

RIOLITAS DEL ALTO LOS CACAOS

» **Cordillera Oriental**
Departamento de Santander

Ana María Correa Martínez, Gabriel Rodríguez,
José Gilberto Bermúdez, María Isabel Arango
y Gilberto Zapata

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Triásico - Jurásico

Citación: Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G., Bermúdez, J. G., Arango, M. I. y Zapata, G. (2020). Riolitas del Alto Los Cacaos. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/9789585279445.9>

La actividad magmática del período Triásico tardío-Jurásico temprano en el Macizo de Santander está representada por cuerpos intrusivos graníticos e hipoabisales (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973) emplazados en un basamento metamórfico, una de cuyas partes inicialmente se interpretó como del Precámbrico (Restrepo *et al.*, 1997; Cordani *et al.*, 2005), y otra, del Paleozoico (Ward *et al.*, 1973), si bien en los últimos años se ha reinterpretado todo como originado en el Paleozoico (Van der Lelij *et al.*, 2016). Los estudios del magmatismo triásico-jurásico del Macizo de Santander se han enfocado en los grandes plutones (Ward *et al.*, 1973, Van der Lelij, 2013; Van der Lelij *et al.*, 2016), mientras que los cuerpos volcánicos han sido poco mencionados.

Durante la ejecución del proyecto Magmatismo Jurásico en Colombia en el Macizo de Santander, desarrollado por el Grupo de Estudios Geológicos Especiales de la regional Medellín del Servicio Geológico Colombiano, hacia la parte sursuroccidental del Batolito de Mogotes se estudió un cuerpo riolítico (Riolitas del Alto Los Cacaos) y se hallaron dos cuerpos riolíticos-riodacíticos (Riolita de San Joaquín y Riolitas de El Uvo). El primero corresponde al objeto de este catálogo, y fue descrito por Ward *et al.* (1973) y cartografiado por Ward *et al.* (1977) como continuación, al sur, del Granito de Pescadero.

El objetivo del presente catálogo es mostrar las Riolitas del Alto Los Cacaos como una unidad litoestratigráfica nueva en la bibliografía de la geología colombiana y aportar al conocimiento geológico del Macizo de Santander. En el documento se presentan descripciones generales de campo, análisis petrográficos y de química mineral, resultados litogeoquímicos y edades radiométricas U/Pb en circón de este cuerpo.

1. Proponente del nombre

El nombre Riolitas del Alto Los Cacaos es propuesto por los autores del presente trabajo. Atendiendo a las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification de la IUGS (1987, 1994), se propone utilizar la denominación *Riolitas del Alto Los Cacaos*, en consideración a su litología dominante y al nombre geográfico de la localidad tipo.

2. Origen del nombre y distribución geográfica

2.1. Origen del nombre

El componente geográfico del nombre de la unidad proviene del Alto Los Cacaos, que es un sector atravesado por la carretera Mogotes-San Joaquín (figura 1), donde hay buenos afloramientos de esta unidad y se considera la localidad tipo.

2.2. Distribución geográfica

La unidad Riolitas del Alto Los Cacaos aflora en el departamento de Santander, al NW de la cabecera municipal del municipio de San Joaquín, donde ocupa un área aproximada de 22 km².

Los afloramientos se encuentran desde el sector de San Antonio, pasando por Puente Tierra y el Alto Los Cacaos, hasta las proximidades de la cabecera municipal de San Joaquín.

3. Reseña histórica

La primera referencia escrita a este cuerpo hipoabisal fue realizada por Ward *et al.* (1973), que lo presentaron como una parte del Granito de Pescadero. Vargas *et al.* (1976) mencionan una intrusión pequeña de la riolita de Onzaga en los alrededores de San Joaquín, que debe corresponder al cuerpo de riolitas objeto de este trabajo. Por otro lado, la primera cartografía del cuerpo se halla en el mapa de Ward *et al.* (1977), donde también aparece representado con la nomenclatura de Granito de Pescadero, ubicado en el extremo suroccidental del Batolito de Mogotes. En mapas posteriores, como la Plancha 136, Málaga, a escala 1:100.000, de Vargas *et al.* (1984), este cuerpo no fue representado, y en su lugar aparece el área respectiva cartografiada como JRcm (cuarzomonzonita biotítica blanca a rosada, grano medio, alaskítica) dentro de una unidad mayor denominada *Granito de Pescadero* (Vargas *et al.*, 1984).

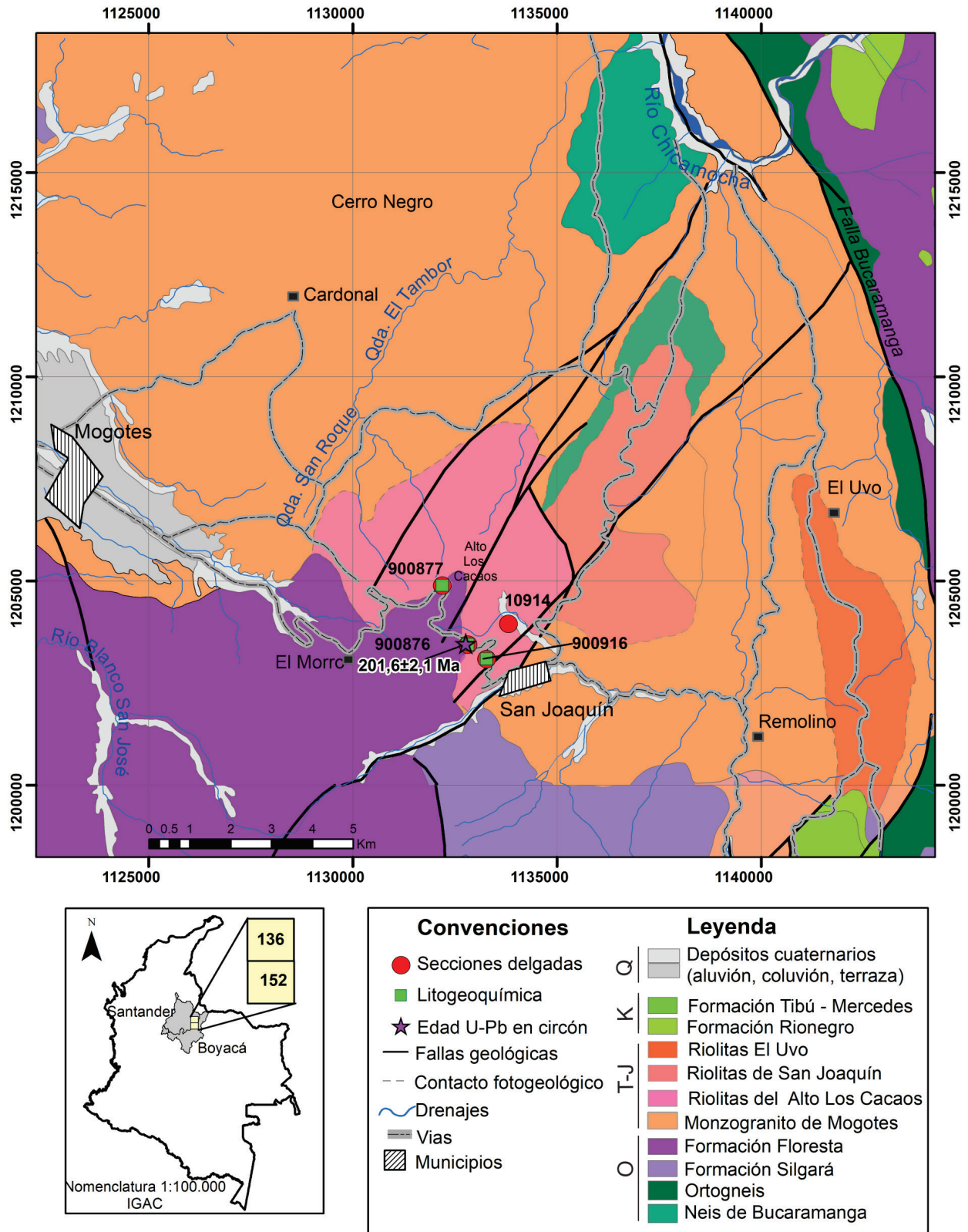


Figura 1. Mapa geológico regional con la localización de las Riolitas del Alto Los Cacaos y de las muestras analizadas. O: Ordovícico. T-J: Triásico tardío-Jurásico temprano. K: Cretácico. Q: Cuaternario
 Fuente: cartografía modificada a partir de Ward *et al.* (1977) y Vargas *et al.* (1984), con datos de este trabajo

4. Descripción geológica

4.1. Marco geológico

El Macizo de Santander forma parte de un bloque regional de forma triangular formado por las fallas de Santa Marta-Bucaramanga, en el lado occidental, la falla de Oca-Ancón, en el lado norte, y la falla de Boconó, en el lado oriental.

En términos de terrenos, la geología de esta región se ha incluido en el Terreno Chibcha (Restrepo y Tous-saint, 1989) o en el Terreno Santander (Etayo Serna *et al.*, 1985).

Las rocas del basamento del Macizo de Santander corresponden a unidades metamórficas, como el Neis de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973), la Formación Silgará (Ward *et al.*, 1973) o Esquistos de Silgará (Urueña, 2014) y el Ortoneis (Ward *et al.*, 1973), cubiertas de manera discordante por rocas sedimentarias de la Formación Floresta, del Devónico.

El Neis de Bucaramanga, denominado también *Complejo Bucaramanga* (Clavijo, 1994), consiste en neises cuarzo-feldespáticos con andalucita, sillimanita, cordierita y granate, con intercalaciones de neis hornbléndico, anfibolita, mármol y migmatita (Ward *et al.*, 1973), metamorizados en la facies anfibolita alta. La unidad está cubierta por la Formación Silgará, aunque las relaciones entre ambas unidades no son totalmente claras (Ward *et al.*, 1973, Restrepo Pace, 1995). Esta unidad se había interpretado tradicionalmente como del Proterozoico (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Restrepo Pace *et al.*, 1997; García y Ríos, 1999; Cardona, 2003 y Cordani *et al.*, 2005); sin embargo, los resultados geocronológicos obtenidos por Van der Lelij (2013) y en este proyecto indican edades en el Neis de Bucaramanga de ca. 465 Ma, que corresponde, al Ordovícico.

La Formación Silgará (Ward *et al.*, 1973) está compuesta por esquistos, filitas, metalodolitas, metaareniscas ortoanfíbolitas y escasos mármoles (Ward *et al.*, 1973; García y Ríos, 1999; Ríos *et al.*, 2003; Mantilla *et al.*, 2013). Las rocas fueron metamorizadas en la facies esquisto verde a anfibolita baja, aunque localmente hay indicios de anfibolita alta (Ward *et al.*, 1973; Schäfer *et al.*, 1998). La Formación Silgará presenta edades de metamorfismo del Ordovícico inferior a medio relacionadas con la orogenia Caledoniana (Forero, 1990; Ríos *et al.*, 2003; Ordóñez *et al.*, 2006; Clavijo *et al.*, 2008; Mantilla *et al.*, 2013).

El Ortoneis consiste en neises cuarzo-feldespáticos que varían en composición desde granito hasta tonalita (Ward *et al.*, 1973), con lentes de anfibolita. En muchos lugares exhibe concordancia con estructuras del Neis de Bucaramanga y de la Formación Silgará (Ward *et al.*, 1973). Son rocas de medio a alto grado de metamorfismo, de edad pre-Devónico Inferior-Ordovícico (Ward *et al.*, 1973). Hay varios resultados geocronológicos que indican una edad ordovícica (Mantilla *et al.*, 2012; Van der Lelij, 2013).

Hay evidencias geocronológicas, por edades U/Pb en circon, de magmatismo posterior al metamorfismo, representado por metavulcanitas y plutones que intruyen el basamento metamórfico. Estas tienen edades del Silúrico, Devónico inferior, Carbonífero y límite Triásico-Jurásico (Goldsmith *et al.*, 1971; Mantilla *et al.*, 2012; Van der Lelij, 2013, y este proyecto).

Durante el límite Triásico-Jurásico se desarrolló un importante magmatismo de arco, con el emplazamiento dentro del basamento metamórfico de grandes batolitos, *stocks* graníticos y cuerpos riolíticos subvolcánicos, localizados hacia la margen occidental del Macizo de Santander (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Van der Lelij, 2013, y este proyecto). La Riolita del Alto Los Cacaos es uno de los cuerpos subvolcánicos que se generó durante dicho magmatismo.

Sobre el basamento metamórfico y los plutones se encuentran de manera discordante unidades sedimentarias cretácicas y, finalmente, pórfidos del Mioceno mineralizados con oro (Leal Mejía, 2011; Mantilla *et al.*, 2013) y depósitos cuaternarios.

4.2. Descripción macroscópica y microscópica

La unidad está compuesta por riolitas y traquitas de grano fino y porfídicas de tonalidades rosa y naranja (figura 2A), con variaciones graduales entre una y otra, que desarrollan saprolitos de colores rosa muy claro a naranja, arcillosos (figura 2 B, C). Las riolitas y traquitas están intruidas localmente por diques centimétricos de andesita (figura 2 D, E) e intruyen los esquistos de la Formación Silgará. Las relaciones de la unidad con el Batolito de Mogotes son complejas. En algunos lugares, las riolitas y traquitas parecen ser intrusivas en rocas del batolito (figura 2F), y en otras parece que los monzogranitos del Batolito de Mogotes las intruyen, aunque los datos geocronológicos sugieren que las riolitas son más antiguas que la facies principal del Batolito de Mogotes.

A nivel microscópico se identificaron riolitas, riolitas de feldespato alcalino, traquitas de feldespato alcalino (IGM900876, 900916, 10914) y diques de andesita porfídica (900877). El resumen de la composición modal se presenta en la tabla 1. Las abreviaturas de los minerales

fueron tomadas de Siivola y Schmid (2007). La composición modal se obtuvo por conteo de 300 puntos en cada muestra y se presenta una muestra en el triángulo QAP de Streckeisen (1978) en la figura 3. La clasificación se realizó a partir del contenido de fenocristales.

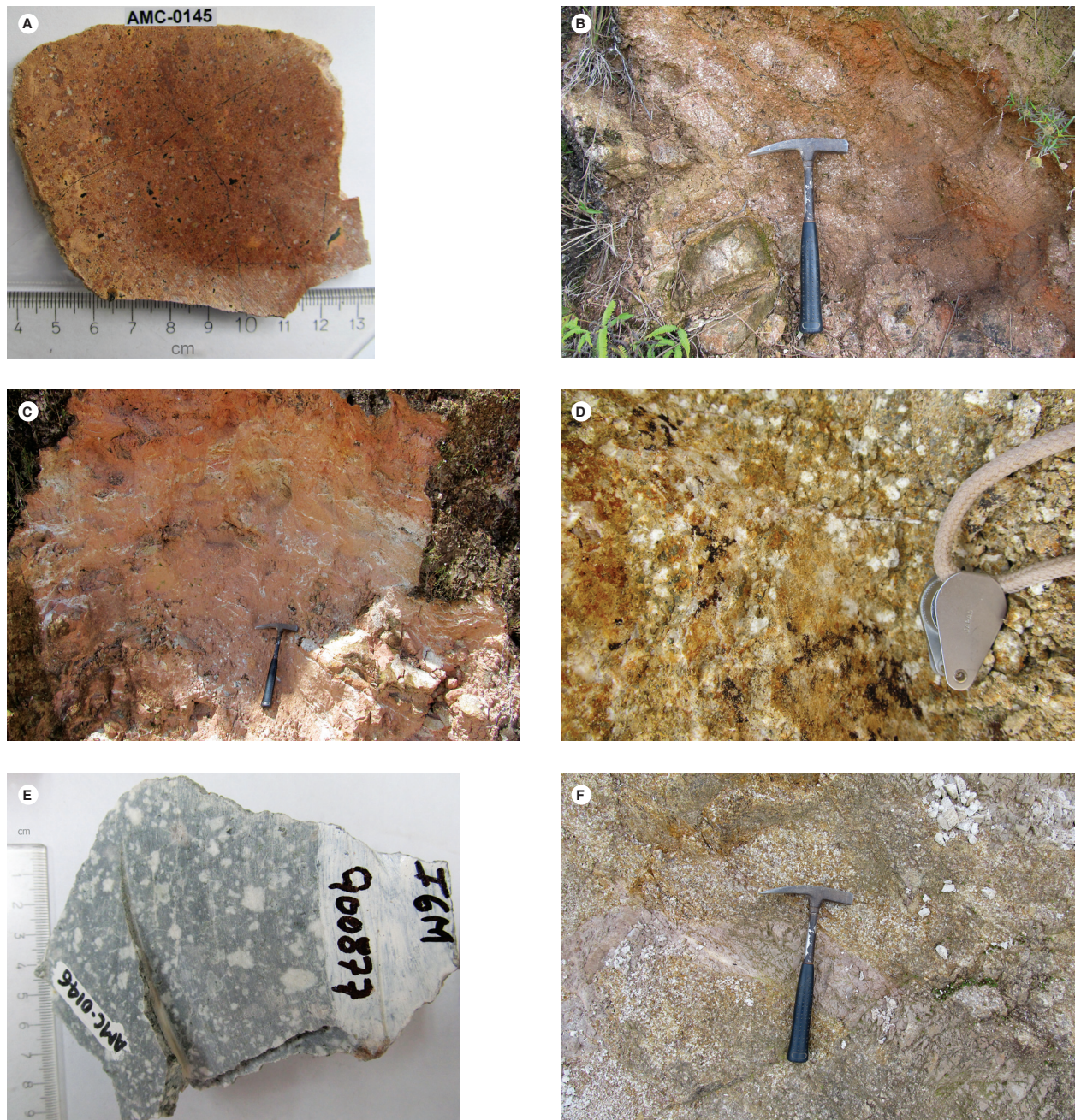


Figura 2. Características macroscópicas de las riolitas, traquitas y de un dique de la unidad Riolitas del Alto Los Cacaos. A) Muestra de mano de traquita de feldespato alcalino levemente microporfídica, colectada en estación AMC-0145 (IGM900976). B) Afloramiento de riolita porfídica saprolitizada. C) Afloramiento de riolita afanítica saprolitizada, con vetillas blancas. D) Imagen mesoscópica del dique de andesita porfídica meteorizada, estación AMC-0146. E) Muestra de mano de dique de andesita colectado en la estación AMC-0146 (IGM900877). F) Cuerpos tabulares de riolita afanítica (en lila) aparentemente cortando un monzogranito

Tabla 1. Composición modal de las rocas subvolcánicas del cuerpo Riolitas del Alto Los Cacaos

IGM (n.º de campo)	Coordenada oeste	Coordenada norte	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Ms	Op	Ap	Zrn	Ttn	Matriz	Otros	Clasificación
900876 (AMC-0145)	1132810	1203442	13	4	63	Tr		Tr				20		Cuarzotraquita de feldespato alcalino
10914 (HC-26)	1133807	1203953	21	20	35	1	Tr	2		Tr		21		Riolita
900916 (JGB-469)	1133266	1203094	12,7		17,3	0,7		Tr				69,3		Riolita de feldespato alcalino
900877*(AMC-0146)	1132182	1204891	2	15,5	2			0,5	Tr	Tr	Tr	70	10	Andesita porfídica

* Muestra de dique. Qtz: cuarzo; Pl: plagioclasa; Kfs: feldespato potásico, Bt: biotita, Ms: moscovita; Op: opacos; Ap: apatito; Zrn: circón; Tnt: titanita

1 Traquita de feldespato alcalino

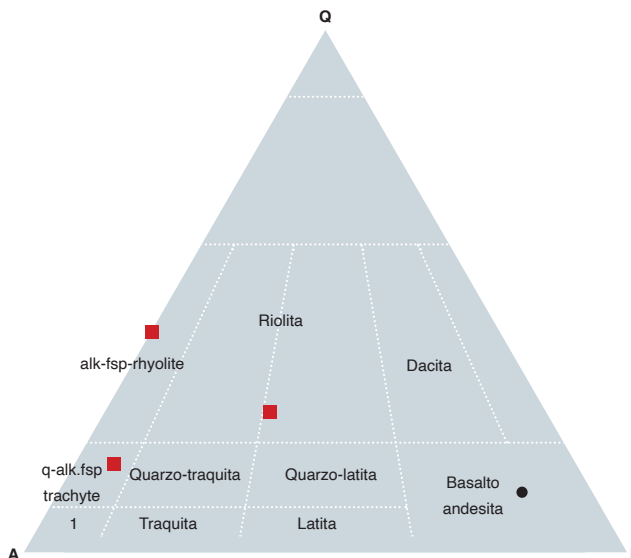


Figura 3. Triángulo de Streckeisen (1978) en el que se muestra la composición modal de las rocas subvolcánicas de la unidad Riolitas del Alto Los Cacaos. En rojo, riolitas y traquitas; en negro, dique que corta las anteriores

4.2.1 Riolitas y traquitas

Las riolitas y traquitas exhiben texturas esferulítica, porfídica y micrográfica con matriz felsítica (figura 4 A, B, C, D, E). Estas rocas tienen aproximadamente 70% de fenocristales y 20% de matriz, y están compuestas por feldespato potásico (60% a 65%), cuarzo (10% a 15%), plagioclasa (5%), y como accesorios, opacos y trazas de un mineral ferromagnesiano alterado que posiblemente era biotita.

El feldespato potásico se presenta de dos maneras: una es en cristales esferulíticos intercrecidos con cuarzo (figura 4 A, B, C), y la otra en cristales subhedrales tabulares con textura gráfica (figura 4 D, E). En ambos casos exhibe la superficie sucia con un polvillo de color pardo por alteración a caolín de moderada a fuerte. Algunos de los cristales subhedrales exhiben macla de Carlsbad, y otros, crecimientos micrográficos. En las esferulitas se distinguen dos poblaciones: una de 0,3 mm de diámetro, aproximadamente, y la otra de 0,7 mm de diámetro en promedio. Entre los cristales subhedrales predominan

los que tienen dimensiones de 0,7 x 1,2 mm. Esporádicamente pueden encontrarse de mayor tamaño.

El cuarzo está en microfenocristales y microcristales, principalmente bipiramidales y, en menor proporción, anhedrales (figura 4 A, C), rodeados por esferulitas y, localmente, por cristales de feldespato potásico. Algunos exhiben rasgos de corrosión en su interior y en pequeñas bahías en sus bordes. El cuarzo forma parte también de los intercrecimientos esferulíticos y micrográficos (figura 4 A, B, D, E). Los cristales de cuarzo presentan extinción levemente ondulante y predominan los menores de 0,5 mm; excepcionalmente alcanzan 1 mm en su dimensión mayor.

La plagioclasa se encuentra en cristales anhedrales y subhedrales tabulares, con macla de albita, con sericitización moderada y argilización muy fuerte, por lo que no es posible estimar su composición a partir del método Michel-Lévy. El tamaño predominante es de 0,4 x 0,5 mm.

Unas láminas anhedrales completamente alteradas a clorita y a opacos, que posiblemente correspondían a

biotita, se encuentran en muy poca cantidad, con tamaños menores de 0,3 x 0,75 mm.

Hay varios tipos de opacos. Unos, que parecen ser primarios, tienden a ser equidimensionales o rectangulares, con un tamaño menor o igual a 0,25 mm en su dimensión mayor. Y entre estos se reconocen dos clases: la primera, representada por los que están relativamen-

te bien preservados, de superficie más homogénea, color crema y reflectancia mayor que la que se observa en los de la segunda, que son de tonalidad gris y están poco preservados. Otros son anhedrales y de grano más fino, que son de alteración; se hallan diseminados en la roca y localmente asociados a minerales de alteración, y pueden corresponder a magnetita.

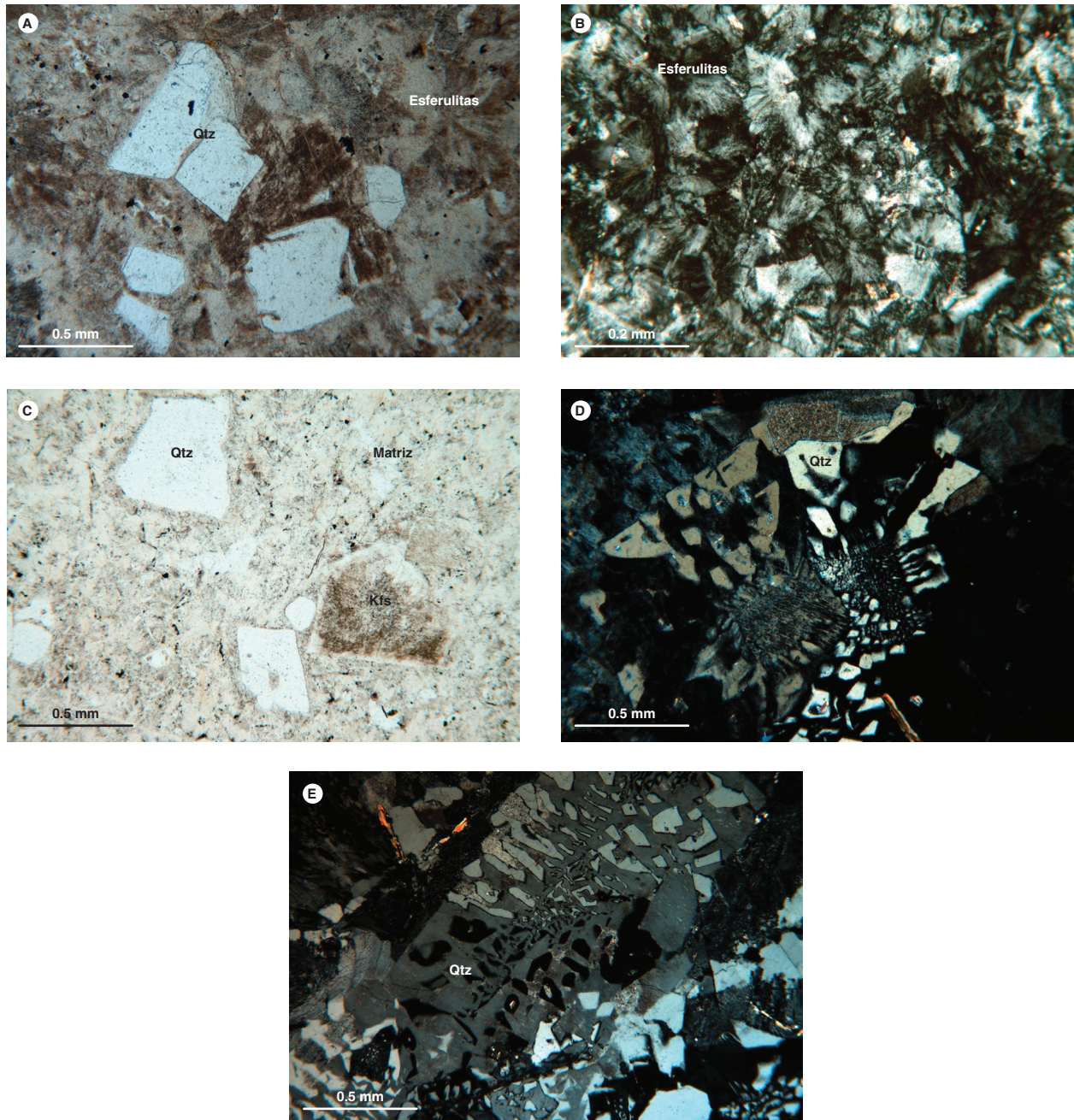


Figura 4. Texturas y composición de las Riolitas del Alto Los Cacaos. A) IGM900876. Microfenocristales de cuarzo y matriz esferulítica. B) IGM900916. Detalle de la matriz esferulítica. C) IGM900916 Microfenocristales de cuarzo y feldespato potásico en matriz felsítica y esferulítica. D) IGM900876. Fenocristal de feldespato potásico con textura gráfica. E) IGM10914. Textura micrográfica

4.2.2. Dique andesítico

El dique de andesita exhibe textura porfídica (figura 5) con matriz felsítica micrográfica y desvitrificada (figura 5), con 30% de cristales y 70% de matriz. Son comunes los glomerocristales de plagioclasa ± cuarzo ± feldespato potásico. Los cristales están representados por plagioclasa (16%), ferromagnesiano alterado (10%), cuarzo (2%), feldespato potásico (2%), accesorios opacos, apatito, circón y titanita.

La plagioclasa se presenta en fenocristales y microfenocristales euhedrales y subhedrales (figura 5), con maclas de albita y combinada de albita-Carlsbad. Está principalmente en glomerocristales, y en menor proporción se presentan aislada. Hay cristales incoloros y otros de centros con superficie parduzca por sericitización muy fuerte y bordes limpios no alterados. Además, pueden exhibir algo de argilización y saussuritización. Algunos presentan zonación. Los tamaños varían desde 0,3 x 0,75 mm hasta 1,7 x 2,5 mm.

El mineral ferromagnesiano alterado, por las formas que preserva, parece haber correspondido en su mayoría a biotita y, en menor cantidad, a anfíbol. Las láminas subhedrales de una posible biotita, con un tamaño de 0,25-0,5 x 1,1-1,75 mm, están completamente alteradas a clorita y epidota. Por otro lado, un fenocristal que parece haber sido anfíbol, por su contorno, está alterado a clorita, epidota y opacos; su tamaño es de 0,75 x 1,1 mm.

El cuarzo aparece en fenocristales y microfenocristales subhedrales bipiramidales, incoloros y limpios. Estos cristales pueden exhibir bahías de corrosión y estar rodeados por matriz con textura micrográfica y esferulí-

tica. Los tamaños del cuarzo en la muestra del dique analizado van desde 0,3 x 0,4 mm hasta 2,25 x 3,0 mm, pero el promedio es de 1,2 x 1,5 mm.

El feldespato potásico se presenta en fenocristales y microfenocristales subhedrales con argilización moderada, por lo que muestran superficie levemente empolvada. Algunos tienen macla de Carlsbad y exhiben zonación. Los tamaños de los cristales van desde 0,3 x 0,7 mm hasta 1,0 x 1,25 mm.

Los opacos aparecen de dos formas: unos son subhedrales de contornos cuadrados, que posiblemente corresponden a minerales primarios; algunos de ellos tienen apatito en sus bordes. El otro tipo de opaco es anhedral y aparece en agregados menores de 0,25 mm de diámetro; se encuentra principalmente dentro del mineral ferromagnesiano alterado, y posiblemente es secundario.

El apatito se presenta en cristales euhedrales prismáticos y subhedrales asociados a un mineral ferromagnesiano alterado y a opacos primarios. Los hallados son menores de 0,06 x 0,1 mm.

La titanita se encuentra en cristales subhedrales disseminados en la roca, que puede ser primaria. También hay titanita que parece ser de alteración, asociada al mineral ferromagnesiano alterado.

El circón está en cristales euhedrales prismáticos finos disseminados en la roca. Su tamaño promedio es de 0,02 x 0,04 mm.

5. Química mineral

Los análisis de química mineral se llevaron a cabo en la microsonda electrónica de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá. El equipo usado es una microsonda JEOL JXA 8230. Estas fueron las condiciones de operación: 1 a 10 μm de diámetro del haz, tiempo en el pico de 20 ms, intensidad de 20 nA y voltaje de aceleración de 15 kV. Los conteos del instrumento son convertidos a porcentajes de óxidos mediante comparaciones con conteos de estándares naturales y sintéticos. Los datos se han tratado mediante la corrección ZAF (Z: número atómico; A: absorción de masas; F: fluorescencia), utilizando el programa de JEOL. La adquisición de los datos consistió en obtener imágenes de electrones retrodispersados de los cristales seleccionados para el análisis y en realizar los análisis puntuales.

En la muestra IGM900876 de las Riolitas del Alto Los Cacaos, los minerales analizados fueron feldespato potásico, plagioclasa y magnetita.

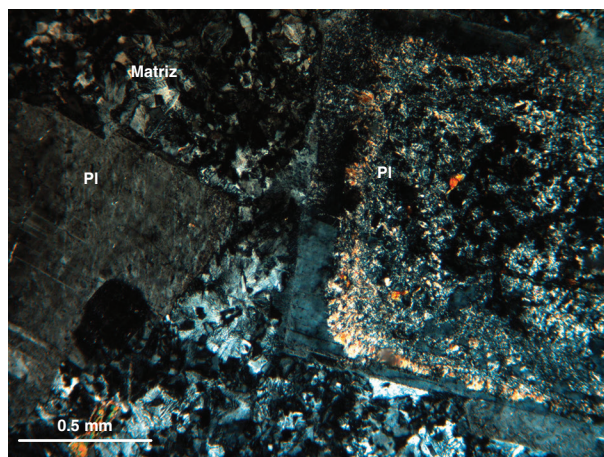


Figura 5. Características microscópicas de dique de andesita. IGM900877. Fenocristales de plagioclasa y matriz felsítica

5.1. Feldespato potásico

Los cristales de feldespato potásico de esta muestra se encuentran fuertemente caolinizados, y por tal motivo se analizaron en los bordes, donde no se apreciaba caolinización. Las imágenes de electrones retrodispersados de los cristales analizados se exhiben en la figura 6. Los resultados están en la tabla 2.

El feldespato de la muestra AMC-0145 exhibe una composición relativamente homogénea de ortosa ($Or_{96,5-97,5}Ab_{2,5-3,5}$), exceptuando dos resultados con contenido de ortosa un poco más bajos: $Or_{94}Ab_6$ y $Or_{89}Ab_{11}$ (figura 7).

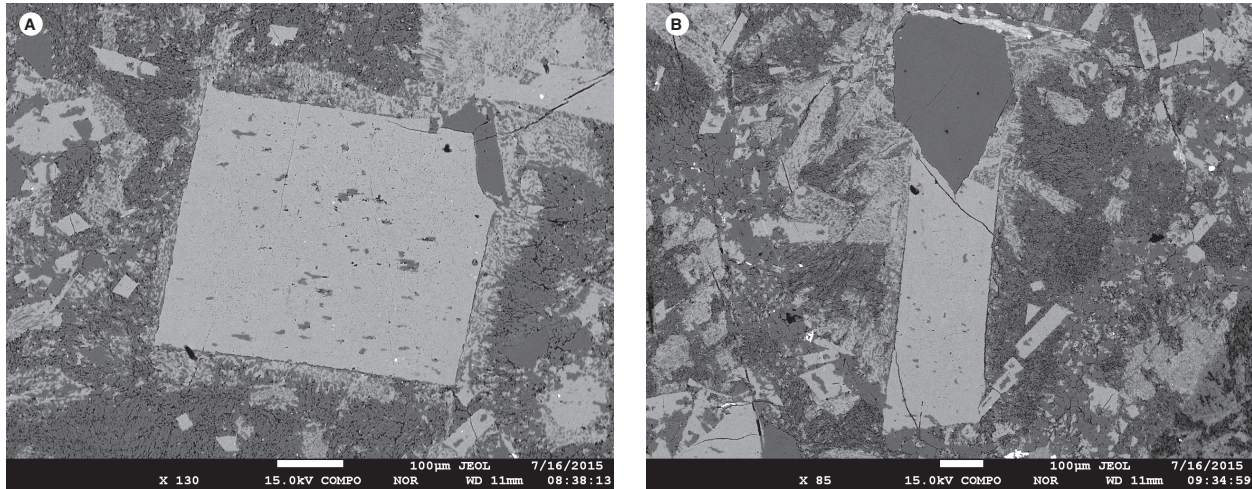


Figura 6. Imágenes de electrones retrodispersados de los feldespatos potásicos analizados en la muestra AMC-0145

Tabla 2. Composición química del feldespato potásico en la muestra IGM900876 (AMC-0145) de las Rioltas del Alto Los Cacaos

Punto analizado	AMC-0145-C3- Kfs-1	AMC-0145-C3- Kfs-2	AMC-0145-C3- Kfs-3	AMC-0145-C3- Kfs-4	AMC-0145-C4- Kfs-1	AMC-0145-C4- Kfs-2	AMC-0145-C4- Kfs-3	AMC-0145-C4- Kfs-4	AMC-0145-C4- Kfs-5
SiO ₂	66,13	65,28	66,05	66,03	65,48	65,21	65,37	65,40	65,05
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	17,52	17,46	17,27	17,26	17,55	17,37	17,53	17,19	17,57
FeO	0,09	0,03	0,04	0,09	0,00	0,04	0,02	0,02	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
Na ₂ O	0,32	0,32	0,28	1,16	0,39	0,31	0,66	0,28	0,32
K ₂ O	15,41	16,04	16,12	14,35	15,94	16,11	15,76	16,17	16,19
Total (% en peso)	99,46	99,13	99,76	98,92	99,38	99,05	99,35	99,09	99,14
Si	12,201	12,145	12,203	12,215	12,144	12,150	12,131	12,180	12,115
Al	3,810	3,829	3,759	3,763	3,835	3,814	3,833	3,774	3,857
Fe	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,009	0,003	0,004	0,009	0,000	0,004	0,002	0,002	0,002
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,114	0,117	0,101	0,415	0,140	0,111	0,237	0,100	0,115
Ca	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,003	0,003	0,004	0,000
K	3,627	3,806	3,800	3,387	3,772	3,829	3,731	3,842	3,847
Total cationes (a.p.f.u.)	19,761	19,900	19,866	19,797	19,893	19,911	19,936	19,903	19,936
O	32	32	32	32	32	32	32	32	32
Z	16,01	15,97	15,96	15,98	15,98	15,96	15,96	15,95	15,97
X	3,75	3,93	3,90	3,82	3,91	3,95	3,97	3,95	3,96
Or	96,94	97,02	97,41	88,96	96,43	97,13	93,95	97,36	97,08
Ab	3,06	2,98	2,59	10,90	3,57	2,80	5,97	2,54	2,91
An	0,01	0,00	0,00	0,14	0,01	0,07	0,09	0,10	0,01

a.p.f.u.: átomos por fórmula unitaria

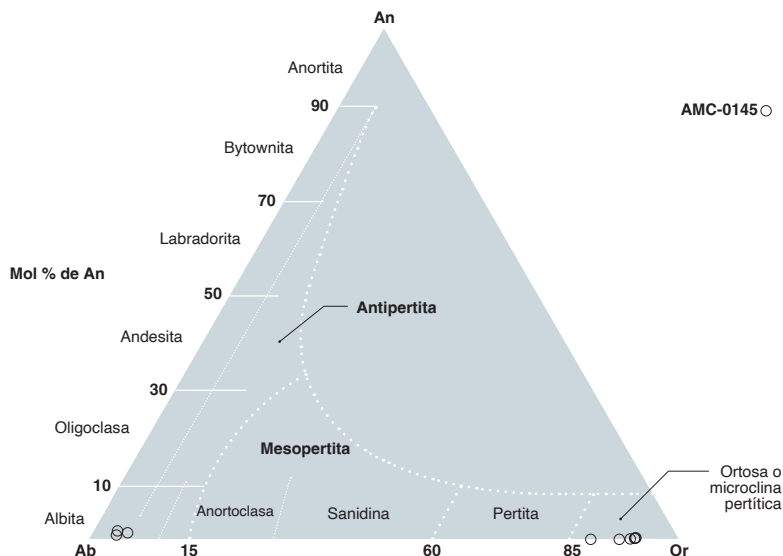


Figura 7. Composición de los feldespatos potásicos y las plagioclasas en una muestra de las Riolitas del Alto Los Cacaos. Diagrama de Smith y Brown (1988)

5.2. Plagioclasa

Las plagioclasas también se encuentran fuertemente alteradas a sericita, arcilla y, en menor proporción, a saussurita, por lo que se analizaron en los bordes, donde la superficie se apreciaba aparentemente limpia. En las imágenes de electrones retrodispersados (figura 8) no se observó zonación. La composición obtenida en tres puntos es muy homogénea y corresponde a albita ($Ab_{95,5-97,5}An_{1-1,6}Or_{1,5-3,3}$), como se puede observar en la tabla 3 y en la figura 7.

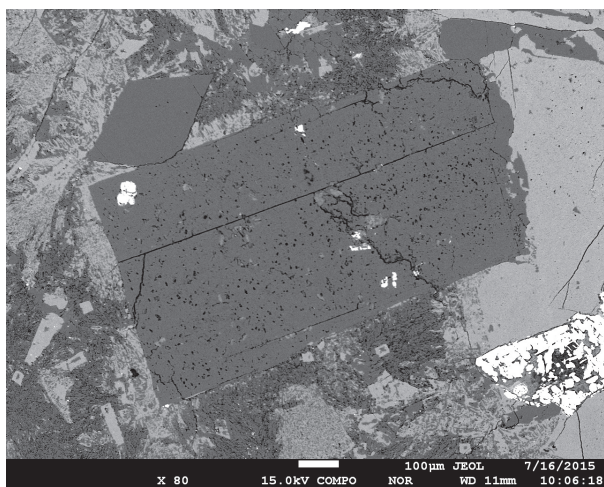


Figura 8. Cristal de plagioclasa de la muestra AMC-0145 analizado en la microsonda electrónica. Imagen de electrones retrodispersados

Tabla 3. Composición química de la plagioclasa en la muestra IGM900876 (AMC-0145) de las Riolitas del Alto Los Cacaos

Punto analizado	AMC-0145-C6-PI-1	AMC-0145-C6-PI-2	AMC-0145-C6-PI-4
SiO ₂	66,90	67,83	67,78
TiO ₂	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,57	20,31	20,58
FeO	0,05	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00
CaO	0,27	0,35	0,22
Na ₂ O	11,52	11,84	11,75
K ₂ O	0,61	0,24	0,27
Total (% en peso)	99,93	100,60	100,60
Si	11,759	11,822	11,805
Al	4,260	4,172	4,224
Fe	0,000	0,000	0,000
Ti	0,005	0,003	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000
Na	3,927	4,001	3,966
Ca	0,052	0,065	0,042
K	0,137	0,054	0,059
Total cationes (a.p.f.u.)	20,140	20,118	20,096
O	32	32	32
Z	16,02	16,00	16,03
X	4,12	4,12	4,07
Ab	95,42	97,10	97,52
An	1,25	1,59	1,02
Or	3,32	1,31	1,46

a.p.f.u.: átomos por fórmula unitaria

5.3. Magnetita

Se analizó un cristal de magnetita en la muestra AMC-0145 (figura 9); los resultados obtenidos se presentan en la tabla 4. El cálculo del Fe^{3+} se hizo usando la fórmula de Droop (1987).

La magnetita de esta muestra tiene un contenido de $\text{FeO}_{\text{total}}$ entre 88,3% y 89,6% (10,8 a.p.f.u. de Fe^{3+} y aproximadamente 12 a.p.f.u. de Fe^{2+}) y es rica en TiO_2 porque presenta valores entre 4,6% y 4,9% (1,06 a 1,13 a.p.f.u.). Exhibe bajos contenidos de Al, Cr y Mn.

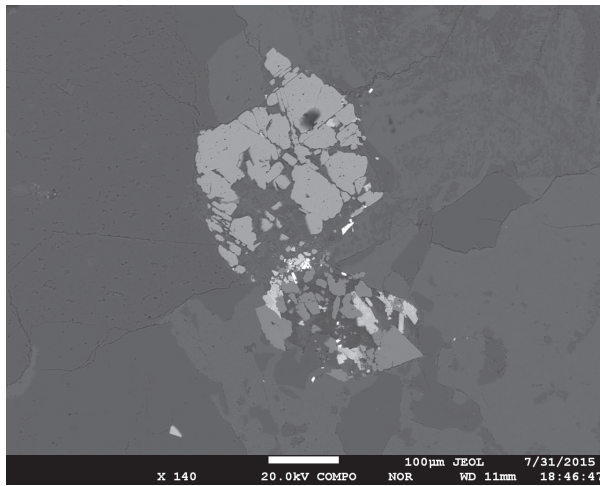


Figura 9. Cristal de magnetita analizado en la muestra AMC-0145

Tabla 4. Composición química de la magnetita en la muestra AMC-0145

Punto analizado	AMC-0145-C2-Mt-1	AMC-0145-C2-Mt-2	AMC-0145-C2-Mt-3
SiO_2	ND	ND	ND
TiO_2	4,731	4,617	4,886
Al_2O_3	0,075	0,029	0,06
Cr_2O_3	ND	0,008	ND
FeO	89,619	89,389	88,268
MnO	0,336	0,041	0,372
MgO	0,002	ND	ND
Total (% en peso)	94,763	94,084	93,586
Si	ND	ND	ND
Ti	1,083	1,064	1,133
Al	0,027	0,010	0,022
Cr	ND	0,002	ND
Fe^{3+}	10,829	10,858	10,775
Fe^{2+}	11,974	12,055	11,974
Mg	0,001	ND	ND
Mn	0,087	0,011	0,097
Total cationes (a.p.f.u.)	24,000	24,000	24,000

ND: no detectado

6. Geoquímica

Los análisis geoquímicos se hicieron en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano, en Bogotá. La cuantificación de los óxidos mayores se realizó con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X, Panalytical AXIOS Mineral, para análisis elemental, configurado con software especializado para materiales geológicos, en muestra fundida con metaborato y tetraborato de litio, y la de elementos menores se hizo en muestra prensada. Para el análisis de elementos traza se usó un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado, ICP-MS, Perkin Elmer Nexion. La disolución de la muestra se ejecutó mediante 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.

Los valores de óxidos mayores se presentan en porcentaje en peso (% en peso), mientras que los elementos traza se presentan en partes por millón (ppm). Gran parte de los diagramas geoquímicos se generaron con el uso del GCDKit versión 4.0 (Janoušek *et al.*, 2006).

6.1. Elementos mayores

Los resultados analíticos de los elementos mayores se presentan en la tabla 5. La pérdida al fuego (LOI) en las tres muestras es menor del 2%, y este criterio indicaría que las rocas que no están muy alteradas, así como los análisis de elementos mayores, se podrían usar para clasificaciones e interpretaciones geoquímicas petrogenéticas. Sin embargo, dadas las evidencias macroscópicas y microscópicas de alteración de las muestras, se analizan las posibilidades de alteración por meteorización o por alteración hidrotermal. En el diagrama de Nesbitt y Young (1984), que se usa para mostrar tendencias de meteorización de las rocas, se observa que las dos muestras de riolitas están relativamente alteradas por meteorización (figura 10A), mientras que el dique está menos meteorizado. En este diagrama también se aprecia que una de las muestras de riolita (IGM900916_JGB-469) posiblemente sufrió metasomatismo potásico, ya que se ubica por debajo de la línea de tendencia de meteorización de riolitas y más hacia el vértice de K_2O . Según lo observado en el diagrama de Hughes (1972), que muestra los campos de rocas con composiciones ígneas o alteraciones potásica y sódica, las muestras de riolitas presentan alteración potásica (figura 10B), mientras que el dique está en el campo de las composiciones ígneas, pero cerca del límite de la alteración potásica.

Tabla 5. Resultados de óxidos mayores (expresado en porcentaje en peso) de rocas de las Riolitas del Alto Los Cacaos y de un dique en estas

IGM	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	LOI
900876	73,65	0,15	15,98	1,08	0,07	0,20	2,28	4,63	0,02	0,98
900916	76,89	0,02	11,97	1,01	0,02	0,14	1,78	5,72	0,01	1,62
900877	66,58	0,47	18,01	2,86	0,58	2,28	2,94	4,50	0,08	0,72

* Dique

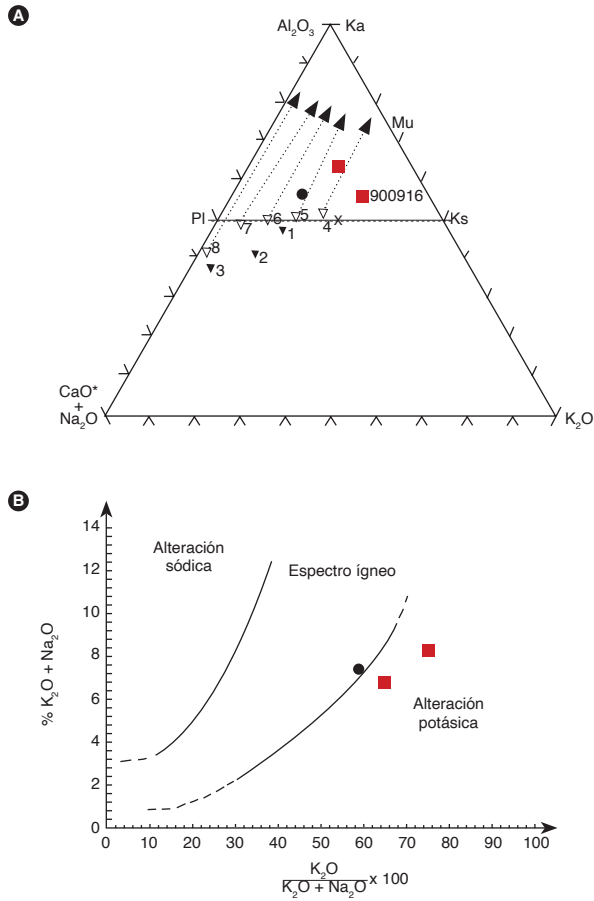


Figura 10. A) Muestras de riolitas (cuadros rojos) y dique (círculo negro) en el diagrama de Nesbitt y Young (1984), donde se muestran composiciones de rocas frescas y tendencias de meteorización. B) Diagrama de Hughes (1972) para mostrar alteración hidrotermal de rocas volcánicas. En la figura 10A. Pl: plagioclasa; Ks: feldespato potásico; Mu: moscovita; Ka: caolinita. 1: Composición promedio de riolita, 2: promedio de latita, 3: promedio de basalto, 4: promedio de granito, 5: promedio de adame-lita; 6: promedio de granodiorita, 7: promedio de tonalita, 8: promedio de gabro. El CaO* corresponde al total del análisis, porque estas muestras no tenían análisis de P₂O₅ disponible para calcular qué parte del CaO correspondía al apatito.

En el diagrama TAS (figura 11A) las rocas subvolcánicas del cuerpo principal y el dique grafican por debajo del límite de Irvine y Baragar (1971), lo que indica que pertenecen a la serie subcalalina. En este mismo diagrama, las rocas subvolcánicas del cuerpo principal se

clasifican como riolitas, clasificación que coincide con la petrográfica, mientras que el dique químicamente se clasifica como dacita, y petrográficamente, como andesita. Dada la alteración potásica de dos de las muestras, también se usó para su clasificación el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (figura 11B), que se basa en elementos considerados inmóviles, en vez de los álcalis, que son muy móviles. Se aprecia que hay concordancia en la clasificación de las rocas en los dos diagramas (figura 11 A y B).

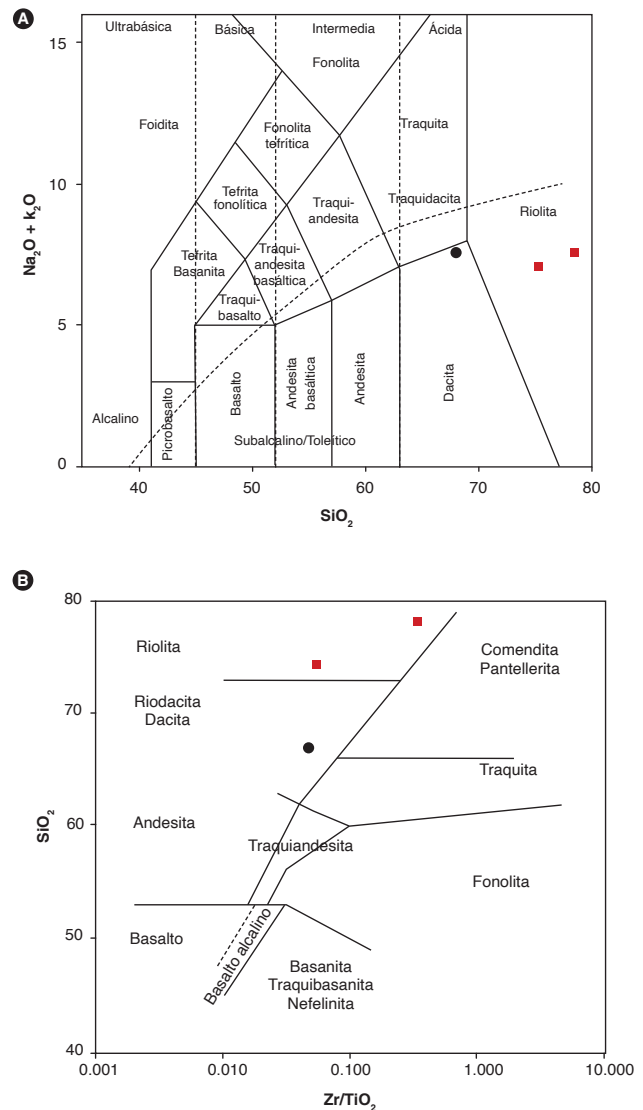


Figura 11. A) Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986), con línea punteada de Irvine y Baragar (1971) de las rocas de las Riolitas del Alto Los Cacaos y de un dique en estas. B) Las mismas muestras en el diagrama de Winchester y Floyd (1977). Riolitas en cuadros rojos, dique en círculo negro

6.2. Elementos traza

Los resultados de elementos traza y de las tierras raras de las rocas de la unidad Riolitas del Alto Los Cacaos se presentan en la tabla 6.

Los patrones de elementos de las tierras raras (REE) normalizados al condrito (McDonough y Sun, 1995) se muestran en la figura 12. Las riolitas tienen contenidos de elementos de las tierras raras Σ REE entre 126 y 145, con un enriquecimiento en LREE de aproximadamente 100 veces con relación al condrito, mientras que la andesita tiene mayores contenidos de estos con Σ REE de 255, y muestra un enriquecimiento en LREE de 200 veces los valores del condrito. La razón La/Yb_N es mayor en la dacita (22,88) que en las riolitas (4,77-7,71), e indica un patrón más empinado (figura 12) y mayor fraccionamiento de las tierras raras livianas con relación a las pesadas en la andesita que en las riolitas. De todos modos, las riolitas también exhiben un patrón con pendiente negativa. En las riolitas, la razón Gd/Yb_N próxima de 1 (0,77 y 0,98) refleja la tendencia plana del patrón en los HREE. Por otro lado, la anomalía negativa de Eu es más significativa en las riolitas (0,51 a 0,56) que en la dacita (0,86), lo que indica mayor fraccionamiento de plagioclasa en la fuente de las riolitas.

El patrón de una de las muestras de riolitas (IGM900916_JGB-469) exhibe anomalía negativa de Ce, que puede deberse a intemperismo de las rocas. Malpas *et al.* (2001) demuestran que el aumento del grado de meteorización o intemperismo implica incremento en la anomalía de Ce.

Tabla 6. Resultados de elementos traza y tierras raras (en ppm) en rocas de las Riolitas del Alto Los Cacaos y en dique de dacita. Valores de normalización de McDonough y Sun (1995)

IGM	900876	900916	900877*	LD
Li	15,01	14,44	23,58	0,50
Be	3,23	4,91	2,59	0,10
Sc	5,89	7,77	6,08	0,10
V	3,55	5,75	31,10	0,20
Cr	<0,5	0,48	4,56	0,50
Co	14,00	13,51	21,48	0,80
Ni	1,91	3,93	18,67	0,50
Cu	5,01	4,47	6,37	1,00
Zn	16,74	17,27	55,53	4,00
Ga	13,69	15,33	22,10	0,20
As	2,36	1,45	2,49	0,40
Rb	187,26	211,04	140,82	0,20
Sr	64,74	60,02	406,63	1,00
Cd	0,12	0,13	0,13	0,08
In	0,01	0,04	0,05	0,01
Cs	1,59	1,83	1,85	0,10
Ba	625,42	706,72	1.762,99	1,00
Tl	1,29	1,49	0,99	0,01
Pb	13,86	12,08	14,15	2,00
Bi	0,34	0,61	0,43	0,10
Th	22,79	25,67	20,23	0,10
U	4,52	6,34	3,82	0,00
Zr	81,80	77,40	217,80	2,00
Nb	18,80	20,90	16,10	2,00
Ta	<7	<7	<7	7,00
W	53,30	40,50	76,10	8,00
Hf	<8	<8	<8	8,00
La	32,37	29,29	64,49	0,10
Ce	59,60	37,89	116,17	0,10
Pr	7,80	7,95	12,68	0,10
Nd	24,88	24,47	39,75	0,10
Sm	4,61	5,54	6,14	0,01
Eu	0,67	0,85	1,50	0,01
Gd	3,45	3,95	4,67	0,01
Tb	0,63	0,88	0,75	0,01
Dy	3,62	5,26	3,57	0,01
Ho	0,73	1,14	0,67	0,01
Er	2,55	3,67	2,17	0,01
Tm	0,39	0,57	0,27	0,01
Yb	2,81	4,11	1,89	0,01
Lu	0,43	0,65	0,27	0,01
$(La/Yb)_N$	7,71	4,77	22,88	
Eu_N/Eu^*	0,51	0,56	0,86	
$(Gd/Yb)_N$	0,98	0,77	1,98	

* Dique. LD: límite de detección. Eu_N/Eu^* : anomalía de Eu

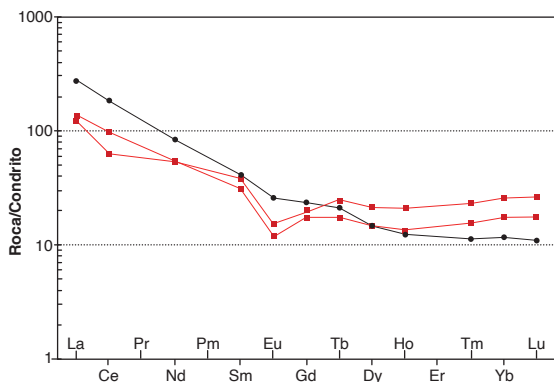


Figura 12. Patrón de elementos de las tierras raras normalizadas al condrito de McDonough y Sun (1995) correspondiente a las riolitas (cuadrados en rojo) de la unidad Riolitas del Alto Los Cacaos y a un dique de dacita (círculos negros) intrusivo en las riolitas

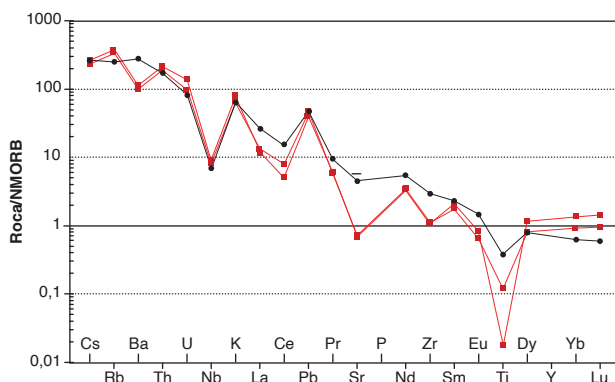


Figura 13. Diagrama de elementos traza normalizados al NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondiente a las riolitas (cuadrados en rojo) de la unidad Riolitas del Alto Los Cacaos y a un dique de dacita (círculos negros) intrusivo en las riolitas

Los patrones en el diagrama multielemental de las tres muestras (figura 13) exhiben anomalías negativas de Nb y Ti que indican un origen relacionado con subducción. Sin embargo, se aprecian diferencias entre los patrones de las riolitas y del dique dacítico. El patrón de este último no tiene anomalía de Ba, y las anomalías de La-Ce, Sr, Zr y Ti son menos pronunciadas que en las riolitas.

7. Posición estratigráfica y edad

Las Riolitas del Alto Los Cacaos, según Ward *et al.* (1973) y Ward *et al.* (1977) podrían ser parte del Granito de Pescadero. Sin embargo, los resultados geocronológicos obtenidos en esta investigación indican que las riolitas representan un evento magmático anterior al que dio origen al Granito de Pescadero. El cuerpo de riolitas es posterior a la Formación Floresta.

De esta unidad no hay edades presentadas por autores anteriores. En este proyecto se analizaron por U/Pb los circones de la muestra AMC-0145, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la Universidad Autónoma de México (UNAM), según metodología descrita en Solari *et al.* (2010). Con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad se realizó un filtro de los datos para descartar los circones con discordancias mayores al 10%, de acuerdo con la relación $[(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}]$ y se descartaron dos análisis que fueron rechazados desde el laboratorio. El cálculo de las edades se llevó a cabo usando el programa Isoplot/Ex 3.75-4.15 (Ludwig, 2012). Las edades reportadas <800 corresponden a las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Ma, mientras que las >800 Ma son las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Los resultados se resumen en la tabla 7 y se hallan completos en el anexo A, y los datos de elementos de las tierras raras de los circones están en el anexo B.

Tabla 7. Resumen de las edades obtenidas en la muestra AMC-0145

IGM	N.º Campo	Coordenada N	Coordenada W	Clasificación	Edad U/Pb (Ma)	Edades heredadas
900876	AMC-0145	1203442	1132810	Traquita de feldespato alcalino	201,6±2,1	(1681±67, n=1; 464±4,2, n=1; 454±7,5, n=1; 429±8,3, n=1; 410±4,4, n=1; 279±2,8, n=1)

La muestra AMC-0145 fue colectada en la vía Mogotes-San Joaquín, al sur del Alto de Los Cacaos. Los circones de esta muestra son euhedrales prismáticos, principalmente cortos, aunque también los hay tabulares, muchos fracturados, de tonalidad rosa pálido. En general, son pequeños, menores de 50 µm, unos cuantos entre 50 y 100 µm en su dimensión mayor, y solamente

se observó un cristal de 400 µm en su dimensión mayor, con pirámides bien desarrolladas, diferente de los otros cristales. En imágenes de catodoluminiscencia exhiben zonación entre sectorial y oscilatoria (figura 14). La muestra presenta circones heredados de ~1700 Ma, 464, 454, 429, 410 y 279 Ma, y en el cristal mayor, que es diferente del resto de cristales, se obtuvo una edad de 150

Ma concordante, que no es representativa, ya que este cristal puede deberse a contaminación de la muestra en alguna de las etapas del proceso de montaje, y por lo tanto dicha edad no se considera en la interpretación. Solamente se analizó un punto por cristal; por lo tanto, no es posible establecer si los componentes heredados en los circones corresponden a núcleos heredados o a cristales completos (xenocristales). El grupo más abundante de resultados se ubica en el Triásico tardío-Jurásico temprano, entre 213 y 190 Ma (figuras 14 y 15), los cuales arrojan una edad promedio ponderada de $205,2 \pm 2,6$ (figura 15B), con un MSWD=6,6. Este valor de MSWD es alto y sugiere la existencia de varias poblaciones de eda-

des en la muestra analizada. En la misma figura 15B es posible identificar que hay por lo menos dos poblaciones de edades: una integrada por la barra horizontal de color azul y la otra por la barra de color verde, que arrojaron las siguientes edades promedio ponderadas: la primera población arrojó una edad de $210,6 \pm 2,7$ Ma, con un MSWD de 1,8 (figura 16A), que puede corresponder a la edad de antecristales, es decir, a las primeras etapas de cristalización de los circones en la cámara magmática (Miller *et al.*, 2007). La segunda población reveló una edad de $201,6 \pm 2,1$ Ma, con un MSWD de 2,3 (figura 16B), que corresponde a la de cristalización final de los circones en la roca.

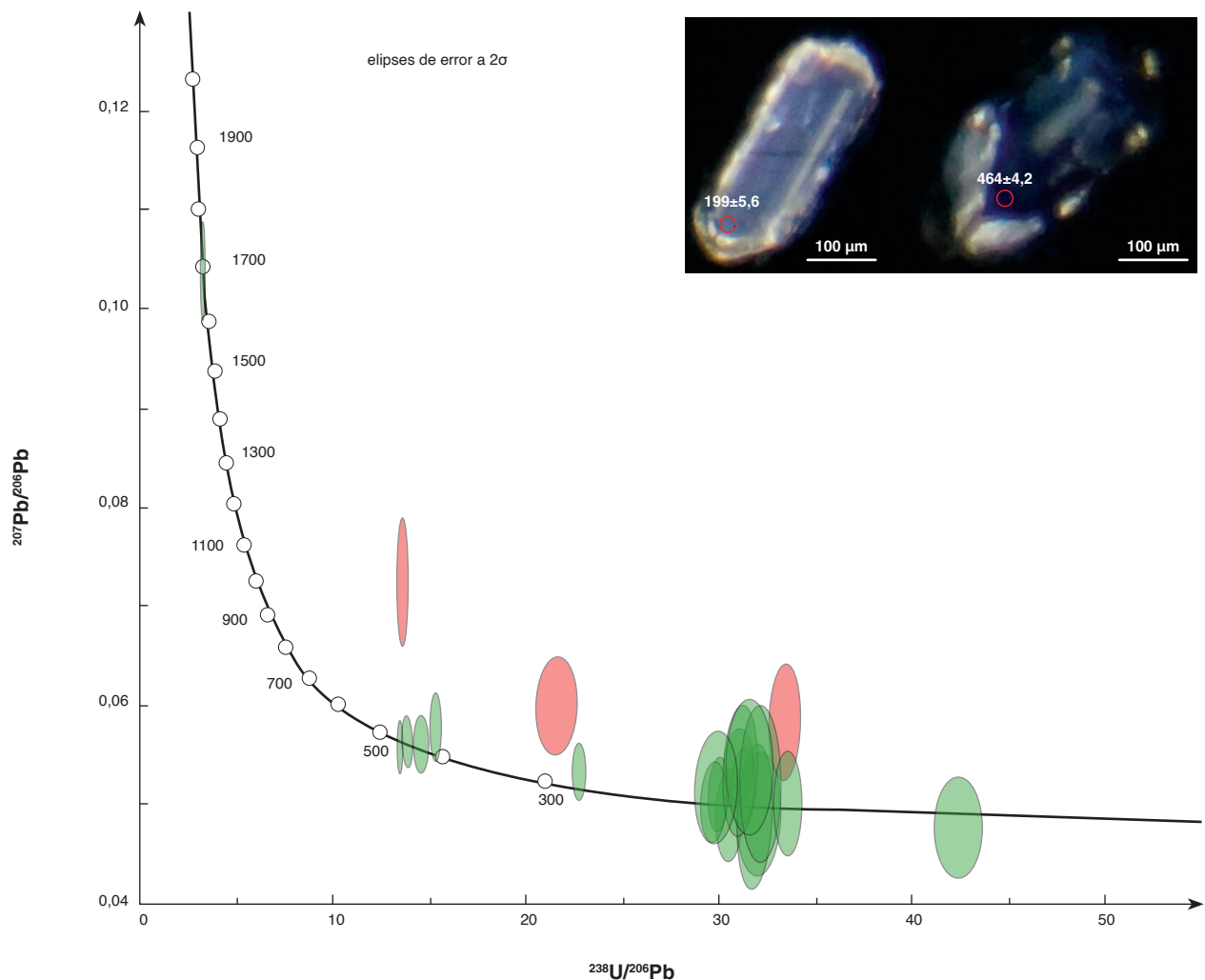


Figura 14. Imágenes de catodoluminiscencia de circones representativos de la muestra AMC-0145 y diagrama de la concordia Tera-Wasserburg de todos los resultados de la muestra. En imágenes de CL: los números adyacentes a los círculos naranja representan edades en millones de años. En el diagrama de la concordia, las elipses rojas representan resultados descartados; las elipses verdes, análisis aceptados.

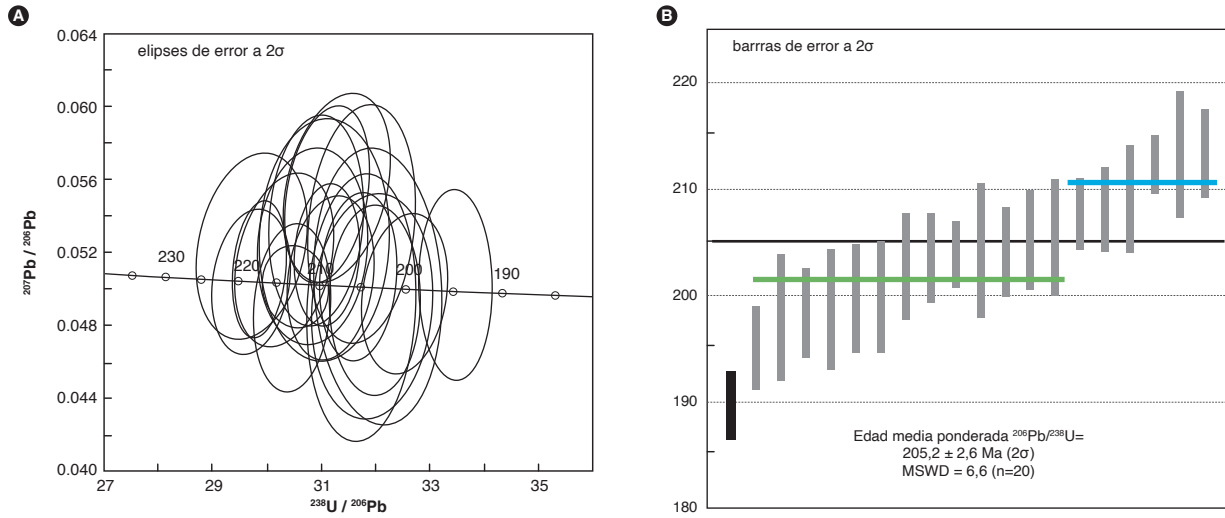


Figura 15. A). Concordia Tera-Wasserburg con resultados U/Pb en circón de entre 213 y 190 Ma de la muestra AMC-0145. B). Edad promedio ponderada de la muestra AMC-0145, barra negra: edad descartada del cálculo

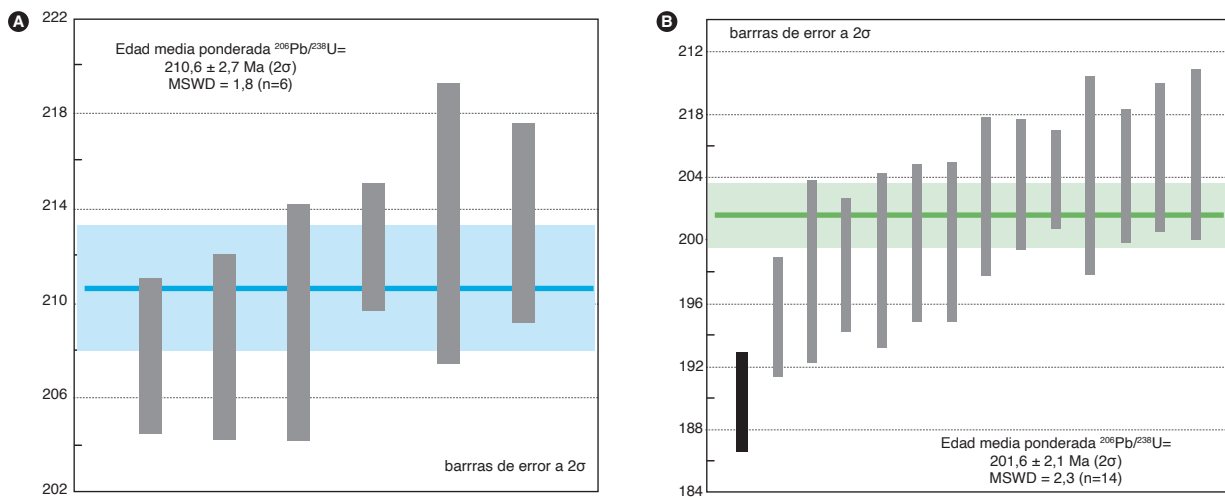


Figura 16. A). Edad promedio ponderada de antecristales en cirzones de la muestra AMC-0145. B) Edad promedio ponderada de cristalización final de cirzones en la muestra AMC-0145

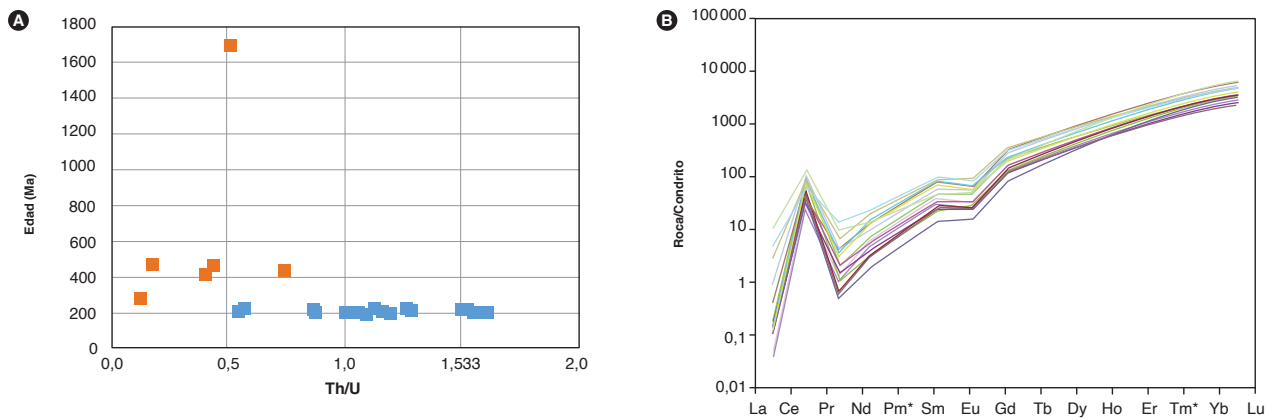


Figura 17. A). Diagramas de relación Th/U vs. edad en cirzones de la muestra AMC-0145. B). Patrones de REE de cirzones de la muestra AMC-0145 normalizados contra el condrito de McDonough y Sun (1995)

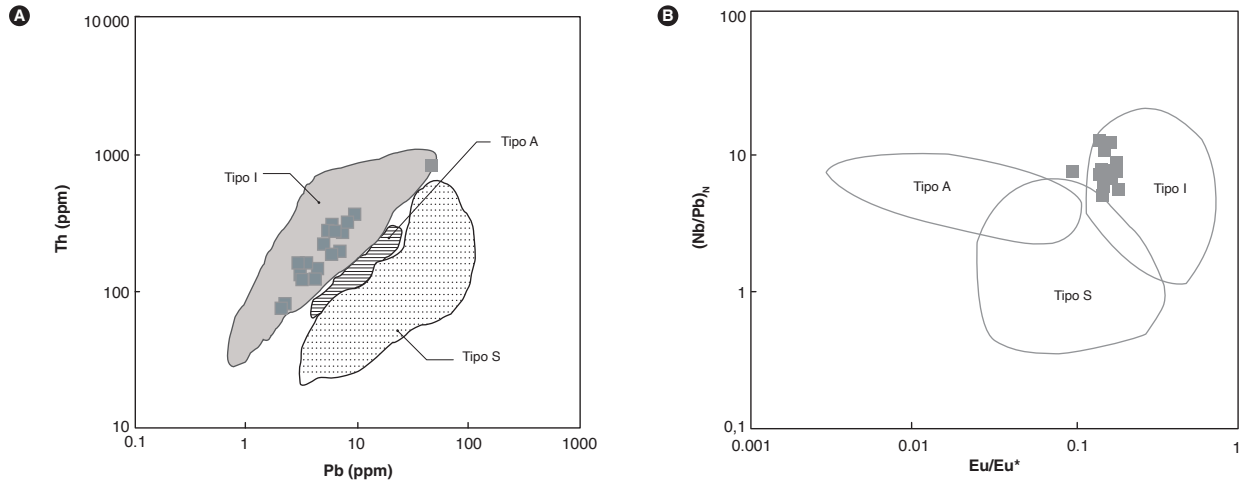


Figura 18. Diagramas de Wang *et al.* (2012) para inferir afinidad con tipo de fuentes magmáticas a partir de datos de circones de la muestra AMC-0145. A. Pb vs. Th. B. Eu/Eu^* vs. $(Nb/Pb)_N$, donde N indica que fueron normalizados. Se usaron valores de normalización de Sun y McDonough (1989)

Los circones del Triásico tardío-Jurásico temprano presentan razones Th/U por encima de 0,5 (figura 17A), comúnmente por encima de 1, característica de circones ígneos (Rubatto, 2002). Sus patrones de REE son paralelos (figura 17B), con anomalía positiva de Ce y negativa de Eu, típicas de circones ígneos (Hoskin y Schaltegger, 2003). Aunque la anomalía de Eu no es muy pronunciada, origina un patrón semejante al de granitos tipo I (Wang *et al.*, 2012).

Las concentraciones de Pb y Th en los circones (figura 18A) y las relaciones entre la anomalía de europio y la razón $(Nb/Pb)_N$ normalizada (figura 18B) indican que la fuente de los circones fueron magmas tipo I.

8. Correlación

Las Riolitas del Alto Los Cacaos exhiben semejanzas geoquímicas (figuras 19 y 20) con las Riolitas de El Uvo (Zapata *et al.*, 2018) y los granófidios del Granito de Pescadero (Zapata *et al.*, 2017), y son más ácidas que las rocas de la Riolita de San Joaquín (Rodríguez *et al.*, 2018) (figura 19). Con relación a los contenidos de elementos de las tierras raras, los patrones de las riolitas de la unidad Alto de Los Cacaos son paralelos con los de las Riolitas de El Uvo, mientras que son subparalelos con los patrones de los granófidios del Granito de Pescadero y con la Riolita de San Joaquín, ya que se cruza con los patrones

de estas últimas en los HREE (figura 20). La composición de las Riolitas del Alto Los Cacaos es muy parecida a la de las Riolitas de El Uvo. Desde el punto de vista geocronológico, las Riolitas del Alto Los Cacaos tienen la misma edad de la Riolita de San Joaquín: $201,6 \pm 2,1$ Ma las primeras, y $201,0 \pm 2,1$ Ma las segundas. La edad mínima de las Riolitas de Los Cacaos ($199,5$ Ma) casi se traslapa con la máxima de las Riolitas de El Uvo (199 Ma). Ward *et al.* (1973) habían planteado que las rocas que en este trabajo se definieron como *Riolitas del Alto de Los Cacaos* hacían parte del Granito de Pescadero; no obstante, según los datos geocronológicos, las Riolitas del Alto Los Cacaos son más antiguas que las rocas subvolcánicas (granófidios) del Granito de Pescadero, las cuales arrojaron una edad de $192,9 \pm 2$ Ma, por lo tanto, las dos unidades no serían correlacionables en el tiempo.

Los tres cuerpos de riolitas —Alto de Los cacaos, San Joaquín y El Uvo— hacen parte del mismo arco magmático; el cuerpo de las Riolitas de El Uvo fue el último en formarse.

Las Riolitas del Alto de Los Cacaos son correlacionables en edad y composición con rocas de los plutones triásico-jurásicos del Macizo de Santander, principalmente con el Batolito de Mogotes, y con diques y cuerpos menores granófidios que existen en los plutones.

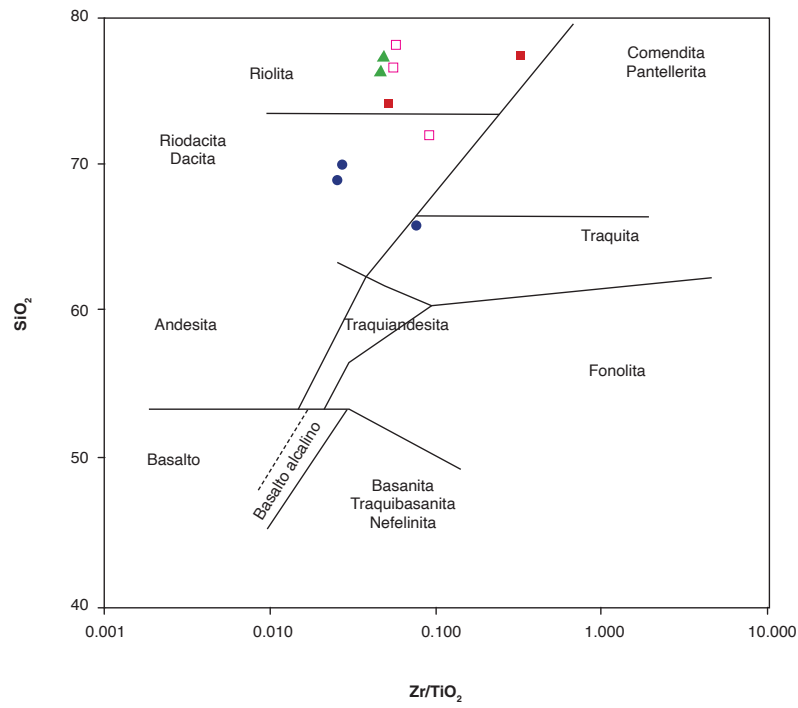


Figura 19. Diagrama de clasificación de Winchester y Floyd (1977) de las muestras de Riocacitas del Alto Los Cacaos (cuadrados rojos rellenos), granífidos del Granito de Pescadero (cuadros magentas sin relleno), Riocacitas de El Uvo (triángulos verdes) y Riocacita de San Joaquín (círculos azules rellenos) Fuente de los datos: este trabajo; Zapata *et al.* (2017 y 2018); Rodríguez *et al.* (2018)

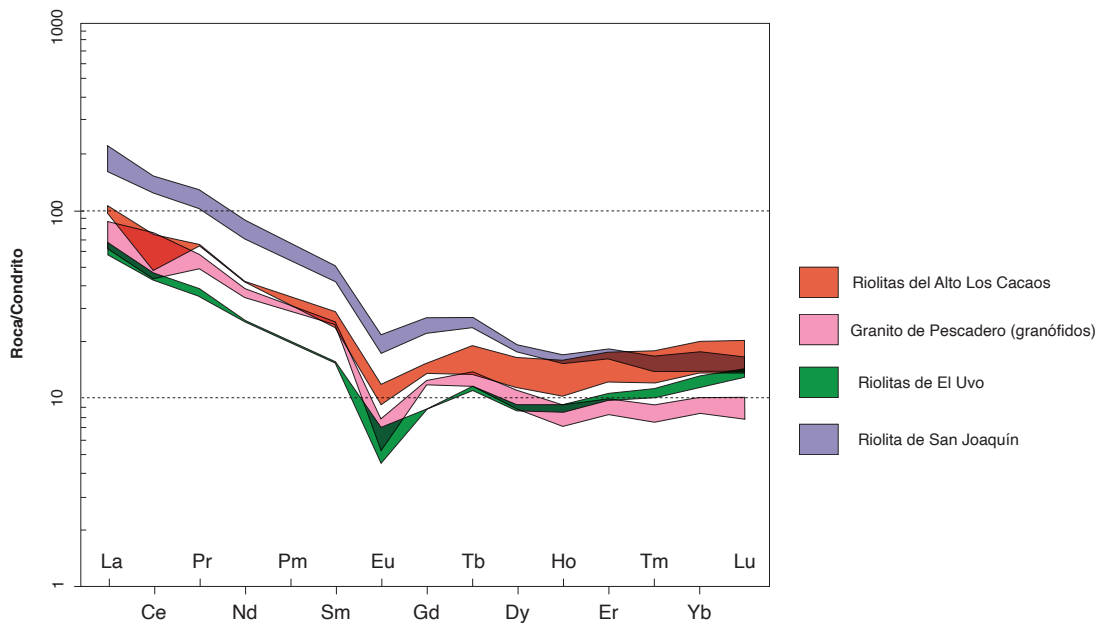


Figura 20. Comparación de los patrones de REE de muestras de las unidades Riocacitas del Alto Los Cacaos, Granito de Pescadero, Riocacitas de El Uvo y Riocacita de San Joaquín. Gráfico normalizado a los valores de Boynton (1984) Fuente de los datos: este trabajo; Zapata *et al.* (2017 y 2018); Rodríguez *et al.* (2018)

El patrón de REE del dique de dacita es similar al de las granodioritas y de algunos monzogranitos del Batolito de Mogotes, lo cual podría indicar que el dique se originó en un pulso cogenético con los monzogranitos o granodioritas del plutón Batolito de Mogotes. En la figura 21 se presentan los patrones de algunas muestras del Batolito de Mogotes, cuyos datos fueron tomados de Correa Martínez *et al.* (2020) (muestras: IGM900874, 900917, 900900, 900902) y Van der Lelij (2013) (muestras 10DVL28 y 10DVL32).

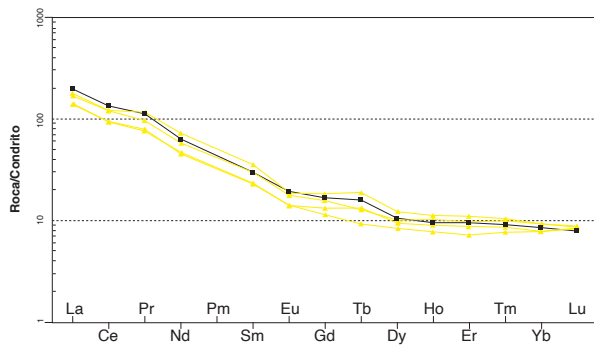


Figura 21. Patrones de REE del dique de dacita (IGM900877) intrusivo en las Riolitas del Alto Los Cacaos (cuadrado negro) y granodioritas y monzogranitos del Batolito de Mogotes (triángulos amarillos). Fuente de los datos de las muestras del Batolito de Mogotes: Correa Martínez *et al.* (2020); Van der Lelij (2013)

9. Génesis

La unidad Riolitas del Alto Los Cacaos corresponde a un cuerpo magmático hipoabisal generado en un ambiente relacionado a subducción, específicamente de arco continental (figuras 22 y 23), entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano (ca. 203,7-199,5 Ma).

El dique que corta las riolitas también es de arco volcánico (figura 22) y posiblemente está relacionado con el emplazamiento de algunas rocas del Batolito de Mogotes, con las que guarda semejanzas químicas (figura 21).

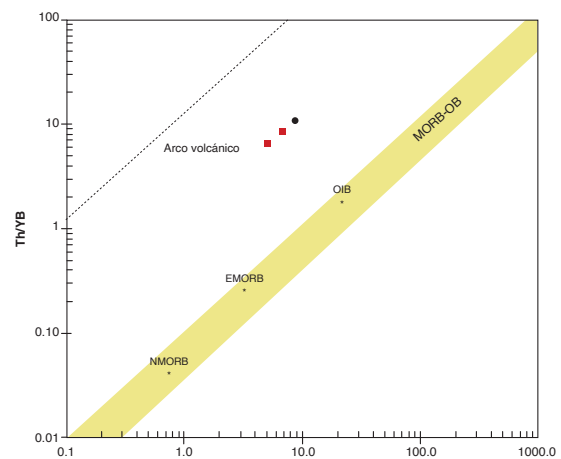


Figura 22. Diagrama de Pearce (2008) para discriminar el ambiente tectónico entre rocas de arco y rocas de corteza oceánica, correspondiente a muestras de las Riolitas del Alto Los Cacaos (cuadrados rojos) y del dique andesítico (círculo negro)

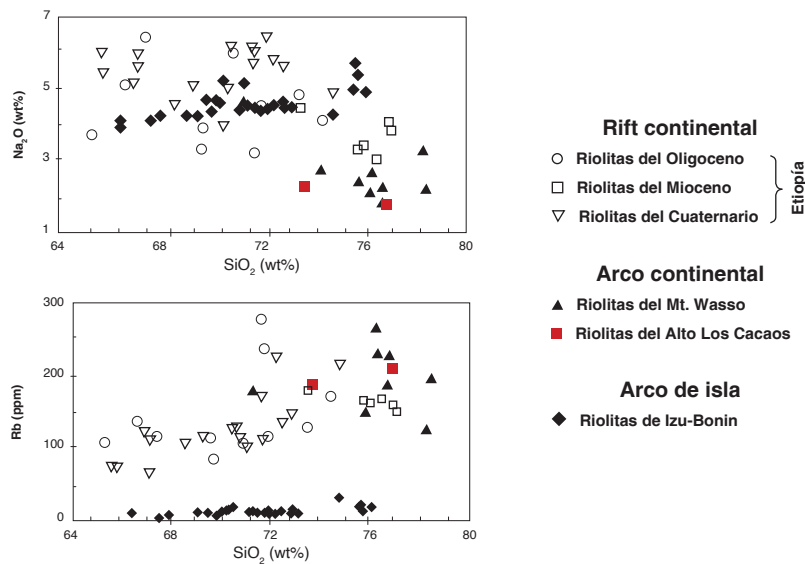


Figura 23. Diagramas de variación de SiO₂ vs. elemento mayor (A) y elemento traza (B). Comparación de las Riolitas del Alto Los Cacaos con riolitas de diversos ambientes, según datos recopilados y presentados por Ayalew e Ishiwatari (2011)

10. Recursos minerales

La unidad Riolitas del Alto de Los Cacaos exhibe características petrográficas y geoquímicas que indican una alteración hidrotermal potásica que es corroborada por una anomalía de potasio detectada mediante gamaes-

pectrometría (figura 24) en un estudio de exploración regional de minerales energéticos (Moreno *et al.*, 2011), llevado a cabo en el Macizo de Santander. La alteración potásica sugiere que la unidad tiene potencial de minerales metálicos.

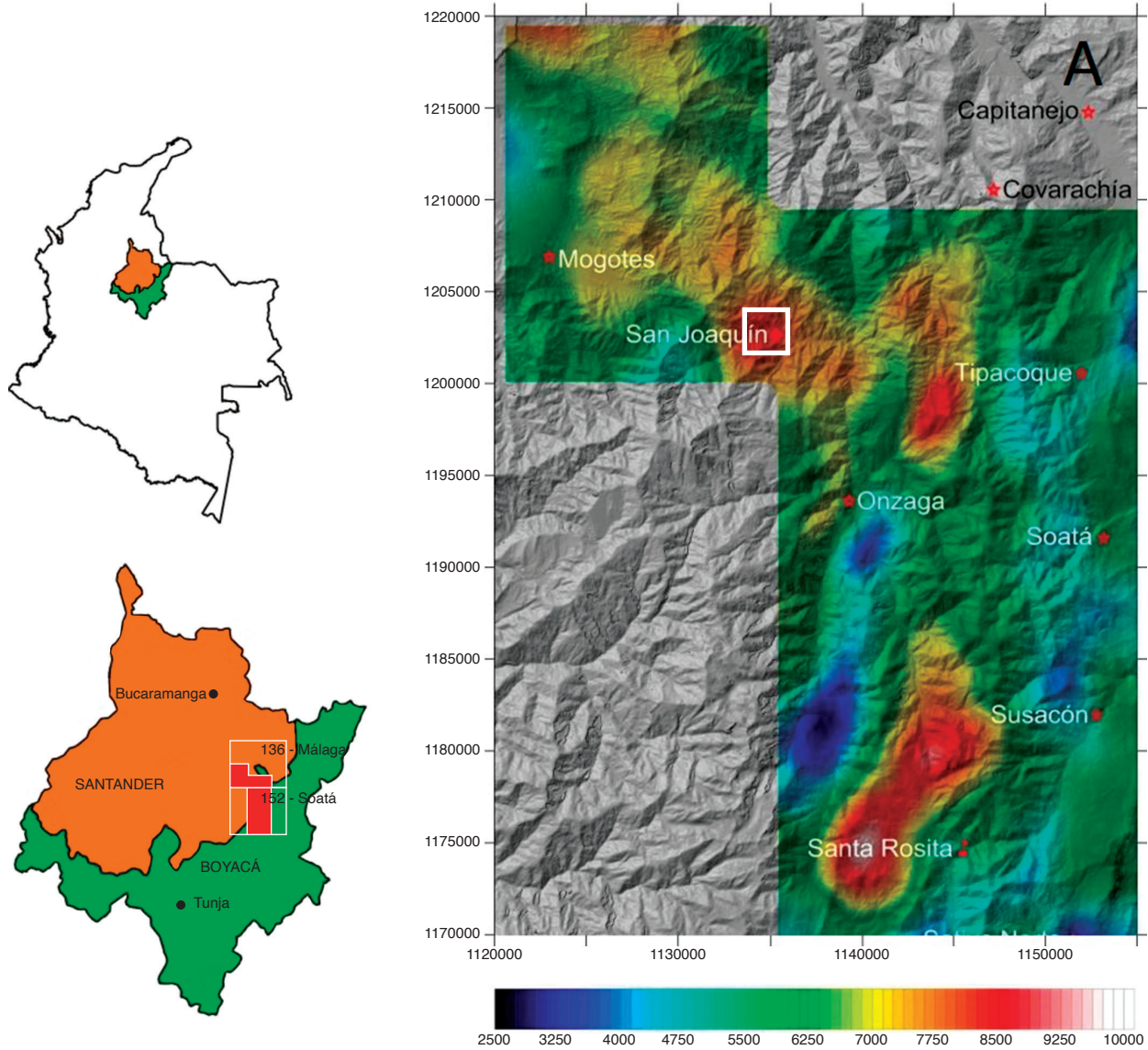


Figura 24. A). Distribución espacial de potasio en porcentaje. El recuadro blanco delimita el área de las Riolitas del Alto Los Cacaos, con anomalía de potasio en color gris

Con el fin de evaluar el potencial mineral de la unidad se interpretaron algunos datos químicos, de las muestras de roca total y de los circones, que son reconocidos indicadores de fertilidad de las rocas. En el diagrama de Rb versus Ba (figura 25), adaptado por El-Shesh-tawi *et al.*, 1999) del diagrama original de Mason (1966) se aprecia que las muestras de riolitas corresponden a rocas fértiles (potencialmente mineralizadas), mientras que el dique que corta las riolitas grafica en el campo de los granitos estériles (no fértiles).

La composición de los circones permite distinguir entre suites magmáticas fértiles e infértiles, siendo la relación Eu/Eu^* uno de los mejores indicadores de fertilidad. Específicamente, cuando esta relación es mayor de 0,3, indica una roca potencialmente fértil (Lu *et al.*, 2016). Según el diagrama (Ce/Nd)/Y versus Eu/Eu^* (figura 26), los circones de la muestra AMC-0145 de las Riolitas del Alto de Los Cacaos, grafican en el campo de suites fértiles de sistemas de pórfidos $Cu \pm Mo \pm Au$.

Conclusiones

La unidad Riolitas del Alto Los Cacaos es nombrada y definida en este trabajo como una nueva unidad en la geología del Macizo de Santander. Esta unidad está compuesta por riolitas y traquitas con texturas esferulítica, microporfídica y micrográfica con matriz felsítica, que afloran en el borde suroccidental del Batolito de Mogotes. Las rocas contienen feldespato potásico (ortosa), plagioclasa (albita), cuarzo y magnetita rica en titanio, y exhiben rasgos texturales y composicionales de meteorización y alteración hidrotermal.

Las Riolitas del Alto de Los Cacaos corresponden a un cuerpo ígneo subvolcánico generado a partir de un magma tipo I, potencialmente mineralizado, como un sistema de pórfido $Cu \pm Mo \pm Au$.

El cuerpo Riolitas del Alto Los Cacaos se emplazó en el límite Triásico tardío-Jurásico temprano y tiene herencia del Paleoproterozoico, del Ordovícico, del Silúrico, del Devónico y del Pérmico.

La unidad Riolitas del alto Los Cacaos es más antigua que el Granito de Pescadero, y por lo tanto las dos unidades no son correlacionables. Es muy semejante geoquímicamente a las Riolitas de El Uvo y tiene igual edad que la Riolita de San Joaquín. Puede ser correlacionable con plutones, diques y cuerpos menores del Macizo de Santander, que se generaron al mismo tiempo.

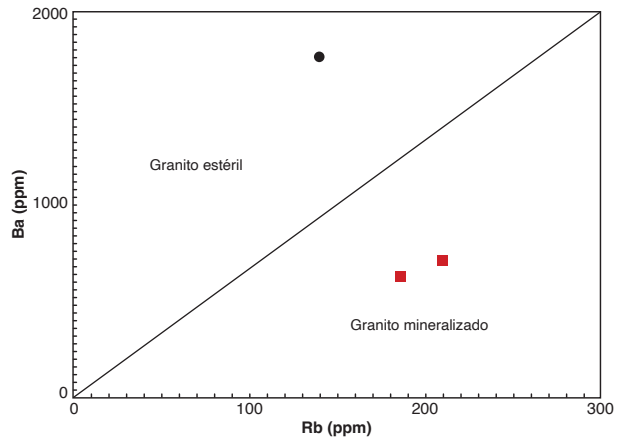


Figura 25. Diagrama de variación de Rb versus Ba en roca total (Mason, 1966, adaptado por El-Shesh-tawi *et al.*, 1999)

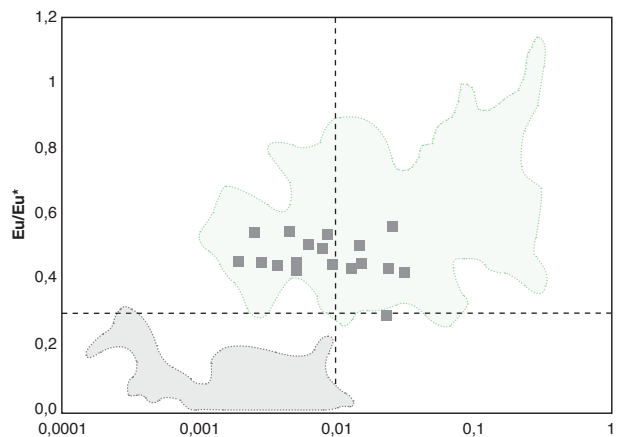


Figura 26. Composición de los circones de las Riolitas del Alto Los Cacaos (muestra AMC-0145) en diagrama de Lu *et al.* (2016), con campos de suites fértiles en verde claro, e infértiles en gris. Los valores de normalización usados para calcular Eu/Eu^* son los de Sun y McDonough (1989)

Referencias

Ayalew, D. y Ishiwatari, A. (2011). Comparison of rhyolites from continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation. *Island Arc*, 20 (1), 78-93. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00746.x>

Batchelor, R. A. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48 (1-4), 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)

Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. En *Developments in geochemistry* (vol. 2, pp. 63-114). Elsevier.

- Cardona, A. (2003). *Correlações entre fragmentos do embasamento pre-Mesozoico da terminação setentrional dos Andes colombianos, com base em dados isotópicos e geocronológicos* (dissertação de mestrado). Universidade de São Paulo, Brazil.
- Clavijo, J. (1994). *Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander. Escala 1: 250.000. Memoria explicativa*. Bucaramanga: Ingeominas.
- Clavijo, J., Mantilla, F. L. C., Pinto, J., Bernal, L., Pérez, A. (2008). Evolución geológica de la serranía de San Lucas, norte del valle medio del Magdalena y noroeste de la cordillera Oriental. *Boletín de Geología*, 30 (1), 45-62.
- Cordani, U. G., Cardona, A., Jiménez, D. M., Liu, D. y Nutman, A. P. (2005). *Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt*. Geological Society, London, Special Publications, 246, 329-346. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13>
- Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez J. G. (2020). Batolito de Mogotes. *En Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Droop, G. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51 (361), 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- El-Sheshtawi, Y. A., Youssef, F., Ammar, F. A., Hassaan, M. M. y Sakr, S. M. (1999). Petrography and geochemistry of some granites and their metavolcanic country rocks in the Central Eastern Desert, Egypt. The proceeding of 1st Seminar of Nuclear Raw Material and their Technology, Cairo, Egypt, 1-3.
- Etayo Serna, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinosa, A., González, H., Orrego, A., Ballesteros, I., Forero, H., Ramírez, C., Zambrano Ortiz, F., Duque Caro, H., Vargas, R., Núñez, A., Álvarez, J., Ropáin, C., Cardozo, E., Galvis, N., Sarmiento, L., Alberts, J. P., Case, J. E. *et al.* (1985). *Mapa de terrenos geológicos de Colombia*. Publicaciones Geológicas Especiales 14. Bogotá: Ingeominas.
- Forero, A. (1990). The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 3 (2-3), 141-151. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90026-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90026-W)
- García, C. y Ríos, C. (1999). *Metamorfismo y metalogenia asociada del Macizo de Santander, cordillera Oriental, Colombia*. Informe final Proyecto de investigación 1102-05-083-95. Bucaramanga: Colciencias y Universidad Industrial de Santander.
- Goldsmith, R., Marvin, R. F. y Mehnert, H. H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *U. S. Geological Survey Professional Paper* 750-D, D44-D49.
- Hoskin, P. W. y Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 27-62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Hughes, C. J. (1972). Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109 (6), 513-527. <https://doi.org/10.1017/S0016756800042795>
- International Subcommission on Stratigraphic Classification. (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, 99 (3), 440-442. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<440:SCANOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2)
- International Subcommission on Stratigraphic Classification. (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure* (2.^a ed.). Amos Salvador (ed.). Internat. Union Geol. Sci. Trondheim & Geol. Soc. Am. Boulder.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. y Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47 (6), 1255-1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Leal Mejía, H. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach (Ph. D. thesis). Universitat de Barcelona.
- Lu, Y. J., Loucks, R. R., Fiorentini, M., Mccuaig, T. C., Evans, N. J., Yang, Z. M., Hou, Z. Q., Kirkland, C. L., Parra

- Ávila, L. A. y Kobussen, A. (2016). Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 19, 329-347. <https://doi.org/10.5382/SP.19.13>
- Ludwig, K. R. (2012). *User's manual for Isoplot 3.75-4.15: A geochronological toolkit Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, special publication, 5.
- Malpas, J., Duzgoren Aydin, N. S. y Aydin, A. (2001). Behaviour of chemical elements during weathering of pyroclastic rocks, Hong Kong. *Environment International*, 26 (5-6), 359-368. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(01\)00013-7](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(01)00013-7)
- Mantilla, L. C., Bissig, T., Cottle, J. M. y Hart, C. J. (2012). Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.03.001>
- Mantilla, L. C., Bissig, T., Valencia, V. y Hart, C. (2013). The magmatic history of the Vetaz-California mining district, Santander Massif Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 235-249. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.006>
- Mason, B. (1966). *Principles of Geochemistry* (3.^a ed.). New York: John Wileys & Sons.
- McDonough, W. F. y Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120 (3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Miller, J. S., Matzel, J. E., Miller, C. F., Burgess, S. D. y Miller, R. B. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167 (1-4), 282-299. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019>
- Moreno S., G., Díaz T., J. F. y Quintero O., F. A. (2011). *Exploración de minerales energéticos a partir de mediciones gamaespectrométricas para potasio, uranio y torio en el sector central del Macizo de Santander, Colombia*. Informe del Proyecto Exploración de Minerales Energéticos (Sub09-24). Bogotá: Servicio Geológico Colombiano,
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, 38 (5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nesbitt, H. W. y Young, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (7), 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Ordóñez Carmona, O., Restrepo Álvarez, J. J. y Pimentel, M. M. (2006). Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21 (4), 372-382. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.005>
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100 (1-4), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Peccerillo, A. y Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Restrepo, J. J. y Toussaint, J. F. (1989). Terrenos alóctonos en los Andes colombianos: explicación de algunas paradojas geológicas. *Memorias V Congreso Colombiano de Geología*, tomo I, 92-107. Bucaramanga.
- Restrepo Pace, P., Ruiz, J., Gehrels, G. y Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of the Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for Late Proterozoic-early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150 (3-4), 427-441. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00091-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5)
- Restrepo Pace, P. A. (1995). *Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data* (Ph. D. thesis). University of Arizona.
- Ríos, C., García, C. y Takusa, A. (2003). Tectono-metamorphic evolution of the Silgara Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (2), 133-154. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00025-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00025-7)
- Rodríguez, G., Arango, M. I., Correa Martínez, M., A. M. y Zapata, G. (2020). Riolita de San Joaquín. *En Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U/Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184 (1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Schäfer, J., Grösser, J. y Rodríguez, G. (1998). Proterozoic Formación Silgará, cordillera Oriental, Colombia: Metamorphism and geochemistry of amphibolites. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1997 (3-6), 531-546.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Siivola, J. y Schmid, R. (2007). List of mineral abbreviations. En D. Fettes y J. Desmons (eds.), *Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks* (pp. 93-110). Cambridge: Cambridge University Press.
- Smith, J. V. y Brown, W. L. (1988). *Feldspar minerals. I. Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties* (2ª ed.). Berlin: Springer-Verlag.
- Solari, L., Gómez Tuena, A., Bernal, J., Pérez Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U/Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geo-standards and Geoanalytical Research*, 34 (1), 5-18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>
- Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 134, 1-14.
- Sun, S. S. y McDonough, W. S. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes*. Special Publications 42. London: Geological Society. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Urueña Suárez, C. L. (2014). *Metamorfismo, exhumación y termocronología del Neis de Bucaramanga (Macizo de Santander, Colombia)* (tesis de maestría). Universidad Nacional de Colombia.
- 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* (thèse de doctorat). Université de Genève.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M. y Mora, A. (2016). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*, 31, 271-294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. y Téllez, N. (1976). *Geología del cuadrángulo I-13, Málaga*. Bogotá: Ingeominas.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. y Téllez, N. (1984). *Geología de la plancha 136, Málaga*. Mapa, escala: 1:100.000. Versión digital 2009. Bogotá: Ingeominas.
- Wang, Q., Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Guan, Q., Zhang, X. Q., Sui, Q. L., Chu Hu, Z. y Mo, X. X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A- type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53, 59-66. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.027>
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J. y Restrepo, A. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga, y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21 (1-3), 1-132.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., Téllez, N. y Jaramillo, L. (1977). *Mapa geológico de San Gil y Málaga (parte de los cuadrángulos I-12 y I-13), Colombia*. Escala 1:100.000. Bogotá: Ingeominas.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zapata, G., Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G. y Arango, M. I. (2020). Granito de Pescadero. En *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Zapata, G., Arango, M. I., Correa Martínez, A. M. y Rodríguez, G. (2020). Riolitas El Uvo. En *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

ANEXO A.

Resultados isotópicos U/Pb en circón de la muestra AMC-0145

Punto analizado	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	Correlación errores	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Edad (Ma)	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Edad (Ma)	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Edad (Ma)	±2σ
Zircon-042**	484	183	0,38	0,0583	0,0029	0,3860	0,0290	0,0466	0,0019	0,48			331	21	570	110
Zircon-048*	285	167	0,59	0,0588	0,0047	0,4200	0,1500	0,0512	0,0096	0,37			355	75	570	130
Zircon-054*	8.100	12.100	1,49	0,0928	0,0033	0,1836	0,0070	0,0143	0,0002	0,27			171,2	6	1.481	71
Zircon-056**	138	86	0,62	0,0730	0,0048	0,7420	0,0530	0,0742	0,0013	0,11			569,0	31,0	1.020,0	140,0
Circón-066**	136	121	0,89	0,0569	0,0042	0,2420	0,0200	0,0300	0,0006	0,10			223,0	16,0	470,0	160,0
Zircon-036_ AMC-0145	208	115	0,55	0,0473	0,0042	0,1560	0,0140	0,0237	0,0005	0,23	150,8	3,4	146,0	12,0	40,0	180,0
Zircon-050	178	213	1,20	0,0500	0,0047	0,2070	0,0180	0,0299	0,0005	0,23	189,8	3,1	190,0	15,0	200,0	190,0
Zircon-041	206	181	0,88	0,0495	0,0036	0,2110	0,0150	0,0308	0,0006	0,09	195,2	3,8	196,0	12,0	180,0	150,0
Zircon-040	68,8	73,4	1,07	0,0503	0,0062	0,2160	0,0280	0,0312	0,0009	0,32	198,1	5,8	203,0	24,0	150,0	250,0
Zircon-046	243	266	1,09	0,0484	0,0046	0,2130	0,0190	0,0313	0,0007	0,24	198,5	4,2	195,0	16,0	100,0	190,0
Zircon-065	101,5	118	1,16	0,0486	0,0052	0,2120	0,0220	0,0313	0,0009	0,17	198,8	5,6	196,0	18,0	100,0	220,0
Zircon-053	97	157	1,62	0,0478	0,0058	0,2130	0,0260	0,0315	0,0008	0,10	199,9	5,0	194,0	21,0	20,0	230,0
Zircon-052	142	144	1,01	0,0531	0,0052	0,2330	0,0230	0,0315	0,0008	0,08	200,0	5,1	211,0	19,0	310,0	200,0
Zircon-045	171	273	1,60	0,0571	0,0044	0,2450	0,0180	0,0320	0,0008	0,03	202,8	5,0	222,0	15,0	440,0	170,0
Zircon-038	188	292	1,55	0,0490	0,0032	0,2240	0,0160	0,0321	0,0007	0,07	203,6	4,1	204,0	13,0	170,0	150,0
Zircon-059	297	353	1,19	0,0511	0,0032	0,2300	0,0140	0,0321	0,0005	0,14	203,9	3,1	212,0	12,0	240,0	130,0
Zircon-037	73,3	78,3	1,07	0,0511	0,0050	0,2340	0,0250	0,0322	0,0010	0,26	204,2	6,3	211,0	21,0	200,0	200,0
Zircon-060	270	315	1,17	0,0556	0,0036	0,2450	0,0170	0,0322	0,0007	0,00	204,2	4,2	222,0	14,0	400,0	130,0
Zircon-044	104,1	156	1,50	0,0546	0,0047	0,2400	0,0210	0,0324	0,0008	0,12	205,3	4,7	217,0	18,0	320,0	190,0
Zircon-055	178	274	1,54	0,0526	0,0046	0,2340	0,0200	0,0324	0,0009	0,21	205,6	5,4	212,0	17,0	240,0	180,0
Zircon-051	1.480	820	0,55	0,0498	0,0019	0,2264	0,0096	0,0328	0,0005	0,50	207,8	3,3	207,2	7,6	176,0	87,0
Zircon-058	214	187	0,87	0,0486	0,0038	0,2220	0,0170	0,0328	0,0006	0,10	208,2	3,9	202,0	15,0	120,0	160,0
Zircon-039	97	126	1,30	0,0511	0,0040	0,2350	0,0170	0,0330	0,0008	0,03	209,2	5,0	213,0	14,0	290,0	150,0
Zircon-062	382	218	0,57	0,0509	0,0029	0,2360	0,0140	0,0335	0,0004	0,02	212,4	2,7	215,0	11,0	210,0	120,0
Zircon-049	187	213	1,14	0,0520	0,0038	0,2430	0,0190	0,0337	0,0009	0,11	213,4	5,9	220,0	16,0	300,0	150,0
Zircon-057	234	298	1,27	0,0503	0,0035	0,2340	0,0150	0,0337	0,0007	0,11	213,4	4,2	215,0	13,0	180,0	150,0
Zircon-063	920	122	0,13	0,0531	0,0021	0,3260	0,0140	0,0443	0,0005	0,29	279,1	2,8	287,0	11,0	322,0	88,0
Zircon-067_ AMC-0145	1.680	750	0,45	0,0555	0,0020	0,5670	0,0250	0,0730	0,0013	0,54	454,3	7,5	457,0	16,0	452,0	84,0
Zircon-043	1.570	1.180	0,75	0,0557	0,0021	0,5350	0,0240	0,0690	0,0014	0,37	429,9	8,3	435,0	15,0	436,0	75,0
Zircon-047	485	199	0,41	0,0575	0,0025	0,5250	0,0230	0,0657	0,0007	0,07	410,1	4,4	428,0	15,0	496,0	96,0
Zircon-061	962	175	0,18	0,0552	0,0020	0,5750	0,0230	0,0747	0,0007	0,30	464,1	4,2	461,0	15,0	417,0	81,0
Zircon-064	324	167	0,52	0,1031	0,0036	4,3700	0,1700	0,3043	0,0024	0,20	1.714,0	12,0	1.706,0	31,0	1.681,0	67,0

*Análisis descartados por el laboratorio. **Análisis descartados porque el porcentaje de discordancia es superior a 10 %.

En negrita se destaca la mejor edad de cada análisis: edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

ANEXO B.**Resultados de elementos traza en los circones (en ppm) de la muestra AMC-0145**

Punto analizado	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb
Zircon-036_ AMC-0145	204	6,83	974	2,34	ND	15,8	0,047	0,9	2,05	0,85	14	5,69	75,8	29,6	160	380	86,6	9510	4,77
Zircon-037	53	10,7	879	1,26	0,0114	22,1	0,145	2,64	5,41	1,67	24,1	7,58	91	30,5	142	276	57,1	8.870	2,3
Zircon-038	399	9,74	1.760	3,87	0,046	51,6	0,296	4,57	8,7	3,28	44,9	14,9	175	60,7	281	520	102,3	7.990	6,1
Zircon-039	260	10,2	1.290	1,49	0,034	22,7	0,306	4,58	7,1	2,25	34,3	10,8	122	42,4	203	390	78,4	7.630	3,2
Zircon-040	211	9,3	876	1,45	ND	23,2	0,121	2	4,05	1,32	21,3	6,86	81	28,6	140	275	57,1	8.980	2,13
Zircon-041	393	7,35	1.186	6,92	0,024	56,3	0,063	1,48	3,99	1,39	25,1	9,35	111,5	40,4	193	361	71,6	10.290	6
Zircon-042	530	8,14	1.680	8,08	0,138	27,5	0,148	3,07	5,72	0,84	29,3	10,9	143	54,4	279	634	133	10.800	21
Zircon-043	1.360	21,7	3.480	13	1,97	50,1	1,17	12,3	13,3	1,31	67,9	24,7	313	117	598	1.230	249	8.820	103
Zircon-044	260	10,3	1.640	1,84	0,03	34,6	0,447	7,11	12,1	3,74	52,7	15,7	175	59,2	254	453	87,1	8.480	3,43
Zircon-045	360	10,9	2.010	3,56	1,13	42,7	1,21	10,8	14,2	4,36	59,9	17,4	199	66,3	304	549	112	9.700	5,55
Zircon-046	720	15,2	2.210	7,25	2,4	75	0,85	6,5	7,1	2,5	40,7	14,8	189	72,1	363	732	150	10.000	7,50
Zircon-047	700	10,4	1.600	6	0,096	13,3	0,064	1,43	3,49	0,72	25,5	10,7	137	53,5	276	556	117	11.190	32,25
Zircon-048	224	7,8	1.120	5,8	0,73	38,2	0,43	3,6	4,8	1,28	18,4	7,7	87	35,1	164	347	73	11.300	12,73
Zircon-049	580	11,4	1.630	4,56	0,026	52,7	0,152	2,97	5,9	1,99	31,6	11,3	144	53,4	261	501	102	9.500	6,45
Zircon-050	563	11,81	1.640	5,53	0,086	61,8	0,35	4,66	8,12	3,01	42,1	13,2	156	56,7	267	506	102,6	8.740	5,10
Zircon-051	930	6,8	2.920	32,2	0,096	82,5	0,057	1,2	4,21	1,15	34,4	14,5	217	90,9	500	1.170	255	11.290	47,00
Zircon-052	333	11,1	1.080	3,09	ND	39,4	0,139	2,38	4,6	1,71	23,5	8,27	97,1	36,1	175	344	72,7	10.040	4,45
Zircon-053	308	10,9	1.340	2,04	0,031	35,2	0,32	5,7	9,8	3,6	41	12,3	143	45	215	373	77	9.010	3,00
Zircon-054	1.800	33,9	8.900	169	139	530	72	277	82	31,9	194	67,4	751	269	1330	2.440	475	10.900	119,75
Zircon-055	470	13,5	2.180	3,3	0,102	50,4	0,61	8,8	13,4	5,04	59,5	19,1	214	74,6	343	625	127	9.200	6,30
Zircon-056	20	15,3	890	2,59	0,43	11,3	0,184	2,29	2,66	0,255	17	6,19	81	28,9	144	270	53,1	9.100	10,13
Zircon-057	430	11,2	2.280	4,56	0,026	52,8	0,398	6,44	11,4	3,48	55,3	17,8	217	78,3	366	690	139	9.000	7,78
Zircon-058	330	9,02	1.090	5,04	ND	48,3	0,055	1,79	3,71	1,29	22,4	7,59	96,8	36,3	176	357	71,6	10.690	7,05
Zircon-059	320	8,63	1.150	5,01	ND	49,6	0,1	1,66	3,26	1,53	21,6	8,22	96,8	36,7	180	380	80,1	8.990	9,60
Zircon-060	434	10,7	1.990	5,62	0,21	58,2	0,361	5,56	9,6	2,96	47	16,3	189	69,3	318	617	121	9.070	8,45
Zircon-061	345	5,92	1.250	6,7	0,042	6,39	0,046	0,76	2,34	0,252	20,3	7,87	105,5	40,4	203	413	86,7	9.900	71,25
Zircon-062	520	13,4	1.640	15	0,64	38,5	0,54	6,2	7,9	2,22	36,7	12,7	154	56	265	512	104	10.700	13,35
Zircon-063	680	10	950	29,2	7,7	21,5	2,84	17,9	8,3	1,06	21,6	6,64	82	31,1	159	378	83	11100	43,00
Zircon-064	580	8,9	1180	3,52	17,5	60	6	32	10,7	0,82	31,1	9,5	107,3	40,5	186	344	67,8	9380	99,50
Zircon-065	490	10,2	1320	2,61	ND	41,4	0,188	3,53	6,86	2,76	36,1	11,7	132	46,7	208	369	73,8	9730	3,25
Zircon-066	290	15,4	860	4,45	1,65	40,5	0,46	3,07	3,04	1,04	16,4	5,92	75	29,5	148	309	64,6	10600	4,28
Zircon-067_ AMC-0145	1010	7,4	2900	7,9	0,13	15,5	0,274	4,51	11,4	1,17	66,8	24,2	286	101	445	763	145	11600	122,75