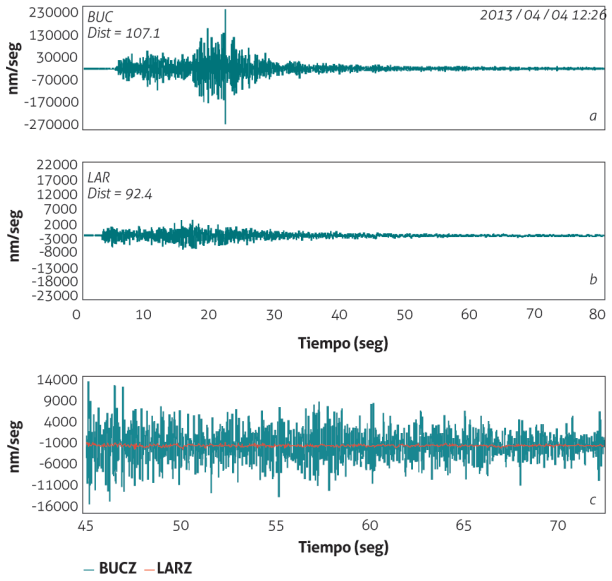


Figura 8. Comparación de las amplitudes corregidas por respuesta instrumental entre las componentes verticales de las estaciones BUC (a) y LAR (b). Obsérvese que la escala de LAR ha sido ampliada diez veces con relación a BUC, para poder apreciar la traza. En la parte inferior se muestra la porción de la traza que corresponde a la coda del sismo (c). Al igual que en el ejemplo de la figura 7, el efecto de amplificación es más marcado en las ondas primarias que en las ondas coda
Fuente: autor

La suposición básica en la estimación de los factores de amplificación, utilizando ondas coda, es que la forma de esta es independiente de la localización fuente-receptor y orientación de la fuente, lo que implica que el factor de calidad (*Qc*) es el mismo para toda al área sobre la cual las ondas coda son dispersadas. Con el fin de corroborar esta afirmación se utilizó el mismo conjunto de sismos para hacer el cálculo de *Qc* en el área cubierta por la red de monitoreo. Ya que las estaciones que componen esta red están distribuidas alrededor de los volcanes Huila, Puracé y Sotará, formando tres redes locales, cada una concentrada en un radio pequeño alrededor del volcán (veinte kilómetros para el Nevado del Huila, diez kilómetros para el volcán Puracé y para el volcán Sotará), el objetivo de la estimación de *Qc* no es determinar un valor regional para la zona, sino comparar los valores promedio obtenidos en el conjunto de estaciones que monitorean cada uno de los volcanes, para así determinar si la suposición es válida para la zona estudiada. Siguiendo a Aki y Chouet (1975), se puede escribir así la amplitud de las ondas coda, en función de la frecuencia y el tiempo:

$$A_c(f,t) = S(f).t^{-\alpha}.e^{\frac{-\pi f t}{Qc}} \quad (9)$$

Donde *S(w)* corresponde al factor de la fuente y α es el factor de expansión geométrica. Tomando el logaritmo a ambos lados de (9) y asumiendo que $\alpha = 1$, tenemos:

$$ln(A_c(f,t).t) = ln(S(f)) - \pi f t/Qc \quad (10)$$

Para un ancho de banda estrecho, con frecuencia central *f*, $ln(S(f))$ se puede considerar constante, y el valor de *Qc* se puede obtener de una regresión lineal de $ln(A_c\,(f,t).t)$. Para hacer el cálculo de *Qc* se utilizaron sismos que estuvieran en un rango de distancias menor de cuarenta kilómetros. Las señales se filtran en las diferentes frecuencias (tabla 6). A esta señal filtrada se le calcula la envolvente y finalmente se aplica una regresión lineal a $ln(A_c\,(f,t).t)$, tal como se indica en (10), para obtener así la pendiente de la recta, que debe ser igual a $-\pi f/Qc$. La figura 9 ilustra este proceso, que se aplica a cada sismo en todas las estaciones de la red. Finalmente, los valores comparados son simplemente los promedios de las estaciones de cada volcán para cada una de las frecuencia, descartando valores que sean anómalos; por ejemplo, la figura 10 muestra un registro en la componente EW de la estación BUC, filtrada a 1 Hz; la ventana de tiempo seleccionada para las ondas coda no presenta el decaimiento típico de este tipo de ondas, sino que se observan varios trenes de ondas de igual amplitud que se mantienen hasta el final de la ventana, lo que da como resultado un valor de *Qc* de 6175. Este mismo fenómeno se ve en la componentes *N-S* y *Z*, aunque mucho menos marcado, y da valores cercanos a 200. Los valores de Qc^{-1} en función de la frecuencia, encontrados para cada volcán, se muestran en la tabla 6 y la figura 11.

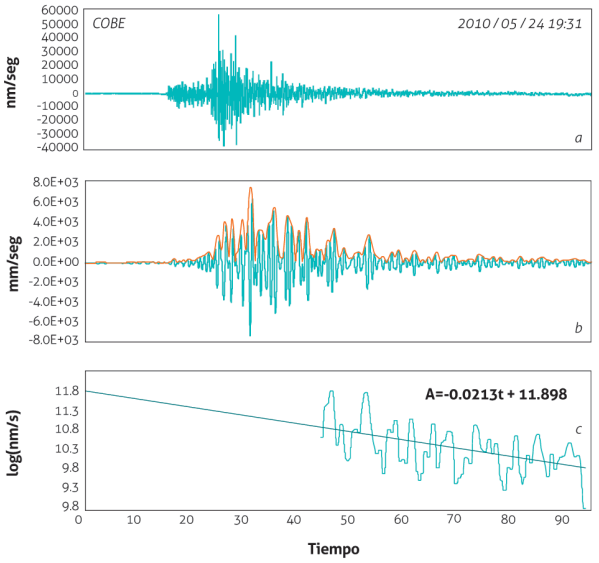


Figura 9. Proceso de cálculo del valor de *Qc*. (a) registro original en la componente *E-W* de un sismo ocurrido el 24 de mayo de 2010 a las 19:31; (b) señal filtrada a 1 Hz (en color azul) y su envolvente (en color naranja) (c) multiplicada por el tiempo, y finalmente, al logaritmo de esta se le aplica una regresión lineal a partir de la cual se calcula *Qc*

Fuente: autor

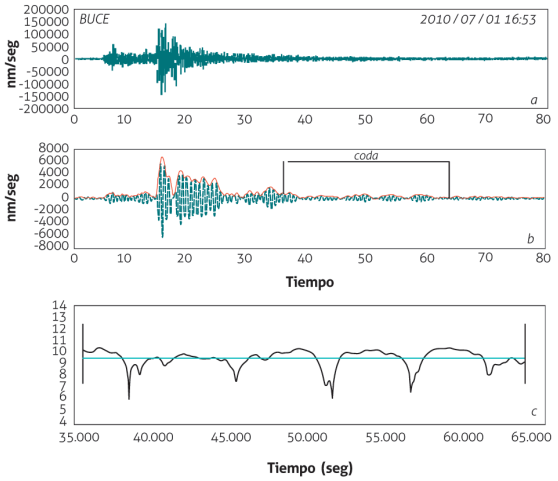


Figura 10. (a) Traza original de un sismo registrado en la estación BUCE. (b) Señal filtrada a 1 Hz, donde se observa una coda formada por varios trenes de ondas de igual amplitud. (c) Logaritmo de la envolvente, donde no se observa decaimiento de la coda

Fuente: autor

Tabla 6. Valores de Q_c encontrados para los volcanes Huila, Puracé y Sotará

Frecuencia (f)	Componente EW					
	Qc			1/Qc		
	Huila	Puracé	Sotará	Huila	Puracé	Sotará
1	48,86	44,77	45,06	0,02047	0,02234	0,02219
2	104,28	97,90	100,22	0,00959	0,01021	0,00998
4	210,13	199,31	222,02	0,00476	0,00502	0,00450
6	317,73	303,90	333,66	0,00315	0,00329	0,00300
8	443,61	432,35	452,21	0,00225	0,00231	0,00221
12	666,12	690,78	692,51	0,00150	0,00145	0,00144
16	943,62	918,66	943,85	0,00106	0,00109	0,00106
20	1210,51	1175,93	1353,77	0,00083	0,00085	0,00074

Frecuencia (f)	Componente NS					
	Qc			1/Qc		
	Huila	Puracé	Sotará	Huila	Puracé	Sotará
1	48,86	44,77	45,06	0,02047	0,02234	0,02219
2	104,28	97,90	100,22	0,00959	0,01021	0,00998
4	210,13	199,31	222,02	0,00476	0,00502	0,00450
6	317,73	303,90	333,66	0,00315	0,00329	0,00300
8	443,61	432,35	452,21	0,00225	0,00231	0,00221
12	666,12	690,78	692,51	0,00150	0,00145	0,00144
16	943,62	918,66	943,85	0,00106	0,00109	0,00106
20	1210,51	1175,93	1353,77	0,00083	0,00085	0,00074

Fuente: autor

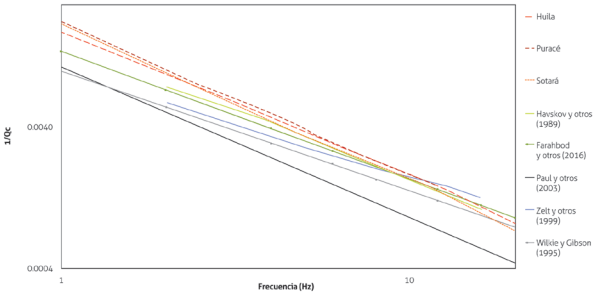


Figura 11. Comparación de los valores de Q_c encontrados para los volcanes Huila, Puracé y Sotará (líneas punteadas en tonos rojos) con los valores encontrados en el estado de Washington (Havskov *et al.*, 1989), British Columbia, Canadá (Zelt *et al.*, 1999), Kumaun, Himalaya (Paul *et al.*, 2003), suroeste de British Columbia y norte del estado de Washington (Farahbod *et al.*, 2016), Victoria, Australia (Wilkie y Gibson, 1995). Los tres últimos autores expresan los valores de *Qc* como una función de la frecuencia

Fuente: autor

Varios autores han reportado la similitud entre efectos de sitio a partir de ondas coda y ondas *S* (Tsujuira, 1978; Su *et al.*, 1996), apoyando la hipótesis de que las ondas coda corresponden a ondas *S* dispersadas. Raigosa y Londoño (2018) llevaron a cabo el cálculo de las fórmulas de magnitud local para esta misma red, utilizando el registro de 628 sismos volcano-tectónicos y tectónicos locales de once estaciones de banda ancha y siete de corto periodo. Uno de los resultados del estudio corresponde a los valores de corrección de magnitud de cada una de los estaciones, y ya que la magnitud local se calcula a partir de la máxima amplitud registrada en las componentes horizontales, se hizo una comparación entre los valores promedio del efecto de sitio de las dos componentes horizontales en cada una de las frecuencias analizadas, y la corrección de magnitud, valores expresados como factor de amplificación en catorce estaciones del OVSPop (estaciones comunes a los dos estudios), aplicando en ambos casos la condición de que el promedio de los valores encontrados fuera igual a cero. La figura 12 muestra la comparación de ambos valores; se puede observar que en las frecuencias de 1 y 2 Hz, la relación no es buena, especialmente en las estaciones con valores mayores de corrección por magnitud local, mientras que en las frecuencias de 4, 6, 8 y 16 Hz, la relación es mucho mejor. Dado que la magnitud local se calcula a partir del sismograma sin filtrar, y por lo tanto la amplitud leída corresponde a una contribución de todas las frecuencias, la misma comparación se hizo con el valor promedio de todas las frecuencias calculadas (figura 13). En este caso, la similitud de ambos valores es muy clara y apoya la tesis de que las ondas coda corresponden a ondas *S*, y que la estimación de efectos locales a partir de ondas coda puede ser un método válido para estimar efectos locales de las ondas *S*.

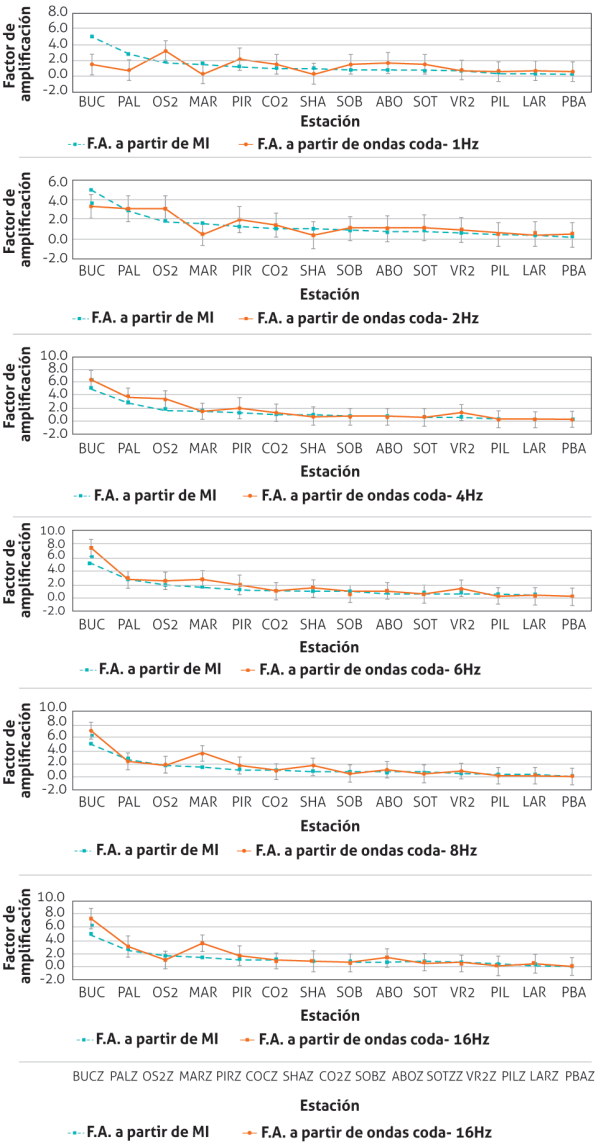


Figura 12. Comparación de los factores de amplificación encontrados en este trabajo (línea naranja) en todas las frecuencias (1, 2, 4, 6, 8 y 16 Hz, de arriba hacia abajo) y los valores encontrados en la estimación de las fórmulas de magnitud. Las barras verticales corresponden a la desviación estándar

Fuente: autor

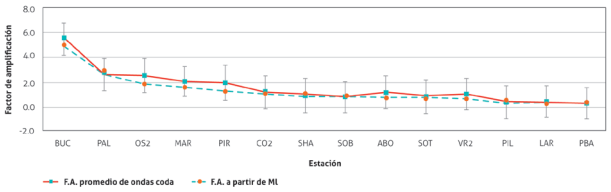


Figura 13. Comparación de los factores de amplificación encontrados en este trabajo (línea naranja) para el valor promedio de todas las frecuencias calculadas y los valores encontrados en la estimación de las fórmulas de magnitud. Las barras verticales corresponden a la desviación estándar
Fuente: autor

5. Conclusiones

Con el objeto de estudiar la variabilidad de las relaciones de amplitud con el azimut y con la separación de los eventos, Mayeda *et al.* (2007) seleccionan pares de sismos (sismos con aproximadamente la misma localización) y comparan las envolventes en catorce bandas de frecuencia para la onda *S* directa y para ondas coda; encuentran que la relación de amplitud de las ondas coda es muy estable, con una dispersión aproximadamente tres veces menor que la onda directa, y que no muestra ninguna variación importante con la distancia, por lo que es una manera eficiente de aislar el efecto promedio de la fuente. Mayeda y Malagnini (2010), enfocados en documentar la propiedad de la coda consistente en que su dispersión en la corteza promedia las heterogeneidades de la fuente, tales como directividad y mecanismo focal, calculan las envolventes en anchos de banda estrechos y estiman las relaciones de amplitud de ondas *Lg* entre el sismo principal y varios *aftershocks* de un sismo de magnitud 5,9 ocurrido el 21 de febrero de 2008, 10 km al ENE de Wells, Nevada. Dado que los sismos comparten aproximadamente la misma localización, los efectos de trayectoria y sitio se cancelan y esta relación representa la de la fuente. La comparación de las relaciones de ondas directas y ondas coda muestra que la variación azimutal en la relación de las codas es en promedio tres a cuatro veces más pequeña que en ondas *Lg* directas, mientras que en un sismo de Mw 4,2 ocurrido en la región de East Bay, en la bahía de San Francisco el 20 de julio de 2007, documentan amplitudes pico y RMS de ondas *S* de un orden diez veces mayor en dirección noreste (dirección del rumbo), relativas a la dirección sureste; sin embargo, las envolventes son iguales unas decenas de segundo después del arribo de la onda *S* directa, por lo que concluyen que existe evidencia confiable de que la acción de promediar de las ondas coda es aplicable también a las heterogeneidades de la fuente. En general, se ha documentado firme evidencia de que la dispersión de las ondas coda promedia tanto los efectos de la fuente como los de las heterogeneidades de la corteza. Estas relaciones son una herramienta confiable para estimar los efectos de sitio, ya que las relaciones de amplitudes de las ondas coda entre las estaciones se calculan en ventanas de tiempo absoluto, así que dichas relaciones se deben mantener independientes de la ley de atenuación que se establezca para el decaimiento de las ondas coda (coeficiente de atenuación y coeficiente de dispersión). En este trabajo se calculan efectos de sitio con las tres componentes de veinte estaciones sismológicas de corto periodo y de banda ancha, pertenecientes al OVSPop, utilizando los registros de 207 sismos tectónicos locales y volcano-tectónicos. Los resultados muestran valores de amplificación similares en las tres componentes, principalmente en las dos componentes horizontales. Si se miran los promedios de los factores de amplificación de cada estación, la mayoría —PBA, LAR, MIN, SRF, PIL, VR2, SOB, SOT, ABO, COB, SHA y CAL— están ubicadas sobre lavas asociadas a la actividad de los volcanes Huila, Puracé y Sotará, y presentan valores alrededor de uno, o menores, en las tres componentes; PBA presenta el valor más bajo de amplificación. Por otro lado, las estaciones BUC, PAL y MAR, ubicadas sobre depósitos no consolidados (véase la tabla 2), presentan los valores mayores de amplificación, lo que permite observar una relación entre los valores calculados y el tipo de material sobre el cual están ubicadas. Se hizo una verificación de la hipótesis de que la forma de las ondas coda es independiente de la localización fuente-receptor y orientación de la fuente mediante el cálculo de *Qc* en el mismo conjunto de datos, y se encontraron valores similares de este parámetro en las estaciones ubicadas alrededor de los tres volcanes monitoreados por el OVSPop, por lo que se asume que dicha suposición es válida para esta zona. Koyanagi *et al.* (1992) encuentran desviaciones estándar grandes en ciertas estaciones en la isla de Hawái, y lo atribuyen a una violación de la suposición de que las ondas coda están distribuidas de manera homogénea. En este trabajo, los valores de desviación estándar se ubicaron en promedio alrededor de 0,26, pero se presentaron algunos valores anómalos que alcanzaron hasta 0,51. Una explicación

como la anterior para estos valores anómalos se complica, debido a que no muestran un patrón regular, pues no tienen relación con la localización de los sismos y se presentan, por ejemplo, para 16 Hz en las componente vertical y este-oeste de la estación VR2, pero con valores más bajos en la componente norte-sur. Revisando las tablas de datos se encuentra que estos valores anómalos constituyen un porcentaje muy bajo de la muestra con desviaciones muy altas respecto a los promedios obtenidos; casos como los mostrados en la figura 10 pueden ser una causa posible. En todas las componentes, los valores mayores de desviación estándar se encontraron en la frecuencia de 16 Hz.

La utilización de diferentes valores de tiempo de inicio de las ondas coda (5, 10, 15 y 20 segundos después a dos veces el tiempo de viaje de onda *S*) no arrojó ningún tipo de cambio en los valores encontrados, ni en los factores de amplificación, ni en las desviaciones estándar de los mismos, por lo que se considera adecuado tomar como inicio de la coda el valor de dos veces el tiempo de viaje de la onda *S*. La comparación de los valores de amplificación de las componentes horizontales encontrados en este trabajo con valores de corrección estimados a partir del cálculo de la fórmula de magnitud local (que usa la máxima amplitud de la onda *S* en las componentes horizontales) en esta misma zona muestra una buena correlación de ambos conjuntos de valores, lo cual apoya la idea de que las ondas coda corresponden a ondas *S* dispersadas, y que la estimación de efectos locales a partir de ondas coda puede ser un método válido para estimar efectos locales de las ondas *S*.

Referencias bibliográficas

Aki, K. y Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), 3322-3343. Doi: 10.1029/JB080i023p03322.

Borcherdt, R. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(1), 29-61.

Borcherdt, R. (1996). *Effects of site conditions on strong ground shaking in the San Francisco bay region during the 1989 Loma Prieta earthquake*. Paper 2028. Eleven Word Conference on Earthquake Engineering.

Farahbod, A., Calvert, A., Cassidy, J. y Brillon, C. (2016). Coda Q in the Northern Cascadia Subduction Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(5), 1939-1947. Doi: 10.1785/0120160058.

Field, E. y Jacobs, K. (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference site dependent. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(4), 1127-1143.

Havskov, J., Malone, S., McClurg, D. y Crosson, R. (1989). Coda Q for the state of Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(4), 1024-1038.

Kato, K., Aki, K. y Takemura, M. (1995). Site amplification from coda waves: Validation and application to S-wave site response. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(2), 467-477.

Koyanagi, S., Mayeda, K. y Aki, K. (1992). Frequency-dependent site amplification factors using the S-wave coda for the island of Hawaii. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1151-1185.

Krishna, S. y Ordas, M. (1993). On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3), 1298-1306.

Lee, W. y Sato, H. (2006). Power-law decay characteristic of coda envelopes revealed from the analysis of regional earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07317. Doi: 10.1029/2006GL025840.

Lermo, J. y Chávez-García, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5), 1574-1594.

Mayeda, K. y Malagnini, L. (2010). Source radiation invariant property of local and near-regional shear-wave coda: Application to source scaling for the Mw 5.9 Wells, Nevada sequence. *Geophysical Research Letters*, 37(7), L07306. Doi: 10.1029/2009GL042148.

Mayeda, K., Malagnini, L., y Walter, W. R. (2007). A new spectral ratio method using narrow band coda envelopes: Evidence for non-self-similarity in the Hector Mine sequence. *Geophysical Research Letters*, 34(11), L11303. Doi: 10.1029/2007GL030041.

Miao, Q. y Langston, C. (2007). Empirical distance attenuation and the local-magnitude scale for the central

United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(6), 2137-2151. Doi: 10.1785/0120060188.

Paul, A., Gupta, S. y Pant, C. (2003). Coda Q estimates for Kumaun Himalaya. *Journal of Earth System Science*, 112(4), 569-576. Doi: 10.1007/BF02709780.

Phillips, W. y Aki, K. (1986). Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 627-648.

Raigosa J. y Londoño J. M. (2018). Fórmulas de magnitud local para la zona del Paletará (Cauca). *Boletín Geológico* 44, 89-99.

Riept, J., Bard, P., Hatzfeld, D., Papaioannou, C. y Nechtschein, S. (1998). Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary Valley of Volvi (Euro-Seistest). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2), 488-502.

Steidl, J., Tumarkin, A. y Archuleta, R. (1996). What is a reference site? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1733-1748.

Su, F., Anderson, J., Brune, J. y Zeng, Y. (1996). A comparison of direct s-wave and coda-wave site amplification determined from aftershocks of the Little Skull Mountain earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(4), 1006-1018.

Su, F., Aki, K., Teng, T., Zeng, Y., Koyanagi, S. y Mayeda, K. (1992). The relation between site amplification factor and surficial geology in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 580-602.

Takahashi, T., Sato, H., Ohtake, M., y Obara, K. (2005). Scale dependence of apparent stress for earthquakes along the subducting Pacific Plate in Northeastern Honshu, Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(4), 1334-1345. Doi: 10.1785/0120040075.

Tsuboi, S., Saito, M. y Ashihara, Y. (2001). Verification of horizontal-to-vertical spectral-ratio technique for estimation of site response using borehole seismographs. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(3), 499-510. Doi: 10.1785/0120000239.

Tsujuira, M. (1978). Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 53, 1-48.

Wilkie, J. y Gibson, G. (1995). Estimation of seismic quality factor Q for Victoria, Australia. *Agso Journal of Australian Geology y Geophysics*, 15(4), 511-517.

Zelt, B., Dotzev, N., Ellis, R. y Rogers, G. (1999). Coda Q in Southwestern British Columbia, Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(4), 1083-1093.

EVALUACIÓN DEL GRADO DE DAÑO EN LA CIUDAD DE PASTO (COLOMBIA) A CAUSA DE SISMOS HISTÓRICOS

ASSESSMENT OF DAMAGE GRADE IN THE CITY OF PASTO (COLOMBIA) DUE TO HISTORICAL EARTHQUAKES

Ana Milena **Sarabia**[1], Hernán Guillermo **Cifuentes**[2]
* Email de correspondencia: asarabia@sgc.gov.co

Recibido: 8/08/2017
Aceptado: 23/02/2018
Publicado en línea: 20/04/2018

Citación: Sarabia, A. y Cifuentes, H. (2018). Evaluación del grado de daño en la ciudad de Pasto (Colombia) a causa de sismos históricos. *Boletín Geológico*, 44, 133-152.

Nota del autor: este artículo está basado en la investigación llevada a cabo por los autores en el marco del proyecto "Ampliación del conocimiento geológico y de potencial de recursos del subsuelo de la Nación" del Servicio Geológico Colombiano en el año 2013.

RESUMEN

La ciudad de San Juan de Pasto, capital del departamento de Nariño, se encuentra localizada en una zona de amenaza sísmica alta, según el Reglamento Colombiano de Construcción Sismo Resistente, y ha sido estremecida por varios sismos a lo largo de su historia, asociados en su mayoría a importantes fuentes sismogénicas, como lo son los sistemas de fallas de Algeciras, Romeral, Afiladores y la zona de subducción.

Se realizó la revisión de los sismos que históricamente han afectado de forma significativa (intensidad ≥ 7 en la escala EMS-98) a la ciudad de San Juan de Pasto, con el fin de contextualizar, clasificar y evidenciar daños recurrentes, lo cual, junto a otras variables que no se incluyen en este trabajo (condiciones del suelo, topografía, etc.), es útil para dar una aproximación de efectos locales en la ciudad.

Los siguientes fueron los eventos sísmicos seleccionados: 20 de enero de 1834, 26 de octubre de 1935 y 14 de julio de 1947, los cuales averiaron considerablemente las construcciones de la ciudad. Para cada caso se analizó el tipo de construcción averiada, su vulnerabilidad y grado de daño, teniendo en cuenta el contexto histórico de cada época. Estos datos se georreferenciaron sobre el plano de la ciudad, y se observó que existen áreas en común que han sido afectadas por todos los eventos sísmicos.

Palabras clave: sismicidad histórica, sismo, San Juan de Pasto, intensidad, escala de intensidad EMS-98, daños, efectos.

[1] M. Sc. en Tecnologías de la Información Geográfica. Servicio Geológico Colombiano.
[2] M. Sc. en Tecnologías de la Información Geográfica. Servicio Geológico Colombiano.

ABSTRACT

San Juan de Pasto, capital of the Department of Nariño (Colombia), is located in a high seismic hazard region, according to the Regulations for Earthquake Resistant Design of Buildings. The city has been affected by several earthquakes throughout its history associated with the main seismotectonic sources in the country such as the Algeciras, Romeral, and Afiladores fault systems and the subduction zone.

A review of the historical earthquakes that have significantly affected (intensity ≥7 on the EMS-98) San Juan de Pasto city was carried out to contextualize, classify and evidence recurrent damage, which provides an approach to determine possible site effects in the city. There are other issues that also influence the site effects such as the soil condition and topography of the area, but these are not considered in this study.

The earthquakes selected were on January 20, 1834, October 26, 1935, and July 14, 1947, which significantly damaged many structures in the city. For every case, the type of affected structure, its constructive vulnerability and the degree of damage were analyzed, taking into account the historical context of each period. These data were georeferenced on the city map, and it was observed that there are common areas that have been affected by all the seismic events.

Key words: historical seismicity, earthquake, San Juan de Pasto, intensity, European Macroseismic Scale - 1998, effects, damages.

1. Introducción

La ciudad de San Juan de Pasto —en adelante, Pasto—, fundada hace 481 años, tomando como referencia 1537 (Cerón y Ramos, 1997), ha sido afectada en repetidas ocasiones por algunos sismos de carácter destructivo que dejaron huella en el desarrollo urbano de la ciudad y que quedaron plasmados en la literatura y documentos de diferentes épocas. Al realizar el estudio de estos eventos se ha observado que existen edificaciones y zonas que han presentado daños similares, lo cual se podría relacionar con la vulnerabilidad constructiva, pero también con efectos locales.

Respecto a los efectos locales, Altez y Laffaille (2006) dicen:

> En el estudio de los sismos históricos generalmente se ha desatendido el hecho de que los grandes terremotos no producen daños de forma homogénea en las ciudades. Esta heterogeneidad de los efectos es el resultado de las propias diferencias entre las localidades (condiciones de sitio), regiones (morfología general), desarrollos constructivos (condiciones históricas y sociales de los materiales y tipos de construcción utilizados) y las relaciones culturales con el medio ambiente, lo cual significa una heterogeneidad fundamental en las condiciones locales e infraestructurales que enfrentan a los terremotos.

Según lo anterior, y en lo que compete a este estudio, se busca analizar el tipo y grado de daño que han causado los sismos significativos en las edificaciones de la ciudad de Pasto a lo largo de su historia y georreferenciarlos en un plano, con el fin de visualizar zonas que presenten daños repetitivos. Igualmente, es importante verificar evidencias de efectos en la naturaleza desencadenados por los sismos, como deslizamientos, grietas en el terreno y licuación, entre otros.

Este análisis se realiza como parte del estudio de los efectos locales en la ciudad, y debe complementarse y cotejarse con la investigación de las condiciones geológicas y geotécnicas del área, la topografía, etc.

Para seleccionar los eventos sísmicos significativos en Pasto se realizó una "Consulta por sitio" al Sistema de Información de Sismicidad Histórica de Colombia (en adelante SISHC), disponible en línea (http://sish.sgc.gov.co/visor/). En él se encuentra almacenada la información histórica, macrosísmica y sismológica de los grandes sismos que han ocurrido en el país, teniendo en cuenta sus efectos, los documentos primarios y secundarios relacionados, la evaluación de intensidades dada

por diferentes autores e imágenes, entre otros elementos. A partir del resultado obtenido se eligieron los eventos que han tenido intensidad ≥ 7, ya que, según la escala EMS-98 (European Macroseismic Scale, 1998), a partir de ese grado de intensidad se presentan daños estructurales como grandes grietas en muros y caída de tejas en construcciones altamente vulnerables, como lo son las de mampostería no estructural o sin refuerzo.

Para evaluar los daños de los sismos se utilizaron los criterios de la escala de intensidad EMS-98, que considera el tipo de construcción —sus materiales y estructura—, su vulnerabilidad y el grado de daño.

2. Metodología

El listado de los sismos que, según el SISHC, han sido sentidos de forma intensa en Pasto se presenta en la tabla 1. Los parámetros sismológicos de los eventos ocurridos antes de 1950, con excepción del sismo de 1906, se evaluaron utilizando la ecuación de atenuación de Gómez *et al.* (2016). De esa tabla se seleccionaron los eventos que tuvieron valor de intensidad mayor o igual a 7 en la ciudad, que son los del 20 de enero de 1834, 26 de octubre de 1935 y 14 de julio de 1947. El mapa de intensidades de estos eventos se presenta en las figuras 1, 2 y 3, respectivamente, en las cuales se representa el valor de intensidad por sitio y los efectos en la naturaleza como deslizamientos y agrietamientos del terreno.

Tabla 1. Sismos sentidos en la ciudad de Pasto

Fecha	Hora local*	Lat.	Long.	Mag.	Tipo mag.	Prof. km	Int. máx.	Int. Pasto	Sitio relacionado
1827-11-16	18:00	2,06	– 75,7	7,1	Mw	Sup.	10	6	Altamira (Huila)
1834-01-20	7:00	1,2	– 77,1	6,7	Mw	Sup.	9	8	Santiago (Putumayo)
1906-01-31	10:36	1,5	– 80	8,4	Mw	Sup.	10	6	Costa pacífica
1935-08-07	04:00	1,06	– 77,35	6,1	Mw	Sup.	8	6	Tangua (Nariño)
1935-10-26	20:15	1,1	– 77,5	5,9	Mw	Sup.	8	7	Imués (Nariño)
1936-01-09	23:30	1,1	– 77,6	5,6	Mw	Sup.	7	5	Túquerres (Nariño)
1936-07-17	12:30	1,1	– 77,6	6,3	Mw	Sup.	8	5	Túquerres (Nariño)
1938-02-04	21:23	5,61	– 75,45	7,0	Ms	128	8	5	Eje cafetero
1947-07-14	02:00	1,2	– 77,3	6,1	Mw	Sup.	8	8	Pasto (Nariño)
1953-12-22	23:45	1,1	– 77,6	5,8	Mw	Sup.	8	5	Guaitarilla (Nariño)
1958-01-19	09:07	1,37	– 79,34	7,6	Mw	35	8	5	Esmeraldas
1967-02-09	10:24	2,93	– 74,83	7,0	Mw	36	10	5	Colombia (Huila)
1979-12-12	02:59	1,6	– 79,36	8,1	Mw	25	10	6	Costa Pacífica
1995-03-04	18:23	1,25	– 77,26	5,0	Ml	Sup.	6	6	Pasto (Nariño)

* Para hora UTC, sumar 5 horas. Lat.: latitud; Long.: longitud; Mag.: magnitud; Tipo mag.: tipo de magnitud; Mw: magnitud momento; Ms: magnitud de ondas superficiales; Ml: magnitud local; Prof.: profundidad; Sup.: Superficial (< 50 km); Int. máx.: intensidad máxima del sismo (EMS-98); Int. Pasto: intensidad en la ciudad de Pasto (EMS-98); Sitio relacionado: región más afectada por el sismo.

Fuente: Sistema de Información de Sismicidad Histórica de Colombia, (http://sish.sgc.gov.co/visor/)

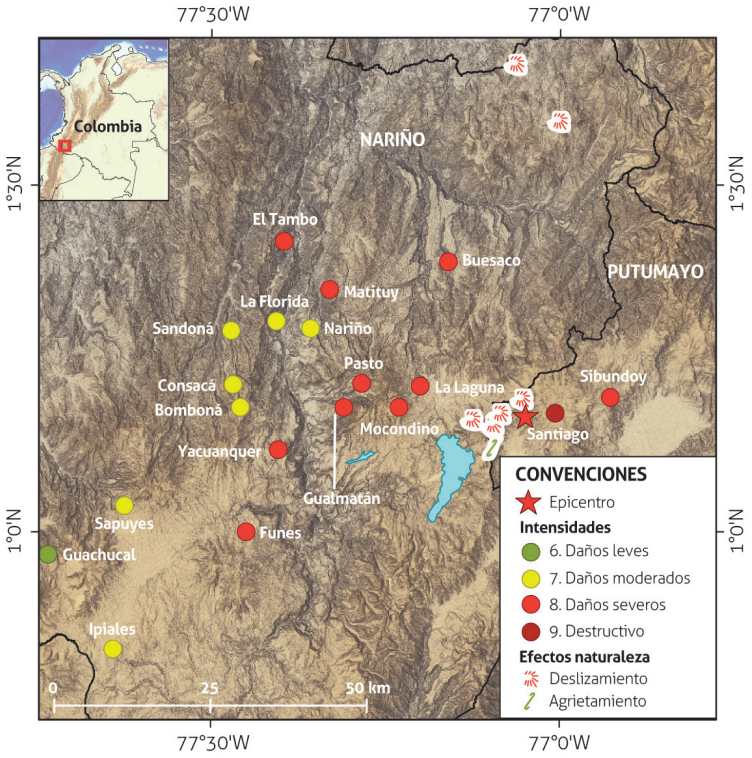


Figura 1. Mapa de intensidades del sismo del 20 de enero de 1834
Fuente: Sarabia *et al.* (2006)

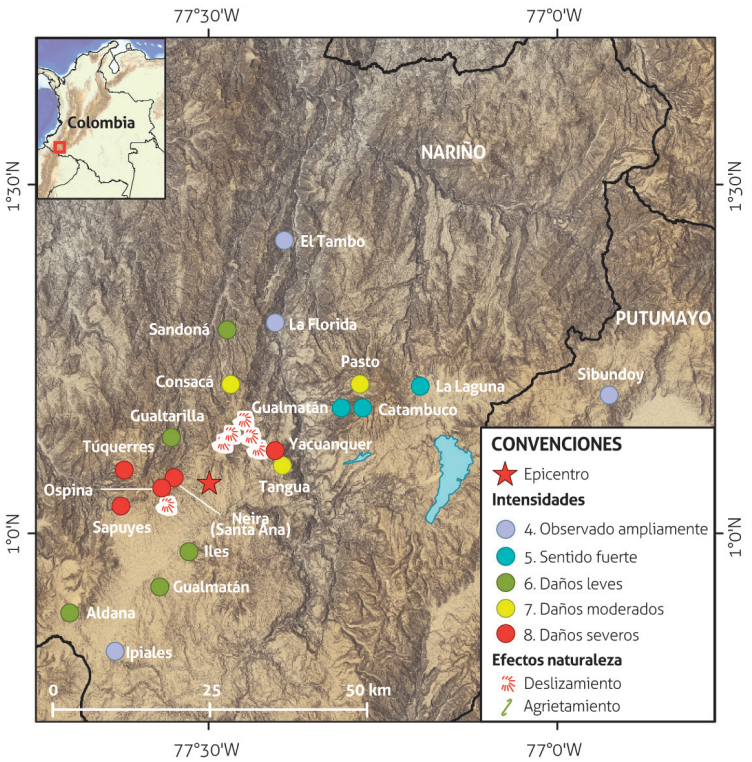


Figura 2. Mapa de intensidades del sismo del 26 de octubre de 1935
Fuente: Sarabia y Cifuentes (2010)

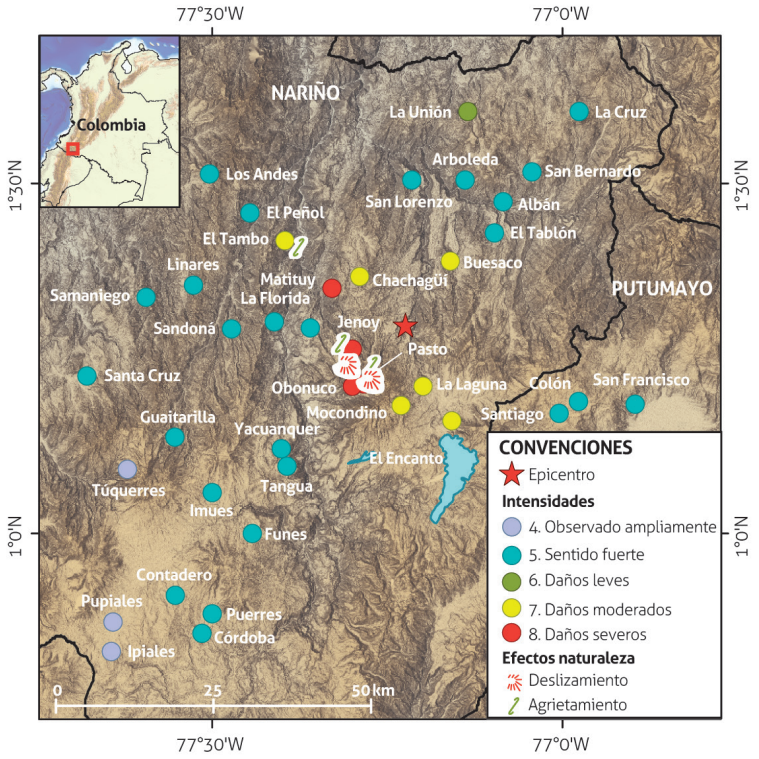


Figura 3. Mapa de intensidades del sismo del 14 de julio de 1947
Fuente: Cifuentes y Sarabia (2007)

Para recabar información de las dos épocas de ocurrencia de los sismos (inicios del siglo XIX y mediados del siglo XX) se consultaron documentos relacionados con la configuración espacial y urbana de Pasto, así como los planos con los predios existentes con el fin de conocer cómo era la ciudad y contextualizar los efectos presentados en esa área. Se georreferenciaron las edificaciones afectadas y se buscó información relacionada con el año de construcción y los materiales empleados en las mismas.

Algunas edificaciones fueron averiadas por los tres eventos analizados, por lo cual, como paso inicial, se elaboró la tabla que se encuentra en el anexo A, en la que se consignó el nombre de la edificación, el año aproximado de construcción, la dirección según la nomenclatura actual y el sismo que causó el daño, con el propósito de no duplicar información en el análisis de daños de cada evento.

Posteriormente se definió el tipo de estructura afectado, su vulnerabilidad, y se asignó el grado de daño según la escala EMS-98. Esta escala diferencia cuatro tipos de estructura: mampostería, concreto reforzado, acero y madera; y las clases de vulnerabilidad, que son seis: A, B, C, D, E y F, siendo A la clase que define el tipo de estructura más vulnerable, y F, la de menor vulnerabilidad (tabla 2).

Tabla 2. Tipo de estructura y vulnerabilidad según la escala EMS-98

Tipo de estructura		Clase de vulnerabilidad					
		A	B	C	D	E	F
Mampostería	Piedra suelta o canto rodado	○					
	Adobe (ladrillo crudo), tapia pisada	○——	——				
	Roca simple	----○	○				
	Roca masiva		----○----	----○----			
	Unidades de roca manufacturada	----	----○----	----			
	Ladrillo no reforzado, pisos de concreto reforzado		----○----	----○----			
	Reforzada o confinada			----○----	----○----		
Concreto reforzado	Estructura sin diseño sismorresistente (DSR)	----	----	----○----	----		
	Estructura con nivel medio de DSR		----○----	----	----○----	----	
	Estructura con nivel alto de DSR			----○----	----	----○----	
	Muros sin DSR		----○----	----○----	----		
	Muros con nivel medio de DSR			----○----	----○----	----	
	Muros con nivel alto de DSR				----○----	----○----	
Acero	Estructuras de acero			----○----	----	----○----	
Madera	Estructuras de madera		----○----	----	----○----	----	

○ Clase de vulnerabilidad más probable, —— Rango probable, ----- Rango de casos menos probables
Fuente: Grunthal (2009)

Respecto al grado de daño, la escala describe los efectos que pueden ocurrir en estructuras de mampostería y concreto reforzado, y los clasifica en cinco grados, enumerados de 1 a 5, en los que el primer grado es daño débil o sin daño, y el último, la destrucción de la edificación (tabla 3).

Para localizar las edificaciones averiadas por cada sismo se georreferenciaron los planos históricos de cada época, así como la imagen satelital de la ciudad, obtenida a partir de Google Earth, y luego se digitalizaron los predios de cada plano para superponerlos sobre la imagen.

Tabla 3. Tipo de estructura y vulnerabilidad según la escala EMS-98

Clasificación del daño en edificios de mampostería	
Grado 1. Sin daños a daños leves (sin daño estructural, daño no estructural leve)	Grietas muy delgadas en muy pocos muros; caída de pequeños pedazos de revestimiento; caída de rocas sueltas desde la parte alta de edificios en muy pocos casos.
Grado 2. Daños moderados (daño estructural leve, daño no estructural moderado)	Grietas en muchos muros; caída de pedazos grandes de revestimiento; colapso parcial de chimeneas.
Grado 3. Daños sustanciales a severos (daño estructural moderado, daño no estructural severo)	Grietas largas y extensas en muchos muros; caída de tejas; fractura de las chimeneas; fallo de los elementos individuales no estructurales (tabiques, divisiones, fachadas).
Grado 4. Daños muy severos (daño estructural severo, daño no estructural muy severo)	Fallo serio de los muros; fallo estructural parcial de techos y pisos.
Grado 5. Destrucción (daño estructural muy severo)	Colapso total o casi total.
Clasificación del daño en edificios de concreto reforzado	
Grado 1. Sin daños a daños leve (sin daño estructural, daño no estructural leve)	Grietas delgadas en el revestimiento sobre elementos de la estructura o en la base de los muros; grietas delgadas en particiones y tabiques.
Grado 2. Daños moderados (daño estructural leve, daño no estructural moderado)	Grietas en columnas y vigas y en muros estructurales; grietas en particiones y tabiques; caída de revestimiento frágil y guarnecido; caída de mortero en las uniones de paneles de muros.
Grado 3. Daños sustanciales a severos (daño estructural moderado, daño no estructural severo)	Grietas en columnas y uniones entre columnas y vigas de la estructura en la base y en las uniones de muros acoplados; desconchamiento del revestimiento de hormigón, torcedura de varillas de refuerzo; grandes grietas en muros de particiones y en tabiques, fallo de tabiques individuales.
Grado 4. Daños muy severos (daño estructural severo, daño no estructural muy severo)	Grandes grietas en elementos estructurales y fractura de barras corrugadas; fallos en la juntura de vigas reforzadas; inclinación de columnas; colapso de algunas columnas o de un único piso superior.
Grado 5. Destrucción (daño estructural muy severo)	Colapso de la planta baja o de partes de edificios.

Fuente: Grunthal (2009)

Finalmente, se superpusieron las edificaciones averiadas por todos los sismos en un plano, con el fin de evidenciar zonas afectadas por daños repetitivos.

3. Resultados

Sismo del 20 de enero de 1834: ocurrió a las 7:00 a.m. hora local (12:00 UTC), su magnitud fue de 6,7 *Mw*, tuvo profundidad superficial y se asocia al sistema de fallas de Afiladores. En Pasto quedaron destruidas y averiadas casas, edificios e iglesias, como la de San Sebastián, San Francisco, Santo Domingo y Santiago. Bajo los escombros de las edificaciones murieron cincuenta personas y hubo un número similar de heridos.

Cuando ocurrió este sismo, Pasto apenas contaba con setenta manzanas distribuidas a lo largo de ocho cuadras en sentido norte-sur, entre las que hoy se conocen como carrera 22 y carrera 28, y doce cuadras en sentido oriente-occidente desde el río Pasto hasta la calle 11 en el sector de Santiago (Fonseca, 2009; Narváez, 1997). Esta información se basa en el plano elaborado en 1816 por Alejandro Vélez, y encargado por Pablo Morillo, aunque algunos autores atribuyen la autoría de dicho plano a Francisco José de Caldas, quien visitó Pasto en varias ocasiones, la primera vez en agosto de 1801, fecha en que elaboró un plano que no ha sido encontrado, y se dice que es posible que este haya estado entre los documentos incautados a Caldas por el general español Pascual Enrile, segundo en el mando de Pablo Morillo (Bastidas, 2000). Con el fin de contextualizar cómo era la ciudad en esa época, en la figura 4 se presentan los predios existentes según el plano de 1816, digitalizados y superpuestos sobre una imagen de satélite de la ciudad, tomada el 5 de enero de 2015 (DigitalGlobe), obtenida del programa Google Earth.

Respecto al tamaño de la población, la ciudad contaba con aproximadamente 10000 habitantes, calculados a partir de los datos proporcionados por el censo de 1797 del gobernador Diego Antonio Nieto, quien reportó una cifra total de 12465 habitantes (Bastidas, 2000), y por el censo de 1843, mencionado por Sergio Elías Ortiz (1929), en el que la cifra resultante fue de 9688 habitantes.

En esa época, la ciudad estaba decaída arquitectónicamente y su desarrollo urbano paralizado debido a que, a comienzos del siglo XIX, el apoyo del Gobierno de Pasto a la Corona española y la resistencia a la causa independentista generaron una guerra civil que dejó a la ciudad casi destruida. El coronel británico John Potter Hamilton, quien estuvo en Popayán en 1824, dijo acerca de Pasto:

> Según relatan algunos viajeros, la provincia de Pasto presenta ahora imagen desolada de lo que fue la más feroz de las guerras civiles. Dicen que solo se ven por todas partes las ruinas de casas y de aldeas. Las granjas y estancias, antes esmeradamente cultivadas, se hallan desiertas y casi toda su población o ha muerto o se ha expatriado. (Hamilton, 1995. En Bastidas, 2000)

Posteriormente, cuando el científico francés Jean-Baptiste Boussingault llegó a Pasto el 9 de junio de 1831, encontró una ciudad desolada, casas abandonadas y la población diezmada. El claustro de los jesuitas y las casas más grandes habían servido de cuartel durante las guerras:

> La población estimada en 20.000 almas en la época de su esplendor había quedado reducida a 8.000. Por todas partes las mismas ruinas que yo había visto en una época anterior en lo más fuerte de la guerra; las casas tienen sin embargo una bella apariencia y la mayoría están deshabitadas. (Boussingault, 1985. En Bastidas, 2000)

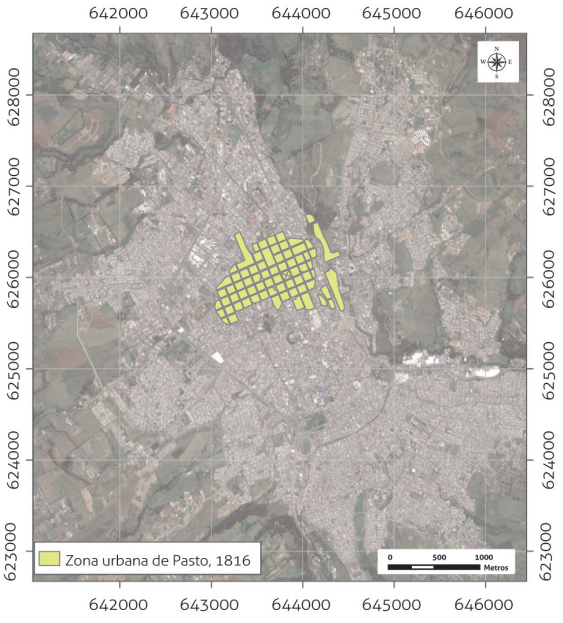


Figura 4. Zona urbana de Pasto en 1816
Fuente: Bastidas (2000). Modificado por Cifuentes y Sarabia (2013)

De este modo, se entiende que, cuando ocurrió el sismo, la ciudad se encontraba en malas condiciones arquitectónicas, principalmente debido a la guerra, lo cual pudo haber aumentado la vulnerabilidad constructiva. En lo que respecta a los materiales de construcción empleados en la edificación de viviendas a inicios del siglo XIX, las características generales que se observaban en las viviendas de la ciudad se expresan de la siguiente manera: casas "bajas" y de "alto y bajo", construidas de paredes de tapia o adobe crudo, con techo de teja de barro cocido, empañetadas y blanqueadas con cal (Narváez, 1997).

Sismo del 26 de octubre de 1935: ocurrió a las 8:15 de la noche hora local (27 de octubre de 1935, 01:15 UTC), su magnitud fue 5,9 *Mw*, tuvo profundidad superficial y se asocia al sistema de fallas de Romeral. En Pasto, algunas construcciones presentaron daños leves y moderados, como fisuras y grietas en muros y daños en los techos. También se agravaron los daños que había causado el sismo del 7 de agosto de ese mismo año en la ciudad.

Teniendo en cuenta que los sismos de 1935 y 1947 ocurrieron en épocas muy cercanas, la contextualización histórica del sismo de 1935 se realizó junto con la del sismo de 1947 después de la breve descripción de este último.

Sismo del 14 de julio de 1947: ocurrió a las 2:00 de la mañana hora local (7:00 UTC), su magnitud fue 6,1 *Mw*, tuvo profundidad superficial y al igual que el evento anterior, se asocia al sistema de fallas de Romeral. La sacudida produjo el colapso de construcciones en las poblaciones de Pasto, Genoy, Obonuco y Matituy en el departamento de Nariño. Algunos de los principales efectos en Pasto fueron daños en las torres y estructura de las iglesias de San Felipe, Pandiaco y Santiago; colapso de los muros de cerramiento del cementerio; el Hospital San Pedro tuvo que ser demolido; hubo numerosas grietas y desperfectos en el palacio Municipal, el palacio de la Gobernación, la plaza de mercado, el matadero municipal, que estaba en construcción, la Universidad de Nariño y el Colegio San Francisco Javier. Según datos de la Alcaldía, fue necesario demoler 500 casas de adobe o de ladrillo sin refuerzo (ejemplos en figura 5). Se produjeron deslizamientos en el antiguo camino de Pasto a Aranda y grietas en Pandiaco, ambos barrios ubicados en el norte de la ciudad.

Respecto al área urbana existente en 1945, el límite suroriental de la ciudad era el Batallón Boyacá y el barrio El Ejido, considerados como zonas rurales; hacia el norte, terminaba en el cementerio Las Cuadras, hoy Hospital Infantil; hacia el occidente se encontraba Anganoy, que actualmente es un barrio de la comuna 8, y al oriente finalizaba en Cujacal, que es un barrio de la comuna 12 (Academia Nariñense de Historia, 1999).

Para contextualizar cómo era la ciudad cuando ocurrieron los sismos de 1935 y 1947, se utilizó el mapa aerofotogramétrico del año 1955 (Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 1955), que fue el más cercano que se encontró a la fecha de ocurrencia de estos eventos. Los predios existentes en ese mapa se digitalizaron y se superpusieron a la imagen satelital tomada el 5 de enero de 2015 (DigitalGlobe), obtenida del programa Google Earth (figura 6).

Debido al crecimiento comercial e industrial de la ciudad, lo que demandaba nuevas construcciones, vías y una gran cantidad de mano de obra, la ciudad empezó a expandirse, y con ello se crearon nuevos barrios, como el Obrero, en 1935, y el Centenario, en 1940 (Academia Nariñense de Historia, 1999).

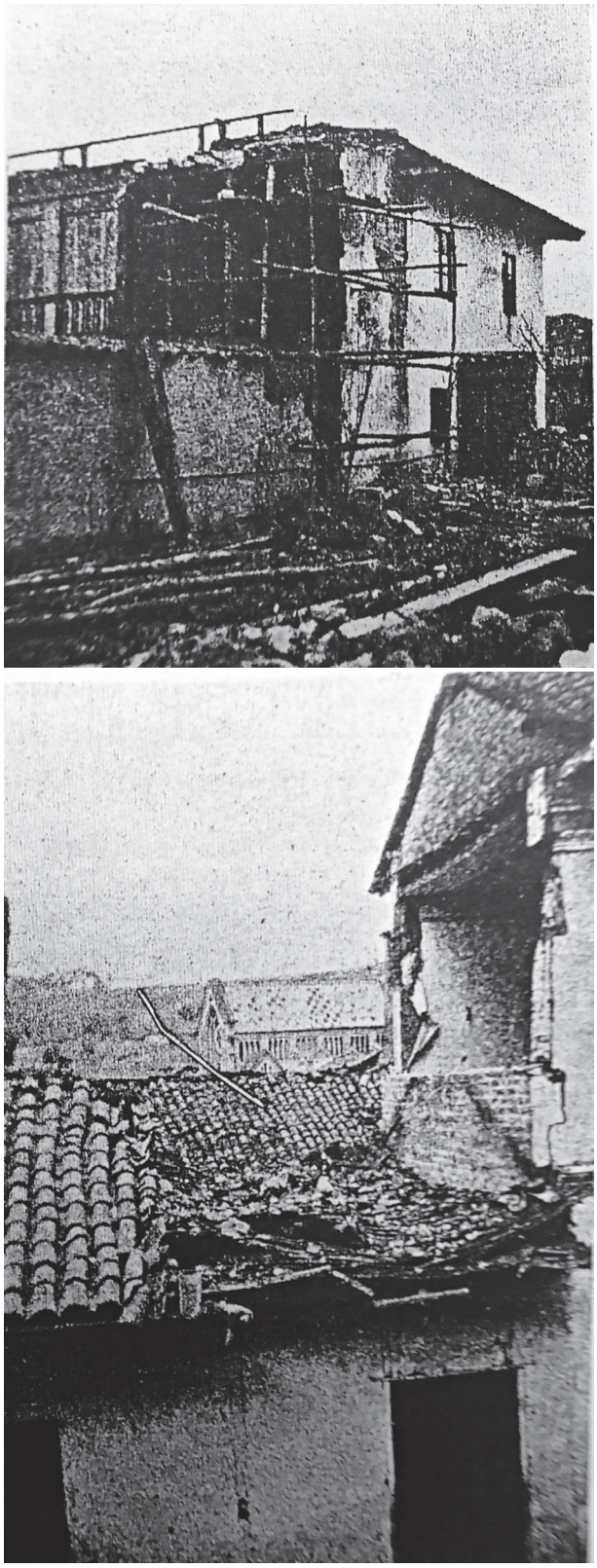


Figura 5. Colapso de muros de viviendas en Pasto
Fuente: Ramírez (1948)

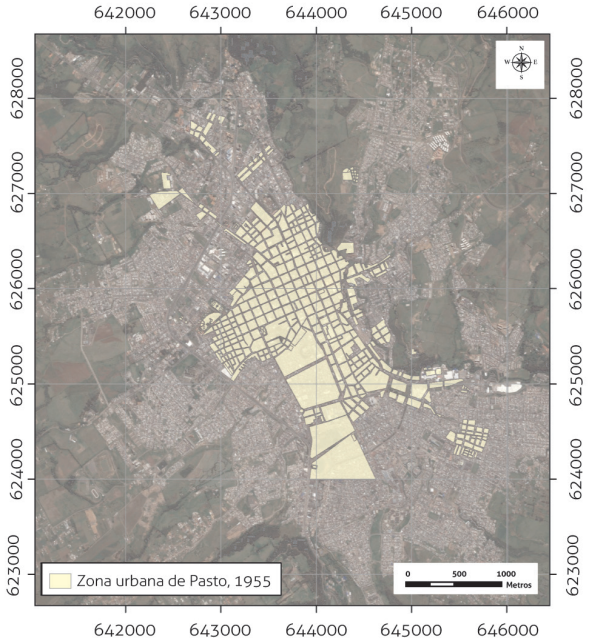


Figura 6. Zona urbana de Pasto en 1955
Fuente: IGAC (1955). Modificado por Cifuentes y Sarabia (2013)

Según el censo de viviendas y edificios del departamento de Nariño realizado en 1951, en Pasto había un total de 5492 edificios en la cabecera, cifra significativa si se compara con los 2909 reportados en el censo de 1938. El crecimiento de la ciudad también se reflejó en el aumento de la población urbana, que pasó de 27504 habitantes, en 1938, a 48853 en 1951 (DANE, 1954).

A pesar del crecimiento y avance de la ciudad, la mayoría de las edificaciones y viviendas seguían siendo sencillas y conservaban los materiales tradicionales, como el adobe, bahareque y ladrillo cocido, con tejas de barro, como se presenta en la tabla 4.

Tabla 4. Edificios en Pasto según el material predominante

Uso		Cabecera	Para vivienda	Otros usos
Pisos	Cemento o baldosa	365	287	78
	Ladrillo	3,092	2,974	118
	Madera	1,717	1,537	180
	Tierra	297	280	17
	Otros	21	17	4
Muros	Bloque cemento	53	34	19
	Ladrillo	567	482	85
	Madera	35	32	3
	Adobe y bahareque	4,828	4,539	289
	Otros	9	8	1
Tejados	Teja de barro cocido	5,283	4,915	368
	Cemento o asbesto	129	107	22
	Teja metálica	21	17	4
	Paja y similar	19	19	—
	Otros	40	37	3
Total		**5492**	**5,095**	**397**

Fuente: DANE (1954)

4. Discusión

Después de conocer cómo era la configuración urbana y la tipología constructiva en Pasto durante las épocas en que ocurrieron los tres eventos sísmicos mencionados, se analizó la vulnerabilidad y el grado de daño de las edificaciones afectadas, de acuerdo con los criterios definidos en la Escala Macrosísmica Europea de 1998 (EMS-98).

Según Calpa *et al.* (2001), a partir del análisis del grado de daño, que es un factor indispensable para asignar el grado de intensidad a un sitio, se busca ubicar las zonas de la ciudad que por la recurrencia de daños de diferentes sismos podrían indicar efectos locales en la ciudad. Para esto es importante relacionar varios factores, como el material de las edificaciones, el estado de las mismas y la clase de vulnerabilidad.

En el anexo B se encuentra la descripción y asignación de grado de daño en las construcciones de los tres sismos considerados. Para una mejor lectura de la información, se elaboró una tabla resumen por evento que reúne las siguientes características: nombre de la edificación afectada (Nombre), tipo de material o estado de conservación de la edificación (Materiales-conservación), descripción del daño de cada edificación afectada (Tipo de daño), clase de vulnerabilidad (Vul.) y grado de daño (Grado). En la primera columna de la tabla se incluye un campo llamado "N.°", que es el código con el cual cada construcción está identificada en el respectivo mapa.

Grado de daño ocasionado por el sismo de 1834: en total se localizaron veintitrés construcciones afectadas entre casas, edificios e iglesias, que se localizaron en la imagen satelital, en la que se sobrepusieron las manzanas que existían en el año 1816. Debido a la falta de información, en algunos casos no fue posible asignar la clase de vulnerabilidad a ciertas edificaciones, por lo cual se tuvieron en cuenta las descripciones generales de los materiales de construcción empleados a comienzos del siglo XIX, mencionadas por algunos autores (*e. g.*, Narváez, 1997; Cerón y Ramos, 1997; Bastidas, 2000), y que prácticamente se reducen a adobe, bahareque y pesados techos de teja de barro, lo que correspondería a clases de vulnerabilidad A o B.

En la figura 7 están localizadas y enumeradas las construcciones afectadas, simbolizadas con su respectivo grado de daño, y que se encuentra en el anexo B. La escala del mapa abarca las iglesias de Chapal, Anganoy y Pandiaco, que en esa época eran pueblos indígenas y no estaban dentro del casco urbano de Pasto.

De las veintitrés construcciones que fue posible localizar, dieciséis de ellas resultaron con grado de daño 3 o 4, que corresponden a daño severo y muy severo, respectivamente, y la mayoría se localizaron al sur de la plaza de Nariño. Seis edificaciones resultaron con grado de daño 2, que corresponde a daño moderado, y solamente una construcción resultó con grado de daño 5, que corresponde a destrucción.

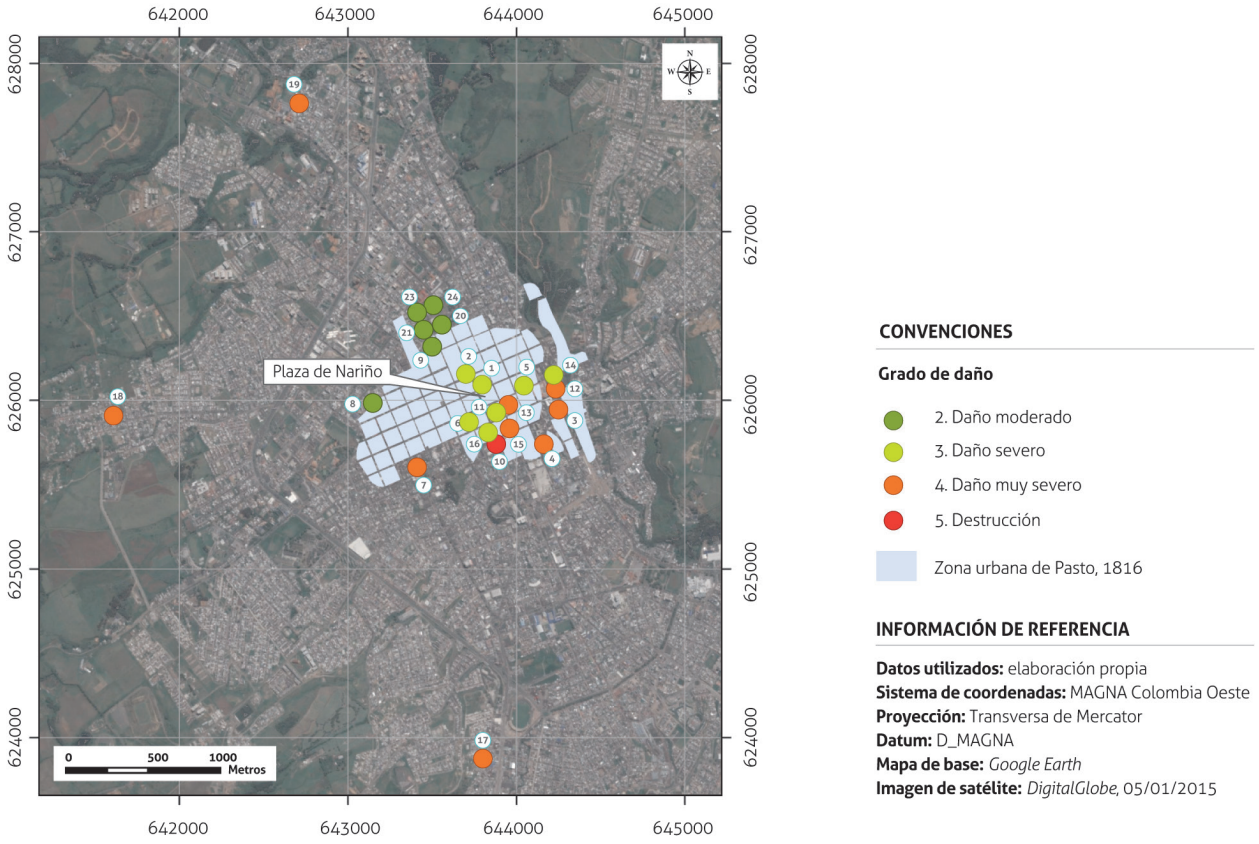


Figura 7. Mapa de grado de daño ocasionado por el sismo de 1834
Fuente: Cifuentes y Sarabia (2013)

Grado de daño ocasionado por el sismo de 1935: en total se localizaron catorce construcciones entre casas, iglesias y edificios, de las cuales doce resultaron con grado de daño 3, que corresponde a daño severo, y dos resultaron con daño moderado. El único dato que se conoce acerca de destrucción de edificaciones en la ciudad es el que informa acerca del colapso de una vivienda, de la que se desconoce la ubicación exacta, aunque este se puede considerar un caso aislado. La distribución espacial de los daños está concentrada especialmente al sur de la plaza de Nariño, como se observa en la figura 8.

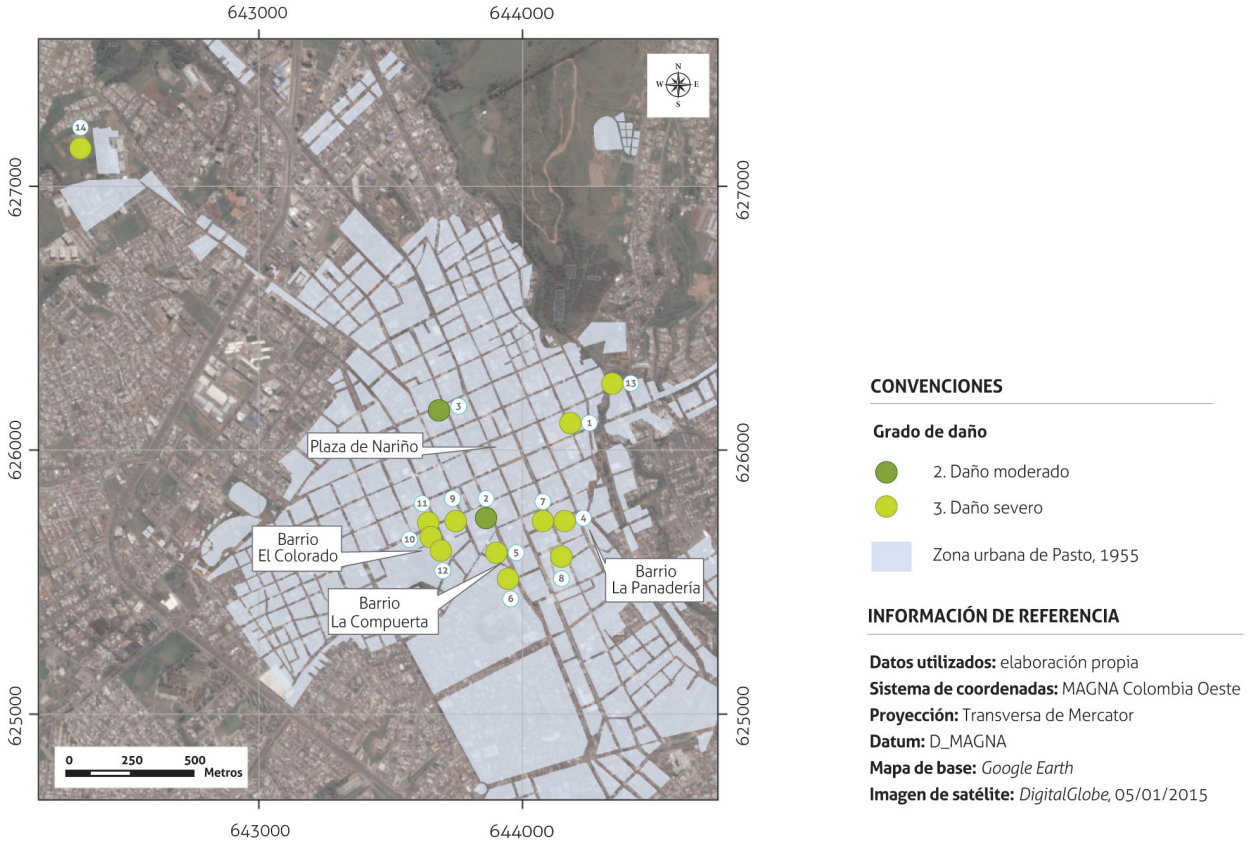


Figura 8. Mapa de grado de daño ocasionado por el sismo de 1935
Fuente: Cifuentes y Sarabia (2013)

Grado de daño ocasionado por el sismo de 1947: en total se localizaron 32 construcciones averiadas por el sismo, veintiséis de ellas resultaron con grado de daño 3 (severo), cinco con grado 4 (muy severo) y una con grado 2 (moderado). Según Ramírez (1948), algunas viviendas colapsaron, pero no fue posible encontrar su localización exacta.

Las construcciones que no tienen asociada una clase de vulnerabilidad en el anexo B se pueden interpretar como clase A-B, teniendo en cuenta que para esa época aún predominaban materiales como el adobe, bahareque, tapia pisada y ladrillo sin confinar.

En la figura 9 se presenta el mapa con la ubicación de las construcciones afectadas por el sismo y su respectivo grado de daño. El grado 2 se registró en una edificación situada en el centro de la ciudad; el grado 3 estuvo concentrado principalmente en el centro y suroriente de la ciudad; el grado 4 se presentó de una manera aislada en el centro y norte de la ciudad. En el mapa se ubicó el barrio Pandiaco, en el que se reportaron agrietamientos del terreno, y la vía que conduce de Pasto a Aranda, donde, según los reportes, hubo deslizamientos.

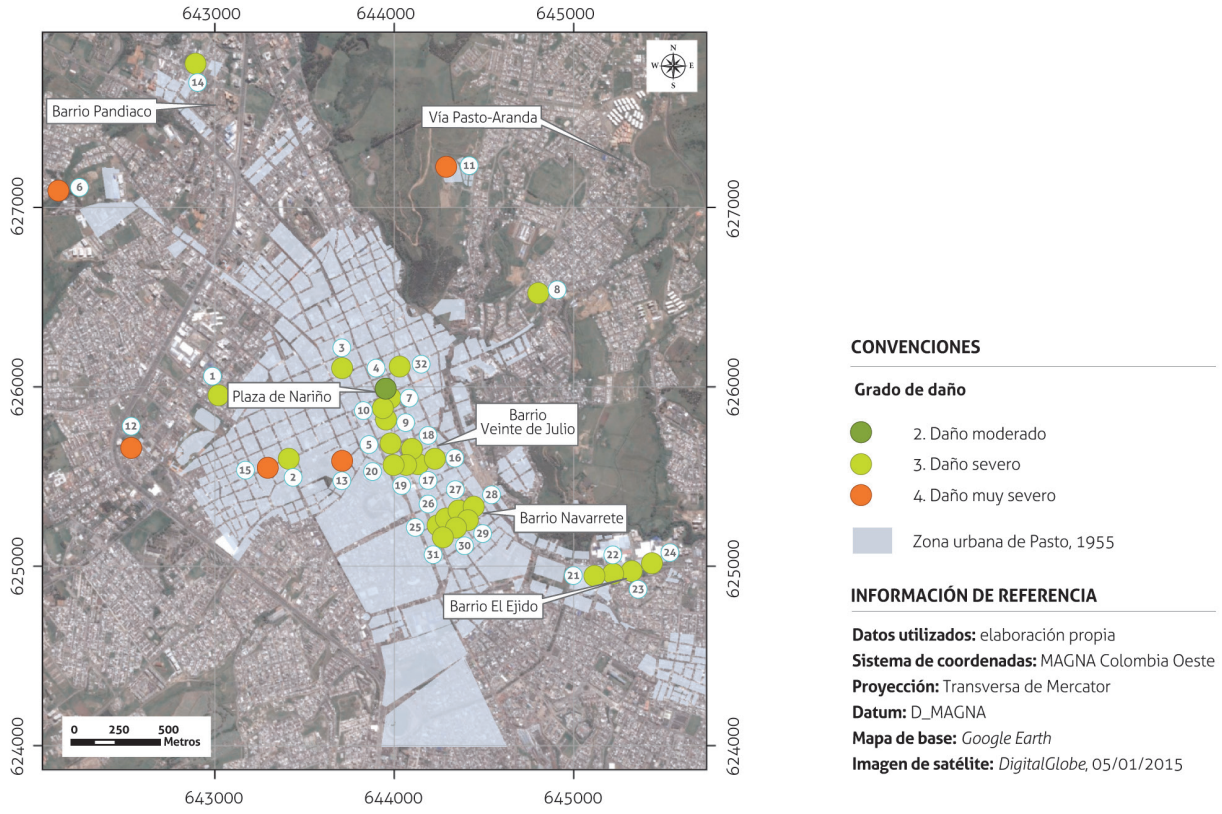


Figura 9. Mapa de grado de daño ocasionado por el sismo de 1947
Fuente: Cifuentes y Sarabia (2013)

Mapa de daños: se elaboró un mapa en el que se ubicaron las construcciones afectadas por los tres sismos mencionados, diferenciando cada uno de ellos con variables cartográficas de formas geométricas, con el fin de evidenciar si existían daños sectorizados y recurrentes en la ciudad (figura 10). En el mapa de observa que el centro y sureste de la ciudad son las zonas que principalmente han presentado daños por sismos, con grado de daño predominante 3 (severo).

En la figura 11 se presenta un mapa con el detalle de esa área, encerrada en un rectángulo rojo, en la que se evidencia la recurrencia de daños por los tres sismos. Esa área corresponde a la actual Comuna 1, que ocupa el centro de la ciudad e incluye barrios como Centro, La Panadería, San Agustín Centro, San Andresito y el sector del 20 de Julio (actual plaza del Carnaval).

El área que se enmarca en el polígono rojo corresponde a la más antigua de la ciudad, y, según varias fuentes bibliográficas (*e. g.* Narváez, 1997; Bastidas, 2000), allí las construcciones son muy vulnerables debido a su antigüedad y a la mezcla de materiales de construcción. De hecho, en la figura 12 es posible advertir la alta vulnerabilidad de varias construcciones que había en el centro de la ciudad y se han derribado para dar paso a la ampliación de vías, como la carrera 27. En la fotografía se observan muros de una misma edificación con mezcla de materiales, como adobe y tapia, sin evidencia de confinamiento o refuerzo.

De esta manera, no es preciso hacer una asociación directa de los daños recurrentes por sismos en el sector del centro de la ciudad con posibles efectos de sitio, ya que ese sector es el más antiguo de la ciudad y sus edificaciones son las más vulnerables.

Aun así, hay que destacar que otras zonas antiguas de la ciudad, ya existentes en 1816 y ubicadas al norte y occidente de la plaza de Nariño, no presentaron averías significativas por los sismos estudiados. Estos aspectos deben ser investigados y cotejados con estudios de tipo geotécnico y geofísico, entre otros.

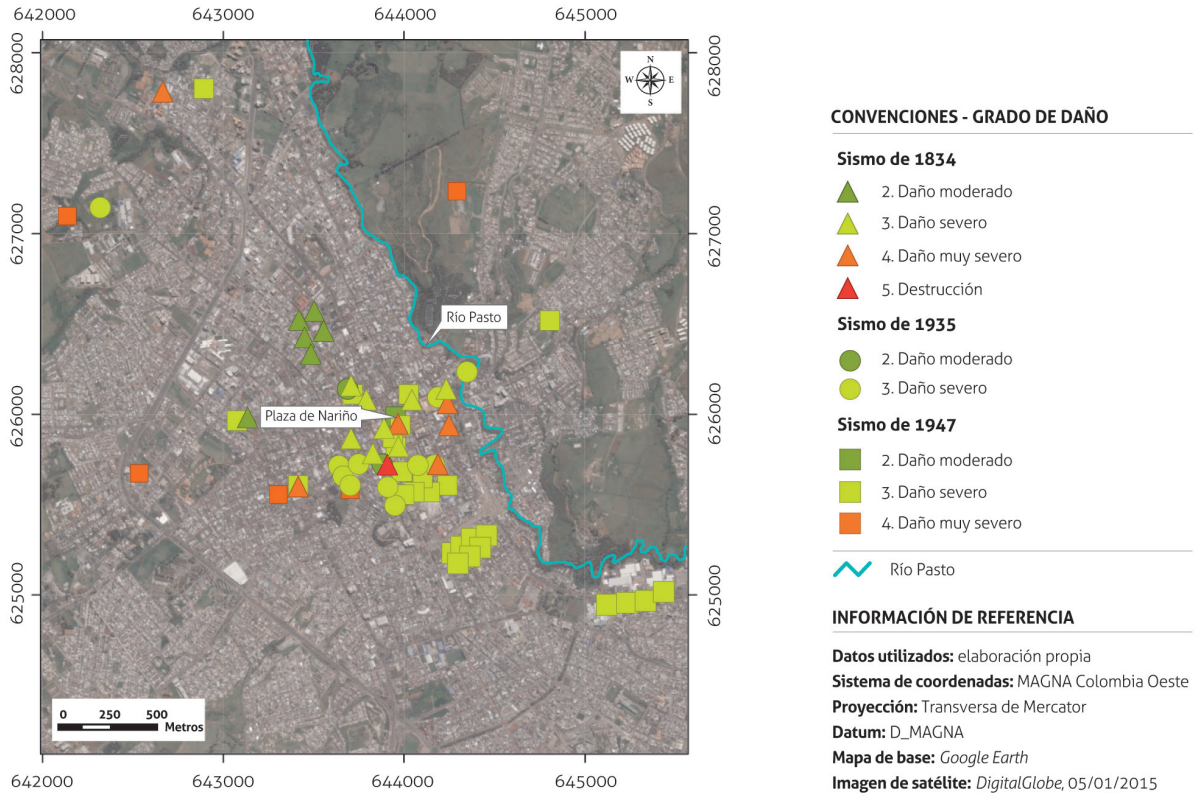


Figura 10. Mapa general del grado de daño ocasionado por sismos históricos en Pasto
Fuente: Cifuentes y Sarabia (2013)

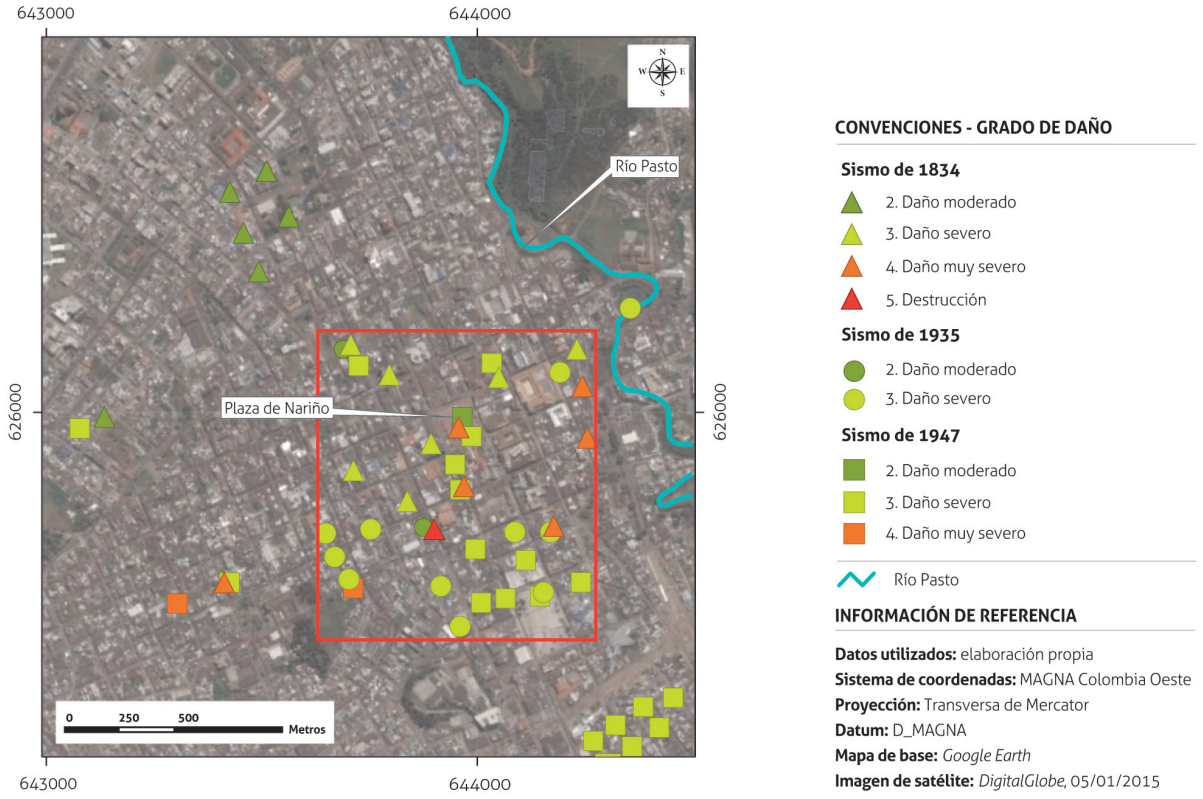


Figura 11. Mapa detallado del grado de daño ocasionado por sismos históricos en Pasto
Fuente: Cifuentes y Sarabia (2013)



Figura 12. Mezcla de materiales en muros de viviendas en Pasto
Fuente: Archivo personal. Sarabia (2017)

5. Conclusiones

Los sismos históricos que han afectado de manera significativa a Pasto han sido eventos superficiales provenientes de fuentes sismogénicas de carácter regional, como el sistema de fallas de Afiladores (20 de enero de 1834) y el sistema de fallas de Romeral (26 de octubre de 1935 y 14 de julio de 1947).

Se obtuvieron buenas fuentes de información sobre la historia urbana de Pasto relacionada con los tres sismos estudiados, que permitieron conocer la configuración espacial de la ciudad y determinar los tipos de materiales de construcción utilizados en la mayoría de las construcciones afectadas, su estructura y estado de conservación, para, de este modo, evaluar la vulnerabilidad y el grado de daño de las mismas.

La distribución de daños en el mapa del sismo de 1834 refleja concentración de la mayor afectación, especialmente hacia el sur y el oriente de la plaza de Nariño, con excepción del daño severo presentado en la iglesia de Santiago, localizada al suroccidente de la plaza. Se reportaron daños leves en la iglesia de San Andrés y el barrio San Francisco, ubicados en el extremo norte de la ciudad de esa época.

El sismo de 1935 causó daños moderados en la ciudad (grados de daño 2 y 3). Teniendo en cuenta la traza urbana existente en esa época, los daños estuvieron concentrados en un sector pequeño, en los antiguos barrios El Colorado y la Compuerta, cercanos a la actual plaza del Carnaval, y en el barrio La Panadería. Cuando sucedió ese evento, en la ciudad se evidenciaban algunos daños leves causados por el sismo del 7 de agosto de ese mismo año.

El sismo de 1947 causó graves daños en la ciudad, y su distribución fue similar a la del sismo de 1834, si se tiene en cuenta que se localizaron principalmente al sur y el oriente de la plaza de Nariño, aunque esta vez en mayor cantidad, dado el crecimiento de la ciudad. También se reportaron daños aislados en otros sectores.

Las edificaciones afectadas por los tres sismos fueron básicamente inmuebles de baja altura (máximo tres pisos), de mampostería, construidos con materiales como adobe, tapia y ladrillo sin refuerzo, muchas de ellas con cubiertas pesadas de tejas de barro, lo cual las hacía más vulnerables.

La única zona de la ciudad donde se evidenció la recurrencia de daños a causa de los tres sismos fue en los barrios Centro, La Panadería, San Agustín Centro, San Andresito y el antiguo sector del 20 de Julio, actualmente plaza del Carnaval, que hacen parte de la Comuna 1. Esta zona corresponde al sector más antiguo de la ciudad, por lo cual es probable que los daños se presentaran debido a la alta vulnerabilidad de las edificaciones, construidas con materiales poco resistentes, mezcla de diversos materiales y técnicas inapropiadas. Aun así, no se descarta la existencia de algún efecto de respuesta local del suelo debido a que, en otras zonas antiguas de la ciudad que tienen la misma vulnerabilidad constructiva, no se reportaron daños por ninguno de los tres sismos, o los daños fueron leves.

Se sugiere realizar estudios específicos en la zona más afectada por los sismos con el fin de determinar si los daños reportados tuvieron relación con la respuesta local del suelo, o si correspondió a la vulnerabilidad propia de las estructuras.

Referencias bibliográficas

Academia Nariñense de Historia. (1999). *Manual de historia de Pasto*, tomo III. Pasto: Alcaldía municipal de Pasto, Concejo municipal de Pasto.

Altez, R. y Laffaille, J. (2006). La microzonificación sismo-histórica como complemento fundamental de la evaluación de amenaza sísmica. *Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela*, 21(4), 117-127.

Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica -(AIS) (2010). *Reglamento colombiano de construcción sismo resistente, NSR-10.* Bogotá: Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial.

Bastidas, J. (2000). *Historia urbana de Pasto*. Bogotá: Ediciones Testimonio.

Calpa, C., Pantoja, J., Alfaro, A. y Van Hissenhoven, R. (2001). Evidencias de efectos locales y mapa de susceptibilidad sísmica en la ciudad de Pasto. Bogotá: XI Jornadas Geotécnicas de la Ingeniería Colombiana y VI Foro sobre Geotecnia de la Sabana de Bogotá.

Cerón, B. y Ramos, M. (1997). *Pasto: espacio, economía y cultura*. Pasto: Fondo Mixto de Cultura.

Cifuentes, H. y Sarabia, A. (2007). *Estudio macrosísmico del sismo del 14 de julio de 1947, Pasto (Nariño).* Ingeominas. Disponible en http://aplicaciones1.sgc.gov.co/Bodega/i_vector/210/01/0000/24413/documento/pdf/2105244131131000.pdf

Cifuentes, H. y Sarabia, A. (2013). *Evaluación del grado de daño en la ciudad de San Juan de Pasto a causa de sismos históricos.* Servicio Geológico Colombiano. Disponible enhttp://aplicaciones1.sgc.gov.co/Bodega/i_vector/210/01/0000/24657/documento/pdf/2105246571101000.pdf

Departamento Administrativo Nacional de Estadística (DANE) (1954). *Censo de edificios y viviendas, 1951*. Volumen 11: Nariño. Bogotá.

Fonseca, J. (2009). Cartografía de Pasto, 1800-2006. *Revista de Arquitectura*, 11(1), 57-67.

Gómez, A., Sarabia, A., Arcila, M., Santulin, M. y Stucchi, M. (2016). *Earthquake parameters estimation from historical macroseismic data in Colombia*. San José: Asamblea Regional Comisión Latinoamericana y del Caribe de Sismología.

Google Earth (2015). Imagen satelital de Pasto. Satélite DigitalGlobe.

Grünthal, G. (2009). *Escala Macrosísmica Europea, 1998*. Luxemburgo: Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie.

Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) (1955). Plano aerofotogramétrico de la ciudad de Pasto. Bogotá: Banco de la República.

Narváez, S. (1997). *Evolución urbana de Pasto: siglo XIX*. Pasto: Fondo Mixto de Cultura.

Ortiz, S. (1929). *A propósito del censo de población de Pasto desde su fundación hasta 1843*. Pasto: Boletín de Estudios Históricos.

Ramírez, J. (1948). The Pasto, Colombia earthquake of july 14, 1947. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 38(4), 247-256.

Sarabia, A., Cifuentes, H. y Dimaté, M. (2006). *Estudio macrosísmico del sismo del 20 de enero de 1834, Santiago (Putumayo).* Ingeominas. Disponible en http://aplicaciones1.sgc.gov.co/Bodega/i_vector/210/01/0000/24413/documento/pdf/2105244131113000.pdf

Sarabia, A. y Cifuentes, H. (2010). *Estudio macrosísmico de los sismos ocurridos al sur del departamento de Nariño en 1935 y 1936.* Ingeominas. Disponible en http://aplicaciones1.sgc.gov.co/Bodega/i_vector/210/01/0000/24413/documento/pdf/2105244131127000.pdf

Servicio Geológico Colombiano. *Sistema de información de sismicidad histórica de Colombia*. Disponible en http://sish.sgc.gov.co/visor/.

Anexo A. Descripción de construcciones afectadas por los sismos seleccionados

Nombre	Año aproximado de construcción	Dirección actual	Sismo
Iglesia San Juan Bautista (antigua iglesia Matriz)	La primera construcción data de 1537. En 1669 se dio paso a la construcción del templo actual, y se finalizó en 1671. Remodelada en 1829, 1856, 1934 y 1938.	Sin cambio de localización. Calle 18 con carrera 25, esquina.	1834
Catedral de Pasto (San Francisco)	Construida por primera vez en 1560. Esa iglesia fue destruida y en 1899 se inició la construcción de la iglesia actual, terminada en 1920. En el año 1995 se restableció el ladrillo de la fachada.	Sin cambio de localización. Carrera 26 n.° 17-23.	1834, 1935, 1947
Antigua iglesia de San Sebastián	Construida en 1744. Destruida casi en su totalidad por la serie de sismos de 1935 y 1936.	No existe. En su lugar se encuentra la estatua de Santander en la av. Santander (carrera 22).	1834, 1935
Iglesia de San Sebastián o La Panadería	La capilla de La Panadería fue concluida en 1790 y destruida en 1936, para dar paso a la construcción de la actual iglesia de San Sebastián.	Carrera 21 n.° 20-20	1834, 1935, 1947
Iglesia de Cristo Rey (antigua Santo Domingo)	Se inició la construcción en 1572. En 1930 se derrumbó para dar paso a la iglesia actual.	Sin cambio de localización. Calle 20 n.° 24 esquina.	1834
Iglesia de San Agustín	Construida a finales del Siglo XVI. El actual templo fue construido después del sismo de 1834.	Sin cambio de localización. Carrera 24 n.° 16-70.	1834
Capilla de San Andrés	La construcción de la capilla inició en 1582 y finalizó en 1591. Luego, la construcción de la iglesia inició en 1850.	Sin cambio de localización. Carrera 29 n.° 16B-34.	1834
Antiguo convento de La Concepción	Fundado en 1588. Tuvo refacciones en el siglo XVII, debido al mal estado en que se hallaba. En 1864 fue trasladado al frente del templo San Felipe Neri.	Se encontraba en el sitio que actualmente ocupa la Gobernación de Nariño. Calle 19 con carrera 24.	1834
Capilla del Portal	—	Actualmente no existe. Se encontraba en el lugar que hoy ocupa el edificio de Bomberos. Calle 22 con carrera 23.	1834
Antigua cárcel	—	Se encontraba en la manzana que está al sur de la plaza Nariño, entre carreras 23 y 24 y calles 18 y 19	1834
Iglesia de La Merced	Su construcción inició en 1562 y se terminó en 1609. La iglesia actual data de 1916.	Sin cambio de localización, calle 18 con carrera 22	1834, 1935
Antigua casa del Cabildo	—	Se encontraba en la manzana que está al sur de la plaza Nariño, entre carreras 23 y 24 y calles 18 y 19	1834
Carnicería	Ya existía a mediados del siglo XVI	Actualmente no existe. Se encontraba cerca del lugar que hoy ocupa el edificio de Bomberos. Calle 22 con carrera 23.	1834
Casa de juego de gallos	—	Según el plano elaborado por Higinio Muñoz en 1864, estaba ubicada en la calle 17, entre carreras 22 y 23	1834
Barrio San Francisco	—	Hace referencia al barrio que se encuentra al norte de la iglesia de San Andrés	1834
Iglesia de Pandiaco	—	Actualmente es un barrio situado en el norte de Pasto (Comuna 9)	1834
Iglesia de Chapal	—	Calle 11 con carrera 5A	1834
Iglesia de Canchalá	—	Calle 19B con carrera 9D Este	1834
Iglesia de Anganoy	Se cree que la iglesia fue construida en el siglo XIX	Carrera 33BS con calle 6S	1834
Capilla de Jesús del Río	La construcción inició en 1741. Se incendió en 1840.	Sin cambio de localización. Capilla anexa al templo San Felipe Neri. Calle 11 n.° 27-31.	1834, 1947
Universidad de Nariño (Colegio Jesuita, de la Compañía o San Agustín)	Construida en 1712. Refaccionada en 1929.	Actualmente es la sede central de la Universidad de Nariño. Carrera 22 con calle 19.	1834, 1947
Iglesia San Felipe Neri	La construcción inició en 1871 y finalizó en 1894	Calle 11 con carrera 27	1947
Antigua plaza de mercado	La construcción inició en 1907 y finalizó en 1928. Debido a incendios ocurridos en la década de los cincuenta y de los setenta, la edificación quedó destruida.	Es la manzana donde se encuentra ubicado el Banco de la República y la Biblioteca. Entre carreras 21 y 21A, calles 18 y 19.	1947
Iglesia de Santiago Apóstol	Construida a finales del siglo XVI. Reedificada en 1665 y nuevamente en 1796. En 1894 fue derruida y ese mismo año se inició la construcción del nuevo templo. Se finalizó en 1897.	Sin cambio de localización. Calle 12 n.° 22F-16.	1947
Palacio de Justicia (Nacional)	Su construcción finalizó en 1945	Ubicado en la calle 19 con carrera 23	1947
Antiguo palacio Municipal	Su construcción inició en 1866 y finalizó en 1926. Fue reparado en varias ocasiones.	No existe. Se encontraba en la calle 18 con carrera 26.	1947
Palacio de la Gobernación	Inició su construcción en 1910 y finalizó en 1929	Ubicado en la calle 19 con carrera 24	1947
Hospital Civil	Su construcción finalizó en 1942	Ubicado en la calle 27 con carrera 24	1947
Hospital San Pedro	Su construcción inició en 1922 y finalizó en 1929	Ubicado en la calle 16 con carrera 43 esquina	1935, 1947
Cementerio Central Virgen del Carmen	Su construcción finalizó en 1939	Calle 24, Comuna 9	1947
Escuela Industrial	—	Calle 3 con carrera 32	1947
Antiguo Matadero Municipal	En 1947 se encontraba en construcción	Actualmente es el Museo del Carnaval. Calle 19 con carrera 42.	1947
Colegio San Francisco Javier	Su construcción inició en 1919 y finalizó en 1925	Calle 20 con carrera 25	1947
Barrio Veinte de Julio	—	Carrera 21 entre calles 18 y 20	1947
Barrio El Ejido	—	Calles 21F y 21E con carreras 7 y 3A	1947
Barrio Navarrete	—	Calles 19 y 22 entre carreras 16 y 17A	1947
Escuela Industrial	—	Calle 3 con carrera 32	1947

Anexo B. Descripción de daños por sismos

Sismo del 20 de enero de 1834

N.°	Nombre	Materiales/conservación	Tipo de daño	Vul.	Grado
1	**Iglesia San Juan Bautista (antigua iglesia Matriz)**	Muros de tapia pisada y cubierta de teja de barro cocido. El frontis y el pórtico lateral elaborados en piedra labrada. La torre de mampostería de piedra regular y ladrillo.	Cayó la torre y el frontis y hubo pequeñas fisuras en las paredes	A-B	3
2	**Catedral (iglesia de San Francisco)**	Tapia pisada. La edificación se encontraba en mal estado.	Según el gobernador de la provincia de Pasto, la catedral colapsó, pero este hecho no es verosímil, ya que fue derribada a finales del siglo XIX	A	3
3	**Antigua iglesia de San Sebastián**	Muros de tapia pisada. Cubierta de madera y teja de barro.	Quedó semidestruida. Murieron personas bajo sus ruinas.	A-B	4
4	**Iglesia de La Panadería (San Sebastián)**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Semidestruida. Debía ser reconstruida.	A-B	4
5	**Iglesia de Cristo Rey (Santo Domingo)**	Muros de tapia pisada, arcos y columnas de mampostería	Según el gobernador de la provincia de Pasto, la iglesia colapsó, pero este hecho no es verosímil, ya que fue derribada en 1930	A-B	3
6	**Iglesia de San Agustín**	Calicanto	Daños en el techo, en la parte del corredor que da al convento de San Francisco, en las dos torres, el presbiterio y el claustro occidental. Debido a los daños que hubo en la iglesia de Santiago, los servicios de ese templo pasaron a prestarse en el de San Agustín.	A-B	3
7	**Iglesia de Santiago**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Debido a los daños que hubo, los servicios de esta iglesia pasaron a prestarse en la de San Agustín	A-B	4
8	**Capilla de Jesús del Río**	Calicanto	Deterioro de las torres, daño en dos tapias	A-B	2
9	**Iglesia de San Andrés**	Tapia pisada o adobe	Deterioro de las torres	A-B	2
10	**Iglesia de La Merced**	Los muros y arcos, de calicanto. Estaba afectada por sismos ocurridos en años anteriores.	Totalmente derribado el templo y su convento	A	5
11	**Antiguo convento de La Concepción**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Semidestruido. Las monjas tuvieron que trasladarse a un huerto de la congregación de San Felipe Neri.	A-B	4
12	**Capilla El Portal**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Semidestruida. Debía ser reconstruida.	A-B	4
13	**Casa de Cabildo y cárcel**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Quedaron arruinadas. Se sugirió trasladar a los presos de la cárcel.	A-B	3
14	**Carnicería**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Fue necesario descargar el techo y el frente de la casa, y con ese material se trastejó el salón grande	A-B	3
15	**Colegio Jesuita, de la Compañía o San Agustín**	Calicanto	Arruinado. Quedó inservible.	A-B	4
16	**Casa de juego de gallos**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Arruinada	A-B	3
17	**Iglesia de Chapal**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Iglesia en ruinas	A-B	4
18	**Iglesia de Anganoy**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Iglesia en ruinas	A-B	4
19	**Iglesia de Pandiaco**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Iglesia en ruinas	A-B	4
20-23	**Barrio San Francisco**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Tenía las casas averiadas, pero se podía habitar en ellas por no estar desplomadas	A-B	2

Sismo del 26 de octubre de 1935

N.°	Nombre	Materiales/conservación	Tipo de daño	Vul.	Grado
1	**Iglesia de San Sebastián**	Tapia pisada. Se encontraba averiada por el sismo del 7 de agosto de 1935.	Las paredes laterales quedaron desniveladas y hubo grietas en todos los muros. Una torre cayó y la otra quedó vencida.	A-B	3
2	**Iglesia de La Merced**	Mampostería reforzada. Se encontraba averiada por el sismo del 7 de agosto de 1935.	Las paredes quedaron desniveladas. Se ampliaron las grietas que había dejado el sismo del 7 de agosto de ese año y se abrieron unas nuevas.	A-C	2
3	**Catedral**	Mampostería reforzada. Se encontraba averiada por el sismo del 7 de agosto de 1935.	Aumentaron los daños que había causado el sismo del 7 de agosto de ese año, especialmente los de la sacristía, situada al costado oriental de la iglesia	A-C	2
4	**Iglesia de La Panadería**	Tapia pisada, adobe o bahareque	Se cuarteó la pared que sostenía el campanario, el frontis y todas las paredes quedaron desniveladas. A pesar de esto, la gente asistió a misa.	A-B	3
5-6	**Barrio La Compuerta (casas)**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido	Casi todas las edificaciones quedaron en pésimo estado	A-B	3
7-8	**Barrio La Panadería (casa)**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido	Quedó cuarteada la casa de Josefina Duarte en el barrio La Panadería	A-B	3
9-12	**Barrio El Colorado (casas)**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido. Algunas casas se encontraban averiadas por el sismo del 7 de agosto de 1935.	Casi todas las edificaciones de este barrio quedaron en pésimo estado. La casa del Pbro. Pedro Martínez, que estaba siendo reconstruida debido a los daños causados por el sismo del 7 de agosto, resultó afectada y cayó la parte alta sobre lo reconstruido.	A-B	3
13	**Cárcel**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido	El edificio quedó desnivelado, y algunas paredes, agrietadas	A-B	3
14	**Capilla de la Virgen del Carmen (Hospital San Pedro)**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido. Se encontraba averiada por el sismo del 7 de agosto de 1935.	Se abrieron numerosas grietas en los arcos centrales y en la cúpula	A-B	3
—	**Casa**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido	Quedó destruida la casa de Felipe Obando Idrobo	A-B	5

Sismo del 14 de julio de 1947

N.°	Nombre	Materiales/conservación	Tipo de daño	Vul.	Grado
1	**Iglesia San Felipe Neri y capilla de Jesús del Río**	Mampostería reforzada de ladrillo	Quedó destruida la parte superior de la torre principal, y al caer se llevó consigo una pequeña cúpula	B-C	3
2	**Iglesia de Santiago Apóstol**	Mampostería reforzada de ladrillo	Muros agrietados y cayó una torre. Las cúpulas de la iglesia quedaron considerablemente desplazadas de su base.	B-C	3
3	**Palacio Municipal**	Muros de tapia pisada sobre cimientos de cal y ladrillo. Teja de barro cocido.	Quedó prácticamente derruido. Sus daños fueron graves.	A	3
4	**Palacio de la Gobernación**	Ladrillo, tapia, piedra tallada	Hubo una grieta grande que seguía el curso de la cornisa	A-B	2
5	**Plaza de mercado**	Muros de tapia pisada sobre cimientos de cal y ladrillo. Teja de barro cocido	Hubo profundas grietas y dos esquinas del edificio a punto de irse a tierra. El tránsito a su alrededor fue suspendido.	A	3
6	**Hospital San Pedro**	Ladrillo cocido	Graves averías que obligaban a demolerlo en gran parte	B	4
7	**Palacio Nacional**	Cemento armado. Constaba de seis pisos.	Grietas en las columnas y en los techos de los corredores. Ruptura de los vidrios de la fachada. La Oficina de Telégrafos, que funcionaba en el 5.° piso, tuvo que ser trasladada.	C	3
8	**Hospital Civil**	Ladrillo cocido	Grandes grietas en los muros	B	3
9	**Universidad de Nariño**	Concreto reforzado. El zócalo de los muros, de roca y ladrillo cocido. Fachada de roca pulida. Cubierta de teja de barro.	Se desprendieron los áticos. Quedó cuarteada.	C	3
10	**Casa de la familia Montenegro**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido	Quedó a punto de desplomarse	A-B	3
11	**Cementerio Central Virgen del Carmen**	Ladrillo cocido	Las bóvedas quedaron destruidas, y las lápidas, dispersas	A	4
12	**Escuela Industrial**	—	Prácticamente derruida. Daños de mucha gravedad.	—	4
13	**Casa en la calle Angosta**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido	Caída de una pared	A-B	4
14	**Matadero Municipal**	Ladrillo cocido	Las galerías en construcción del Matadero Municipal, ubicadas en Pandiaco, sufrieron graves desperfectos. Un pedazo enorme de cemento fue despedido a seis metros de distancia.	B	3
15	**Edificio**	Ladrillo cocido	Un edificio de tres pisos, situado en la plazuela de Santander, quedó muy afectado, y apenas se sostenía en pie gracias a los puntales que le pusieron los obreros.	B-C	4
16-20	**Casas**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido	Varias casas ubicadas en la carrera 21, entre calles 18 y 19, sufrieron daños de consideración	A-B	3
21-31	**Barrio El Ejido, Veinte de Julio y Navarrete**	Adobe, tapia pisada, ladrillo cocido	Resultaron seriamente averiadas numerosas residencias de los barrios El Ejido, Veinte de Julio y Navarrete	A-B	3
32	**Colegio San Francisco Javier**	Arcos y columnas de mampostería. Torre central y portal de piedra.	Se dañaron los muros de los lados este y oeste	B	3

BOLETÍN GEOLÓGICO
POLÍTICA EDITORIAL

El *Boletín Geológico* es una publicación científica seriada del Servicio Geológico Colombiano (SGC). Fue creada en 1953 con el propósito de fomentar y divulgar la investigación de la institución sobre las diferentes áreas de las ciencias de la tierra. El *Boletín Geológico* publica artículos científicos inéditos de investigación, reflexión, revisión o reportes de caso sobre geociencias, recursos minerales, geoamenazas, geoquímica, hidrocarburos, ciencias y aplicaciones nucleares y ambientales. Se admiten artículos en español o inglés de autores vinculados o no vinculados al Servicio Geológico Colombiano. Su periodicidad es anual y se publica de forma digital en la página web del Servicio Geológico Colombiano, e impresa, bajo la política de acceso abierto.

No se permite la reproducción total o parcial de los artículos publicados sin previa autorización por escrito del Comité Editorial del Servicio Geológico Colombiano y sin el adecuado reconocimiento a la fuente.

Proceso de arbitraje

La revisión de los artículos estará sujeta a un estricto proceso de evaluación por dos pares nacionales o internacionales. La sola participación en las convocatorias de recepción de artículos no garantiza la publicación de los trabajos enviados.

Se verificará en primera instancia el cumplimiento de todos los criterios de presentación establecidos por el *Boletín Geológico* en las instrucciones a los autores. Posteriormente se iniciará el proceso de evaluación, el cual es completamente anónimo para evaluadores y autores. Superado el proceso de evaluación, en un plazo no mayor a tres semanas, los autores deberán atender las sugerencias y correcciones realizadas. En caso de que no incluyan una o varias sugerencias, deberán argumentar con detalle sus razones en una carta adicional. Si los dos evaluadores recomiendan rechazar el artículo, este no será publicado. Si las dos evaluaciones son completamente contrarias, se someterá el artículo a una tercera evaluación. Si se recomienda la publicación del artículo, pero realizando modificaciones y sujeta a una segunda evaluación, la nueva versión será enviada al evaluador asignado para su aprobación.

Los evaluadores deberán firmar un acuerdo de confidencialidad y una declaración de conflicto de intereses, si es el caso, para salvaguardar el adecuado uso de la información. Además, tanto evaluadores como autores deberán conocer y aceptar las normas internacionales de ética en investigación emitidas por el Committee on Publication Ethics con respecto al plagio y a la revisión por pares, normas a las que se acoge el *Boletín Geológico*. Estas normas podrán ser consultadas en http://publicationethics.org/files/International%20standard_editors_for%20website_11_Nov_2011.pdf

Autoría

La autoría deberá corresponder a quienes hayan contribuido de forma activa y sustancial al contenido intelectual del artículo y al análisis o interpretación de los datos; por tanto, los autores estarán en condiciones de hacerse públicamente responsables del artículo enviado. La lista y orden de autores deben ser revisados antes de someter por primera vez el trabajo a publicar, pues después de sometido no se aceptan cambios de autoría. Los autores de un artículo aprobado para publicación cederán los derechos patrimoniales al Servicio Geológico Colombiano para su posterior divulgación, reproducción y distribución en los medios impresos y digitales que el Servicio Geológico Colombiano disponga, así como para su inclusión en bases de datos e índices nacionales o internacionales.

EDITORIAL POLICIES

Boletín Geológico is a scientific journal of the Servicio Geológico Colombiano –SGC– (Colombian Geological Service), created in 1953 to promote and publish research from different earth science fields conducted by the SGC. *Boletín Geológico* publishes previously unpublished scientific research articles, editorials, reviews or case reports on geosciences, mineral resources, geological threats, geochemistry, hydrocarbons and nuclear and environmental sciences and applications. Articles in Spanish or in English from authors regardless of their affiliation with the Servicio Geológico Colombiano are accepted. *Boletín Geológico* is published annually online on the webpage of the Servicio Geológico Colombiano, and in print, under an open-access policy.

Total or partial reproduction of the published articles is not allowed without prior written consent from the Editorial Board of the Servicio Geológico Colombiano and without proper source citation.

Review process

The articles submitted for publication will be subjected to a strict peer-review process by two national or international reviewers. Mere submission in response to calls for papers does not guarantee the publication of the submitted works.

Initially, compliance with all submission criteria established by *Boletín Geológico* in the author guidelines will be assessed. Subsequently, the double-blind peer-review process will be conducted. Once the evaluation process has been completed, the authors must reply to the reviewers' suggestions and corrections within three weeks. If the authors decide not to include one or several suggestions, they should argue their reasons, in detail, in an additional response letter. If both reviewers recommend rejecting the article, it will not be published. If the two reviewers reach opposing conclusions, the article will be sent to a third reviewer. If the reviewers recommend publishing the article, albeit with modifications and subject to a second review, the new version will be sent to the reviewer assigned to its approval.

The reviewers must sign a declaration of confidentiality and a conflict of interest form, if applicable, to safeguard the proper use of information. Furthermore, both reviewers and authors must be informed about and apply the international research ethics standards published by the Committee

on Publication Ethics on plagiarism and peer review, which are followed by *Boletín Geológico*. These rules are available from http://publicationethics.org/files/International%20standard_editors_for%20website_11_Nov_2011.pdf

Authorship

Authorship should be attributed to those who have actively and substantially contributed to the intellectual content of the article and to its data analysis or interpretation; therefore, the authors are responsible for the content of the submitted article. The list and order of authors must be reviewed before submission, since after submitting the article author changes are not accepted. The authors of an article approved for publication will transfer the patrimonial copyright to the Servicio Geológico Colombiano for its subsequent publication, reproduction and distribution in any print and online media the Servicio Geológico Colombiano may choose and for its inclusion in databases and in national or international citation indexes.

INSTRUCCIONES A LOS AUTORES

1. Criterios de presentación

Todo artículo sometido a consideración debe cumplir con los siguientes criterios de presentación:

- Se deben enviar por email a ceditorial@sgc.gov.co en formato Word.
- Su título, aportado en español e inglés, debe ser breve y reflejar la esencia de la investigación.
- Se debe incluir la información de los autores e incluir el último título académico, la información completa de afiliación institucional de cada autor y el email del autor de correspondencia.
- Se debe incluir el resumen y las palabras clave en español e inglés. Las imágenes se deben adjuntar como archivos gráficos individuales, con una resolución mínima de 300 dpi.
- La extensión de los artículos no debe superar las 8000 palabras.

2. Normas editoriales

a. Tablas

Las tablas se deben presentar en formato editable, no como imágenes, y acompañadas de una leyenda explícita y la fuente. Todas las tablas deben estar referenciadas en el texto y deben ser esenciales para explicar o ampliar parte del argumento del artículo.

b. Figuras

Las figuras como diagramas, fotografías o mapas deben aportarse en archivos gráficos con una resolución mínima de 300 dpi. Cada figura debe ser citada en el texto y estar acompañada de una leyenda explicativa que incluya la fuente.

Las imágenes de fuentes distintas a los autores del artículo deben contar con la autorización del autor de la imagen original, o estar libres de conflictos de derechos de autor o tener licencia *Creative Commons* (consultar el siguiente enlace: https://co.creativecommons.org/). Los mapas, fotografías aéreas e imágenes de satélite deben incluir una escala gráfica.

c. Citas

La norma de citación del *Boletín Geológico* es APA. En el texto, las citas deben corresponder con la información de autor y fecha de la obra referenciada en la sección de referencias bibliográficas.

Cuando se citen varias obras de un mismo autor se organizarán de forma cronológica y se expondrán separadas por coma: (Castaño, 2016).

Cuando un trabajo referenciado sea de dos autores, se citarán los apellidos de los dos autores separados por la conjunción "y", no "and": (Raigosa y Londoño, 2018).

Si la obra tiene entre tres y cinco autores, la primera vez se citarán los apellidos de todos; posteriormente se citará solo al primer autor, seguido por la abreviación "*et al.*" en cursiva. Primera vez (Van der Lelij, Spikings, y Mora, 2016); luego (Van der Lelij *et al.*, 2016).

Cuando la obra tenga seis autores o más, se citará solo al primer autor seguido por la abreviación "*et al.*" en cursiva: (Blanco Quintero *et al*., 2014).

Si se trata de un autor corporativo, la primera vez se escribirá el nombre de la organización, y entre paréntesis la sigla, seguida del año; posteriormente se citará solamente con la sigla. (Servicio Geológico Colombiano (SGC), 2017).

Al citar varios autores, se ordenarán de forma cronológica y separados por punto y coma: (Mantilla *et al*., 2013; Van der Lelij *et al*., 2016; Rodríguez *et al*., 2017). Si se cita una página específica de una obra, se incluirá luego del año con la abreviatura p., o pp., si corresponde a varias páginas: (Castaño, 2016, p. 48).

d. Citas textuales

Cuando la cita textual sea menor de cuarenta palabras se reproducirá dentro del párrafo, entre comillas y sin cursiva. Al final de la cita deberá aparecer su respectiva referenciación (Castaño, 2016, p. 48).

Cuando la cita textual supere las cuarenta palabras, se escribirá en párrafo aparte, con sangría izquierda de 2,5 cm, sin comillas y sin cursiva, y la tipografía de todo ese párrafo se dejará con un tamaño un punto menor que el texto normal. Al final de la cita deberá aparecer su respectiva referenciación (Castaño, 2016, p. 48).

e. Referencias bibliográficas

Hay que tener en cuenta que en la norma APA, de los nombres de pila de los autores solo se aporta la inicial. En caso de que se anoten los dos apellidos, no deben separarse por guion. Las referencias bibliográficas deber ir a espacio sencillo y con sangría francesa de 1 cm (en la sangría francesa, el primer renglón del párrafo no lleva sangría, y los que le siguen están sangrados, en este caso, a 1 cm). Si los documentos cuentan con Doi, este dato se debe incluir al final de la referencia.

Libros

Los títulos de los libros llevan mayúscula únicamente en la inicial de la primera palabra y en la inicial de los nombres propios, si los tiene. Los títulos se escriben en cursiva, y el subtítulo va separado del título por dos puntos, no por punto. En español, después de los dos puntos sigue minúscula; en inglés, sigue mayúscula.

La información consignada debe corresponder estrictamente a la incluida en los siguientes ejemplos y con las mismas normas de puntuación entre cada elemento de la referencia:

Maynard, J. (1983). *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Nueva York: Springer-Verlag. Doi: 10.1007/978-1-4613-9493-8.

Gaviria, S. (2016). *Química para geología: aplicación en laboratorio y campo*. Bogotá: Editorial Universidad Nacional de Colombia.

Capítulos de libros

Para los capítulos rigen las mismas reglas que para los títulos de libros, con la diferencia de que los títulos de capítulos no llevan cursiva. Debe señalarse en cursiva el título del libro de donde procede el capítulo, introducido por la preposición "En".

La información consignada debe corresponder estrictamente a la incluida en los siguientes ejemplos y con las mismas normas de puntuación entre cada elemento de la referencia:

Horstwood, M. (2008). Data reduction strategies, uncertainty assessment and resolution of LA–(MC–) ICP–MS isotope data. En P. Sylvester (Ed.), *Laser ablation–ICP–MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*. Vancouver: Mineralogical Association of Canada.

Reimann, C., Birke, M., Demetriades, A., Filzmoser, P., y O'Connor, P. (2014). The gemas project - concept and background. En C. Reimann, A. Demetriades, M. Birke e I. Schoeters (Eds.). *Chemistry of Europe's Agricultural Soils*, Part A. Hannover: Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe.

Artículos de revista

Para los títulos de artículos de revista rigen las mismas reglas que para los títulos de capítulos de libro, con la diferencia de que los títulos de las revistas llevan mayúscula en la inicial de todas las palabras significativas (primera palabra, sustantivos, verbos y adjetivos), se escriben en cursiva y no van introducidos por la preposición "En".

La información consignada debe corresponder estrictamente a la incluida en los siguientes ejemplos y con las mismas normas de puntuación entre cada elemento de la referencia:

Burgl, H. (1981). Sedimentación cíclica en el geosinclinal cretáceo de la cordillera Oriental de Colombia. *Boletín Geológico*, 7(1-3): 85-118.

Domeier, M. y Torsvik, T. (2014). Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, 5(3): 303-350. Doi: 10.1016/j.gsf.2014.01.002.

Tesis

Van der Lelij, R. (2013). *Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A geochronological, thermochronological and geochemical study* (tesis de doctorado). Université de Genève, Ginebra, Suiza.

Congresos, seminarios y otros

Los títulos de las ponencias presentadas en estos certámenes se escriben sin cursiva y llevan mayúscula únicamente en la inicial de la primera palabra y en los sustantivos propios, si los tienen. Los nombres de los eventos llevan mayúscula en todas las palabras significativas.

La información consignada debe corresponder estrictamente a la incluida en el siguiente ejemplo y con las mismas normas de puntuación entre cada elemento de la referencia:

Duque Caro, H. (1972). The geology of Monteria area. 14th. Annual Conference. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, Bogotá.

Mapas

La información consignada debe corresponder estrictamente a la incluida en el siguiente ejemplo y con las mismas normas de puntuación entre cada elemento de la referencia:

Behrendt, J. y Bajwa, L. (1972). Bouguer gravity map of Colorado. Scale 1:500.000. U.S. Geological Survey.

Páginas web

University of Innsbruck. (2018). *Giant earthquakes: Not as random as thought*. ScienceDaily. Disponible en www.sciencedaily.com/releases/2018/01/180130091241.htm

Geobulletin. (2018). Disponible en http://www.geobulletin.org/

Enlaces sugeridos

- Escribir un buen artículo científico: https://revistas.uam.es/index.php/reice/article/viewFile/7965/8220
- Palabras clave en geociencias: https://www.americangeosciences.org/georef/georef-thesaurus-lists
- Normas APA: https://uniandes.ipublishcentral.com/product/manual-de-citas-y-referencias-bibliogficas, https://www.uexternado.edu.co/wp-content/uploads/2017/02/Manual-de-citaci%C3%B3n-APA-v7.pdf
- Centro de escritura Javeriano. Normas APA http://centrodeescritura.javerianacali.edu.co/index.php?option=com_content&view=article&id=138:normas-apa&catid=45:referencias-bibliograficas&Itemid
- Creative Commons:_https://co.creativecommons.org/

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

1. Submission criteria

All articles submitted for consideration for publication must meet the following submission criteria:

- Articles must be sent by email to ceditorial@sgc.gov.co in Word format.
- The title, in Spanish and English, should be concise and reflect the subject matter.
- The name, highest academic title and complete institutional affiliation of each author and the email of the corresponding author must be included.
- The abstract and keywords must be included in both Spanish and English. Images must be attached as individual graphics files, with a minimum resolution of 300 dpi.
- Articles must not be longer than 8000 words.

2. Editorial guidelines

a. Tables

Tables must be submitted in an editable format, not as images, and they must be accompanied by an explicit legend and source. They must be referenced in the text, and they must be essential to explain or further support the argument of the article.

b. Figures

Figures, such as diagrams, photographs or maps, should be sent in graphics files with a minimum resolution of 300 dpi. Each figure must be cited in the text and be accompanied by an explanatory legend that includes the source.

Images from sources other than the authors of the article must have the permission from the authors of the original image, be free of copyright conflicts or have a Creative Commons license (for further information, please refer to: https://co.creativecommons.org/). Maps, aerial photographs and satellite images should include a graphic scale.

c. Citations

The citation format of *Boletín Geológico* is American Psychological Association (APA) style. In the text, citations must include the author's name and date of publication, and all references must be listed in the references section.

When several works by the same author are cited, they must be organized in chronological order and will be shown separated by a comma: (Groat, 2014).

When a reference has two authors, the surnames of both authors must be cited and separated by the conjunction "&": (Pokrovski & Dubessy, 2014).

When the reference has from three to five authors, all names must be cited in the first instance; subsequently, only the first author will be mentioned, followed by the italicized abbreviation "*et al.*". First instance: (Van der Lelij, Spikings, & Mora, 2016); then (Van der Lelij *et al*., 2016).

When the reference has six or more authors, only the first author must be cited, followed by the italicized abbreviation "*et al.*": (Feneyrol *et al*., 2013).

In the case of a corporate author, the name of the organization must be written the first time with the acronym in parentheses, followed by the year; subsequently, only the acronym will be mentioned (Servicio Geológico Colombiano (SGC), 2017).

When citing several references, they must be chronologically sorted and separated by semicolons: (Mantilla *et al*., 2013; Van der Lelij *et al*., 2016; Rodríguez *et al*., 2017). When a specific page of a reference is cited, the page number must be included after the year and be preceded by the abbreviation p., or pp. in the case of several pages: (Groat, 2014, p. 48).

d. Quotes

When the quote is shorter than forty words, it must be written within the paragraph, in quotation marks and without italics. The reference must be included at the end of the quote (Groat, 2014, p. 48).

When the quote is longer than forty words, it must be written in a separate paragraph, with a 2.5-cm left indent, without quotation marks or italics and with a font size one point smaller than the body text. The reference must be included at the end of the quotation (Groat, 2014, p. 48).

e. References

According to the APA format, only the first letter (initial) of the first names of the authors is provided. In the case where two surnames are included, they must not be separated by a hyphen. References must be written in single-space format and with a 1-cm hanging indent (in a hanging indent, the first line of the paragraph is not indented, and all subsequent lines are indented, in this case, 1 cm). If the documents have a Digital Object Identifier (DOI), this identifier must be included at the end of the reference.

Books

Only the first letter (initial) of the first word and of proper names, if any, in the titles of books are capitalized. The titles should be italicized, and the subtitle separated from the title by a colon, not by a period. In Spanish, the first letter of a word following a colon is written in uppercase font; in English, this letter is capitalized.

The information provided must strictly match that included in the following examples and follow the same rules of punctuation between each element of the reference:

Lee, M. S. (2012). *Mass Spectrometry Handbook* (Vol. 1). New Jersey: Wiley.

Bormann, P. (2013). *New Manual of Seismological Observatory Practice* 2 (NMSOP-2). Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum. Doi: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_DS_3.1.

Book chapters

Book chapters follow the same rules as those of book titles, except for one difference: the titles of book chapters must not be italicized. The title of the book must be italicized and preceded by the preposition "In".

The information provided must strictly match that included in the following examples and follow the same rules of punctuation between each element of the reference:

Horstwood, M. (2008). Data reduction strategies, uncertainty assessment and resolution of LA–(MC–) ICP–MS isotope data. In P. Sylvester (Ed.), *Laser ablation–ICP–MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*. Vancouver: Mineralogical Association of Canada.

Reimann, C., Birke, M., Demetriades, A., Filzmoser, P., & O'Connor, P. (2014). The gemas project - concept and background. In C. Reimann, A. Demetriades, M. Birke & I. Schoeters (Eds.). *Chemistry of Europe's Agricultural Soils*, Part A. Hannover: Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe.

Journal articles

Titles of journal articles follow the same rules as those of titles of book chapters, except for one difference: the first letters of all meaningful words (first word, names, verbs and adjectives) of titles of journal articles must be written in uppercase font and italicized, but they must not be preceded by the preposition "In".

The information provided must strictly match that included in the following examples and follow the same rules of punctuation between each element of the reference:

Domeier, M. & Torsvik, T. (2014). Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, 5(3): 303-350. Doi: 10.1016/j.gsf.2014.01.002.

Konstantinou, K. (2015). Tornillos modeled as self-oscillations of fluid filling a cavity: application to the 1992-1993 activity at Galeras volcano, Colombia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 238: 23-33. Doi: 10.1016/j.pepi.2014.10.014.

Thesis works

Saylor, J. (2008). *The Late Miocene Through Modern Evolution of the Zhada Basin, South-Western Tibet*. (Ph. D. Thesis). The University of Arizona, Tucson.

Conferences, seminars and others

The titles of talks given in these contexts are written without italics, and only the first letter of the first word and proper nouns, if included, are capitalized. All meaningful words in event names are capitalized.

The information provided must strictly match that included in the following example and follow the same rules of punctuation between each element of the reference:

Sulochana, V., Francis, A. & Tickle, A. (2015). Morphology based radon processed neural network for transmission line fault detection. *2015 International Conference on Advances in Computing, Communications and Informatics* (ICACCI).

Maps

The information provided must strictly match that included in the following example and follow the same rules of punctuation between each element of the reference:

Bacchin, M., Miligan, P. R., Wynne, P. & Tracey, R. (2008). *Gravity anomaly map of the Australian region*, 3rd edn, 1:5,000,000. Geoscience Australia, Canberra.

Web pages

EURAQUEM/CITAC. (2016). *Guide to quality in analytical chemistry an aid to accreditation*. Retrieved from www.eurachem.org.

Suggested links

- Keywords in the Geosciences: https://www.americangeosciences.org/georef/georef-thesaurus-lists
- Creative Commons: https://co.creativecommons.org/

Boletín Geológico

CONVOCATORIA

PARA PUBLICAR EN EL *BOLETÍN GEOLÓGICO* N.º 45

El *Boletín Geológico*, publicación seriada del Servicio Geológico Colombiano, abre la convocatoria para recibir artículos para su N.º 45.

El *Boletín Geológico* publica artículos científicos inéditos de investigación, reflexión, revisión o reportes de caso sobre geociencias, recursos minerales, geoamenazas, geoquímica, hidrocarburos, ciencias y aplicaciones nucleares y ambientales.

La convocatoria estará abierta hasta el 29 de junio de 2018.

- **Se admiten artículos en español o inglés de autores vinculados o no vinculados al Servicio Geológico Colombiano.**
- **Los autores interesados en publicar deben enviar por email a ceditorial@sgc.gov.co sus artículos en formato Word, el resumen, el *abstract*, las palabras clave en español e inglés, y las imágenes en archivos individuales a 300 dpi de resolución.**
- **Todos los artículos recibidos serán sometidos al proceso de arbitraje a cargo de dos evaluadores nacionales o internacionales.**
- **La sola participación en esta convocatoria no garantiza la publicación de los artículos enviados.**

Más información:
Carolina Hernández / Editora
Servicio Geológico Colombiano
ceditorial@sgc.gov.co / Teléfono: 2200200, ext. 3048

CONSULTA EN EL SIGUIENTE LINK LAS CONDICIONES DE LA PRÓXIMA CONVOCATORÍA:
www.sgc.gov.co/Publicaciones/Cientificas/Seriadas/Documents/Instrucciones-a-autores-Boletin-Geologico.pdf

Boletín Geológico 44
Fue compuesto en caracteres
Minion Pro (10/14, para el cuerpo
de texto) y Aller (para la titulación).
Se terminó de imprimir en la
Imprenta Nacional de Colombia
en mayo de 2018.



CONTENIDO

3 **EDITORIAL**
Marta Lucía Calvache Velasco

5 **CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, QUÍMICA Y EDAD Ar-Ar DE CUERPOS PORFÍDICOS INTRUSIVOS EN LA FORMACIÓN SALDAÑA**
Gabriel Rodríguez García

25 **CARACTERIZACIÓN DE PARÁMETROS EN LA CONCENTRACIÓN DE CIRCONES PARA ANDESITAS, MONZOGRANITOS, RIOLITAS, CUARCITAS Y CUARZOMONZONITAS**
John Mauro Castaño Duque, Fredy Alonso Rodríguez, Carlos Andrés García

39 **LABORATORIO DE GEOCRONOLOGÍA EN EL SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO: AVANCES SOBRE DATACIÓN U-Pb EN CIRCONES MEDIANTE LA TÉCNICA LA-ICP-MS**
Mary Luz Peña Urueña, Jimmy Alejandro Muñoz Rocha, Cindy Lizeth Urueña

57 **ANÁLISIS DE POSIBLES FUENTES GENERADORAS DE EVENTOS SÍSMICOS TIPO "TORNILLO" EN EL VOLCÁN PURACÉ, COLOMBIA**
Rosa Alpala, John Makario Londoño, Roberto Torres, Óscar Cadena

75 **VARIACIÓN TEMPORAL DE LA ATENUACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN PURACÉ, COLOMBIA**
John Makario Londoño, Andrés Hernando Narváez, Diana Marcela Quintero

89 **FÓRMULAS DE MAGNITUD LOCAL PARA LA ZONA DEL PALETARÁ (CAUCA, COLOMBIA)**
Jaime Raigosa A., John Makario Londoño

101 **ANOMALÍAS DE GAS RADÓN ASOCIADAS A LA SISMICIDAD EN LA REGIÓN VOLCÁNICA DE LOS COCONUCOS (CAUCA, COLOMBIA)**
Luisa F. Meza, John Makario Londoño, Rosa L. Alpala, Andrés Narváez

115 **DETERMINACIÓN DEL EFECTO DE SITIO EN LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS PERTENECIENTES AL OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO Y SISMOLÓGICO DE POPAYÁN**
Jaime Raigosa A.

133 **EVALUACIÓN DEL GRADO DE DAÑO EN LA CIUDAD DE PASTO (COLOMBIA) A CAUSA DE SISMOS HISTÓRICOS**
Ana Milena Sarabia, Hernán Guillermo Cifuentes

153 **POLÍTICA EDITORIAL /** EDITORIAL POLICIES

156 **INSTRUCCIONES A LOS AUTORES /** INSTRUCTIONS TO AUTHORS

bg

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

GOBIERNO DE COLOMBIA

ISSN 0120-1425 44
9 770120 142003