



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

bolgeo@uis.edu.co

Universidad Industrial de Santander
Colombia

Rodríguez, Gabriel; Arango, María Isabel; Zapata, Gilberto; Bermúdez, José Gilberto
**ESTRATIGRAFÍA, PETROGRAFÍA Y ANÁLISIS MULTI-MÉTODO DE PROCEDENCIA
DE LA FORMACIÓN GUINEALES, NORTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DE
COLOMBIA**

Boletín de Geología, vol. 38, núm. 1, enero-abril, 2016, pp. 101-124

Universidad Industrial de Santander
Bucaramanga, Colombia

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349643441008>

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

redalyc.org

Sistema de Información Científica

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

ESTRATIGRAFÍA, PETROGRAFÍA Y ANÁLISIS MULTI-MÉTODO DE PROCEDENCIA DE LA FORMACIÓN GUINEALES, NORTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DE COLOMBIA

Gabriel Rodríguez¹; María Isabel Arango¹; Gilberto Zapata¹; José Gilberto Bermúdez¹

DOI: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016006>

Forma de citar: Rodríguez, G., Arango, M.I., Zapata, G., Bermúdez, J.G. 2016. Estratigrafía, petrografía y análisis multi-método de procedencia de la Formación Guineales, norte de la Cordillera Occidental de Colombia. Boletín de Geología, 38 (1): 101-124.

RESUMEN

La Formación Guineales se localiza en el norte de la Cordillera Occidental, al oeste del municipio de Dabeiba (Antioquia). Aflora como una franja NNW con 30 km de largo y tiene un ancho entre 2 y 3 km, formando un monocinal con disposición N 10° – 23° W y buza entre 53° - 70° E; está constituida por bancos de conglomerados polimicticos con intercalaciones de capas de areniscas. El análisis estratigráfico estableció un espesor de secuencia de 2.199,26 m en la vía Dabeiba – Mutatá, entre las quebradas Choromandó y Guineales. Las capas de areniscas fueron clasificadas como wacas líticas y litoarenitas; el análisis de procedencia de los cantes determinó varios periodos de deposición de conglomerados con predominio de clastos volcánicos y otros con predominio de clastos sedimentarios. Mediante el análisis multi-método se determina que las unidades de aporte volcánico fueron los Basaltos de El Botón (Mioceno superior), Diabasas de San José de Urama (límite cretácico inferior-jurásico) y el Complejo Santa Cecilia – La Equis (Eoceno inferior) y como aporte sedimentario las Sedimentitas de Las Cruces (Eoceno inferior) y las Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao (Cretácico superior). La geocronología U-Pb en circones de la matriz arenosa de los conglomerados agrupó intervalos desde el Mioceno (10,5 Ma) hasta el Proterozoico (1.509 a 1.599 Ma), el intervalo más representativo tiene edades del Triásico medio (206,5 a los 287 Ma), que resultan concordantes con circones metamórficos que provienen del basamento Triásico de la Cordillera Central. El depósito de los conglomerados de la Formación Guineales representa el levantamiento, erosión y acumulación en un ambiente continental donde los ríos corrían de Este a Oeste en la zona de colisión entre el Bloque Cañasgordas y el Bloque Chocó-Panamá y podría estar relacionada con la Orogenia Andina ocurrida en el Plioceno. Basados en las relaciones estratigráficas, análisis de procedencia de clastos y geocronología de los circones detriticos es posible concluir que la acumulación de la Formación Guineales es posterior a 9 Ma (Mioceno tardío).

Palabras clave: Formación Guineales, análisis de procedencia, geocronología U-Pb, Mioceno.

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

STRATIGRAPHY, PETROGRAPHY AND PROVENANCE MULTI-METHOD ANALYSIS OF THE GUINEALES FORMATION, NORTHERN OF THE COLOMBIAN WESTERN CORDILLERA

ABSTRACT

The Guineales Formation is located in the northern area of the Cordillera Occidental, to the West of the town of Dabeiba (Antioquia). It crops out as a N-S band, 30 km long and 2-3 km wide, forming a monocline structure that strikes N 10-23° W and dips 53- 70° E. It is composed by coarse polimytic conglomerates with interbedded sandstones. The stratigraphic analysis of the sequence established a total thickness of 2199.26 m in the Dabeiba – Mutata road between the Choromandó and Guineales creeks. The sandstone layers were classified as lithic wackes and lithic arenites; the provenance analysis of the clasts in the conglomerates showed several cycles of deposition marked by the prevalence of volcanic or sedimentary clasts. The source for the volcanic clast were the Basaltos de El Botón (Upper Miocene), Diabasas de San José de Urama (Jurassic - Lower Cretaceous limit), and Complejo Santa Cecilia – La Equis formations (Lower Eocene), whereas the source for the sedimentary clasts were Sedimentitas de Las Cruces and Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao formations. The U-Pb geochronology zircons found in the matrix of the conglomerates, shows groups of zircons with ages ranging from Miocene (10.5 Ma) to Proterozoic (1509-1599 Ma), the most representative being the range in age that corresponds to Middle Triassic (206.5 to 287 Ma); this age is consistent with metamorphic zircons that come from the Triassic basement of the Cordillera Central. The depositional event represents uplifting, erosion and accumulation in a continental environment where rivers flowed from east to west in the collision area between the block and Cañasgordas and Chocó- Panama blocks, and could be related to the Andean orogeny occurred in the Pliocene. Based on stratigraphic relationships, provenance analysis of the clasts and detrital zircons geochronology, it is possible to conclude that the accumulation age of Guineales Formation is later than 9 Ma (Upper Miocene).

Keywords: Guineales Formation, provenance analysis, U-Pb geochronology, Miocene.

INTRODUCCIÓN

La Formación Guineales constituye un evento de acumulación de sedimentos erodados a partir del levantamiento de los Andes noroccidentales en Colombia; presenta una pobre descripción en la literatura geológica colombiana, no contaba con una columna estratigráfica y en las descripciones regionales fue mezclada con unidades sedimentarias de diferentes ambientes y edades debido a la complejidad estructural del área donde aflora, fue considerada de edad Eocena por Buchely *et al.* (2009).

Este trabajo clarifica la información cartográfica, estratigráfica, las relaciones con las unidades circundantes y la edad de acumulación; información necesaria para entender mejor la evolución geotectónica del occidente colombiano. Además, se mejoran aspectos desconocidos, tales como el espesor de la secuencia, contacto inferior, la descripción litológica de los segmentos y se realiza un análisis preliminar multi-método de procedencia de sedimentos, y también se determinan posibles unidades fuente y edad máxima de acumulación. Se propone la sección tipo a lo largo de la vía Dabeiba – Mutatá, entre las quebradas Choromandó

y Guineales, siendo el mejor sitio de exposición y más fácil acceso a la unidad (FIGURA 1).

TRABAJOS ANTERIORES

Hubach (1930, en De Porta, 1974) describió, en los ríos Tasidó y Tasidocito y en áreas cercanas al municipio de Carepa, una sucesión de arcillolitas y areniscas que reposa discordante sobre los conglomerados del Piso de Nuguiales en la región de Nuguiales-Guineales, sin mayores datos adicionales.

Botero (1936) denomina informalmente con el nombre de Formación Guineales a la unidad de conglomerados que aflora sobre la vía al mar entre la quebrada Guineales al occidente (base de la unidad) y la quebrada Choromandó al oriente (techo de la unidad).

Posteriormente, Muñoz y Zapata (1987) las denominan provisionalmente con el nombre de Rocas Sedimentarias de Beibaviejo-Amparradocito y describen esta unidad como sedimentitas de variada composición y edad; que incluye calizas, conglomerados, areniscas, limolitas y tobas, con edades desde el Eoceno tardío hasta Plioceno temprano, y que descansan discordantemente sobre la Formación Togoridó.

Mejía y Salazar (1989) la denominan sub-unidad Beibaviejo-Amparradocito; estos mismos autores, en la memoria de la Plancha 114 -publicada en el 2007-, describen el Complejo Riosucio compuesto por dos subunidades litoestratigráficas: la subunidad

Togoridó que incluye las rocas volcánicas efusivas y piroclásticas, las cuales corresponden a los Basaltos de El Botón en el sentido de Zapata y Rodríguez (2012) y la unidad Beibaviejo que corresponde a la Formación Guineales nombrada por Botero (1936).

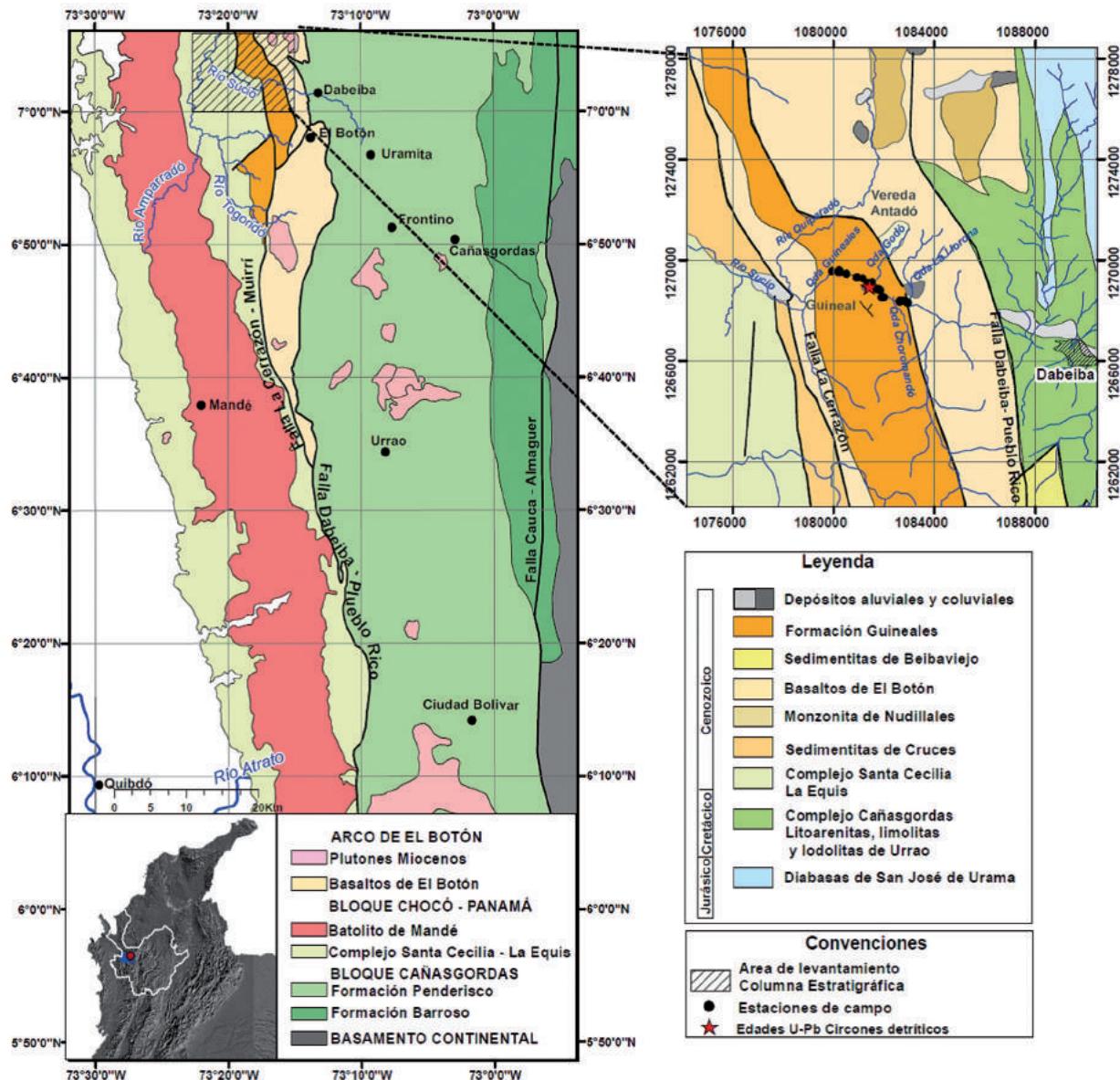


FIGURA 1. Marco regional de la localización de la Formación Guineales y la columna estratigráfica levantada en la carretera Dabeiba - Mutatá.

LOCALIZACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Formación Guineales aflora en el norte de la Cordillera Occidental de Colombia, geológicamente se encuentra en la zona de convergencia del Bloque Chocó-Panamá y el Bloque Cañasgordas. El Bloque Chocó-

Panamá está conformado por el Batolito de Mandé (Álvarez, 1971) y el Complejo Santa Cecilia-La Equis (Calle y Salinas, 1986), de edad Eoceno temprano y el Bloque Cañasgordas constituido por un basamento de composición basáltica de afinidad oceánica T-MORB, representado por la unidad Diabasas de San José de Urama (Rodríguez y Arango, 2013; Mejía y Salazar,

1989) y un conjunto de unidades sedimentarias de edad Cretácico, conocidas en la literatura como Formación Penderisco (Álvarez y González, 1978).

La Formación Guineales se localiza al occidente de la Falla Dabeiba-Pueblo Rico, reposa sobre vulcanitas del Arco de El Botón de edad Mioceno tardío (Basaltos de El Botón), (FIGURA 1), forma un monocinal de 30 km de largo con dirección general NNW y amplitud variable entre 2 y 3 km; se extiende desde el río Togoridó al sur y continua hacia el norte como una franja de aproximadamente 3 km de ancho.

En el Bloque Cañasgordas, las Diabasas de San José de Urama (Mejía y Salazar, 1989), corresponden a diabasas y basaltos almohadillados (*pillow lavas*) con texturas ofíticas, subofíticas, intergranulares e intersectales; que afloran como fragmentos tectónicos de afinidad geoquímica con rocas de corteza oceánicas toleítica y basaltos de tipo T-MORB, con una edad probable Jurásico tardío - Cretácico temprano (Rodríguez y Arango, 2013). Las diabasas se encuentran intercaladas y con contactos fallados con bloques de chert – calizas y arcillas – lodolitas, que fueron denominadas por Álvarez y González (1978), como los miembros Urrao y Nutibara de la Formación Penderisco, con edades del Cretácico tardío (a partir del registro fósil). Las rocas anteriores fueron intruidas por dos arcos: al oriente por plutones tonalíticos con contenidos bajos y medios de K y por cuerpos porfídicos, lavas y tobas de afinidad toleítica a calcoalcalina con edades que corresponden al límite Cretácico temprano - Cretácico tardío (82 a 115 Ma), pertenecientes al arco Barroso Sabanalarga (Rodríguez y Arango, 2013); y por el Arco volcánico - plutónico de “El Botón”, constituido por lavas de composición andesítico basálticas con texturas porfiríticas, tobas y plutones monzodioríticos - monzoníticos, de afinidad shoshonítica y de edad Mioceno tardío (9 a 12 Ma) (Zapata y Rodríguez, 2012 y Rodríguez y Zapata, 2012).

Al occidente de la Formación Guineales, afloran las Sedimentitas de Cruces que reposan sobre el arco volcánico plutónico de Chocó – Panamá. Las Sedimentitas de Cruces están constituidas por calizas, lodolitas calcáreas, calizas arenosas, limolitas, areniscas y areniscas conglomeráticas con aporte volcánico, y presentan fauna fósil del Eoceno (Rodríguez *et al.*, 2014). El arco Chocó- Panamá lo constituye una unidad volcánica denominada Complejo Santa Cecilia – La Equis y un plutón en el núcleo que se ha llamado Batolito de Mandé; las rocas volcánicas del arco corresponden a basaltos y andesitas basálticas porfídicas y tobas; la parte plutónica corresponde al Batolito de Mandé de composición predominante

tonalítica. La afinidad química del arco es calcoalcalina con contenido medio de K y edad Eoceno temprano (43 a 48 Ma) (Rodríguez *et al.*, 2014).

En resumen, la parte norte de la Cordillera Occidental está constituida por tres arcos compuestos de vulcanitas y plutonitas de edades Mioceno tardío, Eoceno temprano y límite Cretácico tardío – Cretácico temprano, además de una unidad de corteza oceánica constituida por diabasas y basaltos almohadillados de afinidad toleítica con intercalaciones tectónicas de sedimentitas (chert, calizas, litoarenitas y lodolitas).

METODOLOGÍA

Se realizó el levantamiento continuo de la columna estratigráfica a lo largo de la vía que une los municipios de Dabeiba y Mutatá, en ocasiones la descripción se siguió a lo largo de los drenajes que cortan la vía debido a la existencia de puentes sin afloramientos. Se utilizó el método de poligonal abierta para determinar los espesores de la secuencia, midiendo el rumbo y buzamiento de las capas y posteriormente se hizo la corrección de espesores.

En las capas de conglomerados se realizó un muestreo aleatorio de las partículas que tienen tamaños desde 2 a 30 cm y que conforman el armazón; se tomaron 20 clastos por capa para su identificación macroscópica (naturaleza litológica) calculando el porcentaje de cada litología, para ser clasificados en los triángulos de Folk (1954) para descripción textural y Folk (1974) para la clasificación composicional. El predominio litológico en los paquetes de conglomerados permitió dividir la secuencia en segmentos.

Las muestras se recolectaron cada 100 m en la sucesión sedimentaria, se tomó un clasto de cada litología teniendo en cuenta los menos alterados o meteorizados, permitiendo identificar los diferentes tipos litológicos y su contenido en las capas conglomeráticas. Así fue posible observar la litología que representan los segmentos en que fue dividida la unidad. En total se escogieron 32 muestras para la elaboración de sección delgada y análisis petrográfico.

De las 32 muestras se determinaron las características texturales y composicionales de las rocas al microscopio de luz polarizada. La clasificación de rocas volcánicas se hizo según Streckeisen (1979), las areniscas según Folk (1974) y las calizas de acuerdo a Folk (1962), mediante conteo de 300 puntos; los resultados se graficaron en los respectivos triángulos.

Con la información anterior se realizó una comparación con unidades aflorantes en la Cordillera Occidental, teniendo en cuenta los resultados publicados por Rodríguez *et al.* (2010, 2014), Zapata y Rodríguez (2012), Buchely *et al.* (2009) y Rodríguez y Arango (2013).

De los segmentos con predominio de vulcanitas, se escogieron en total diez (10) clastos de rocas volcánicas bajo el criterio que no estuvieran meteorizados o alterados, se les hizo análisis químico para óxidos mayores en los laboratorios del Servicio Geológico Colombiano por el método de Absorción Atómica. El laboratorio tiene establecida la siguiente metodología:

- La muestra es triturada, homogenizada y pulverizada a malla -100
- Se pesa 0,1000 gr de muestra seca a 105 °C en un recipiente plástico
- Se agregan 4 ml de HF (ácido fluorhídrico) al 40%, se tapa y se deja reposar durante una noche.
- Se agregan 1,5 ml de HCl (ácido clorhídrico) concentrado y 0,5 ml de HNO₃ (ácido nítrico) concentrado, se tapa el recipiente plástico y se calienta al “baño maría” durante 1 hora a 80°C.
- Se bajan los recipientes del baño maría y se agregan 50 ml de solución de ácido bórico al 5% que contiene 2.000 ppm de Cs(Cesio)
- Se dejan los recipientes en reposo y se agitan cada 15 min durante 1 hora.
- Se lleva a Volumen de 100 ml y se leen por Absorción Atómica los diferentes elementos.

Los resultados químicos obtenidos en clastos volcánicos de la Formación Guineales fueron comparados con la litogegeoquímica de unidades de origen volcánico que afloran en el norte de la Cordillera Occidental de Colombia, mediante la definición de los campos en el diagrama TAS- (Le Bas *et al.*, 1986) y en el diagrama K₂O vs SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976); estos campos fueron delimitados con base en la distribución de los resultados químicos publicados para muestras del Arco de El Botón (Zapata y Rodríguez, 2012; Rodríguez y Zapata, 2013), del Complejo Santa Cecilia-La Equis (Buchely *et al.*, 2009; Rodríguez *et al.*, 2010; Rodríguez *et al.*, 2014) y para muestras de la Formación Barroso y las Diabásicas de San José de Urama (Rodríguez y Arango, 2013).

En los segmentos 6 debido a los abundantes clastos de vulcanitas, se identificaron probables fuentes de aporte volcánico. Se realizó concentración de minerales pesados mediante batea (cinco concentrados) de la matriz arenosa en diferentes capas de conglomerados. La separación física y montaje de los circones detriticos se realizó en los laboratorios del Servicio Geológico Colombiano, separando del concentrado de minerales pesados la no magnética, la cual por medio de la lupa binocular se logró identificar únicamente 40 circones detriticos, que fueron enviados al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

La metodología de datación de circones fue descrita por el laboratorio de la UNAM (CGEO) en el informe de resultados que incluye esta muestra, la cual se resume a continuación:

En los laboratorios del CGEO, los granos de circón fueron seleccionados cuidadosamente bajo un microscopio binocular, siendo montados en una cinta y posteriormente llevados a una probeta (un anillo plástico de 2,5 cm de diámetro) que se rellena de resina epoxíca (Struers Epofix), dejándose endurecer. El cilindro obtenido se desbasta por medio de papel lija (# 800, 1.500, y 3.000) hasta exponer una superficie lo más cercana posible a la mitad ecuatorial de los circones. Antes de los análisis *in situ* por ablación láser, las superficies pulidas de los granos de circón fueron fotografiadas en catodoluminiscencia (CL) por medio del empleo de un luminoscopio ELM-3R (Marshall, 1988). Las imágenes de CL y luz reflejada fueron obtenidas con el propósito de caracterizar la estructura interna de los circones y elegir los sitios potenciales para los análisis de U-Pb, observando el zonamiento relacionado a los cambios de composición química de los circones, para poder detectar posibles inclusiones, sobrecrecimientos metamórficos o herencias que cambiarían el sentido de la interpretación de los datos analíticos.

Una vez realizada la CL se procede a seleccionar los puntos más idóneos para el fechamiento, observando las imágenes de CL y la homogeneidad de los granos, teniendo en cuenta el tamaño del punto analítico que se empleará (en el caso del presente trabajo, 23 µm). En las secuencias analíticas se intercalan un estándar de vidrio (NIST 610), y dos estándares naturales de circón; uno primario (91500, Wiedenbeck *et al.*, 1995) y uno secundario Plésovice (Slama *et al.*, 2008) que sirve como control de calidad.

Los análisis isotópicos de U-Pb y concentraciones de los elementos traza (REE) en circones se obtuvieron por la técnica de ablación láser (LA-ICPMS) mediante la medición de estándares certificados (circones estándar 91500 y vidrio NIST SRM 610) cada cinco (5) mediciones en los circones de interés, con el fin de realizar corrección de masa y deriva instrumental. El control de lecturas en los circones 91500 son usados para recalcular las relaciones isotópicas mientras que el vidrio NIST se utiliza para calcular las concentraciones de U, Th, elementos traza y tierras raras.

El LEI cuenta con un sistema de ablación láser modelo Resolution M50 de la marca “Resonetics” compuesto por un láser LPX 220 tipo excímero de 193 nm de longitud de onda, que utiliza una mezcla de fluoruro de argón (ArF) para generar la pulsación. Este se encuentra acoplado a un espectrómetro de masas (ICP-MS) tipo cuadrupolo marca “Thermo X-Series”. El sistema fue recientemente descrito por (Solari *et al.*, 2010), quienes presentaron la metodología para los análisis isotópicos U(Th)-Pb en circones.

Previo a la medición isotópica, las muestras (probeta con circones) se limpian con HNO₃ 1M con la finalidad de eliminar o minimizar cualquier posible contaminación por la presencia de Pb común en la superficie de los granos. La ablación láser se realiza en una celda de nueva generación de doble volumen que puede alojar hasta cuatro probetas, una de las cuales tiene montados los estándares a utilizarse, y las otras tres las muestras. Los cristales de circón fueron ablacionados dentro de esta celda en una atmósfera de He, la cual proporciona una condición óptima para este proceso (Eggins *et al.*, 1998; Kosler and Sylvester, 2003). El haz del láser incide sobre la superficie del cristal en el punto previamente seleccionado, con una densidad de energía de ~6 J/cm² y a una tasa de repetición de 5 Hz creando un hoyo provocado por la volatilización de un área del circón (punto de análisis) de 23 µm de diámetro y de ~15 µm de profundidad para obtener un total de ~75-85 ng de masa ablacionada durante cada análisis. La ablación se lleva a cabo por 30 seg con el fin de minimizar la profundidad del hoyo de ablación y el fraccionamiento elemental. Posteriormente, el material ablacionado (vaporizado) es sacado de la celda de ablación y transportado al espectrómetro de masas en un flujo de He (700 ml/min) que se mezcla con N₂ (ca. 3 ml/min) y con Ar para ser analizado.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA

La Formación Guineales presenta una disposición estructural N10 a 23°W buzando entre 53 a 70°E, forma un monocinal con un espesor total de secuencia levantada

de 2.199,26 m (FIGURA 2). La unidad ha sido dividida en nueve segmentos de acuerdo al predominio litológico de los clastos que conforman los conglomerados. Está constituida por bancos gruesos de conglomerados clasto soportados, polimicticos, con regular a mala selección que están levemente imbricados. La composición de los clastos es de chert, areniscas, vulcanitas, calizas y esporádicas plutonitas de composición dioritoide, con escasas intercalaciones de areniscas conglomeráticas de composición litoarenitas en capas gruesas.

El levantamiento de la columna se realizó con un punto de inicio N:1'269.542 m, E:1'079.920 m y un punto final N:1'268.325 m y E:1'082.968 m en origen Magna Oeste. Desde la base de la columna hasta la parte superior del segmento 3, se aprecia una gradación inversa en la sucesión iniciando con conglomerados arenosos a conglomerados clasto soportados.

Segmento 1

Representa la base de la columna, el espesor del segmento es de 263,56 m de los cuales 134,5 m son cubiertos. Está compuesto por paquetes gruesos de conglomerados arenosos de color gris a marrón y areniscas conglomeráticas de color marrón en contactos ondulados. Los conglomerados están constituidos por guijarros de tamaños entre 2 y 5 cm, subangulosos a subredondeados de baja esfericidad de chert negro (entre 60 a 100%), sublitoarenitas (20%), vulcanitas (10%), y en menor cantidad clastos de loidolitas. La proporción clastos – matriz en los conglomerados desde la base hacia el techo del segmento varía con empaquetamientos flotantes en una matriz de arenisca de grano grueso a conglomerática de composición litoarenita, constituida por líticos sedimentarios, chert, cuarzo y moscovita, hasta empaquetamientos puntuales a completos de guijarros.

En la parte superior se presenta una capa gruesa de 10 m de arenisca color marrón de grano muy grueso a grava, de composición chertarenita con el 100% de clastos de chert.

Segmento 2

Muestra un espesor de 295,07 m donde solo se exponen 37 m de afloramiento; este segmento se caracteriza por una intercalación entre dos capas gruesas de conglomerados con una capa gruesa de arenisca. Las capas de conglomerado varían en espesor entre 12 a 18 m, en general son clasto soportados con pobre selección y están constituidos por guijarros de tamaño entre 2 y 6 cm. La composición de las partículas en la capa inferior

del segmento es de chert (80%), litoarenitas de grano fino (20%) y en menor proporción vulcanitas (<5%), en las capas superiores de este segmento se observa un cambio en el predominio de la composición de los clastos, pasando a contenidos de chert (40%) y mayor presencia de clastos de litoarenitas (70%). La matriz en las capa de los conglomerados puede alcanzar hasta el 20%, y está compuesta por una arenisca de tamaño de grano medio de composición litoarenita. La capa gruesa de arenisca tiene un espesor de 8 m; es de color marrón y está compuesta por granos de tamaños medio con esporádicos gránulos de tamaño guijo de chert (60%), cuarzo (25%), plagioclase (10%) y moscovita (<2%). Los contactos entre granos son puntuales a completos, presenta un contenido de matriz lodosa menor al 5%.

Segmento 3

Tiene un espesor de 286,03; se distingue por el predominio de intercalaciones de conglomerados clastos soportados con contactos erosivos dispuestos en capas muy gruesas (de 10 a 50 m) que se alternan con areniscas en capas muy gruesas de 10 a 15 m, onduladas no paralelas (FIGURA 3C). Las areniscas son de composición sublitoarenita con tamaños de grano grueso a conglomeráticas, están compuestas por líticos sedimentarios (85%), cuarzo (10%), y una matriz lodosa (5%). En la parte media del segmento las areniscas son de grano fino a medio y contienen restos de tallos, fragmentos de turba e impresiones de hojas (FIGURA 3E, F). Los conglomerados gradan de base a techo de matriz soportados a clasto soportados. Los clastos tienen tamaños desde 1 a 12 cm y están compuestos por litoarenitas y cuarzoarenitas (80%), chert (15%) y volcanoclastos (5%). En el interior de las capas de conglomerados se presentan lentes arenosos de formas irregulares, masivos de composición litoarenita.

Segmento 4

Este segmento tiene un espesor de 196,54 m. Hacia su base está constituido por conglomerados con predominio de clastos de vulcanitas, los cuales estaban ausentes o en bajas cantidades en los segmentos 1, 2 y 3 de la columna y pasan a ser dominantes con el 80%; el 20% restante lo conforman guijos y guijarros de sedimentitas arenosas. El contenido de matriz en los conglomerados es menor del 25% y está compuesta por una litoarenita de color marrón claro de tamaño arena media a muy gruesa, con mala selección. En la parte superior de este segmento el predominio de los clastos varía entre vulcanitas (30%) y calizas micríticas de color gris (60%), subordinado por clastos de litoarenitas (10%).

Segmento 5

Fue levantado en la quebrada Godó, con un espesor de 16,20 m (FIGURA 1). Su base está constituida por una capa gruesa de conglomerado clasto soportado que grada a matriz soportado con tamaños de cantes entre 5 y 15cm, de composición chert (65%), areniscas (30%) y vulcanitas (5%). Hacia la parte superior del segmento se observa una gradación normal de los conglomerados hacia areniscas de composición litoarenitas de grano grueso.

Segmento 6

Tiene un espesor de 251,51 m. En este segmento predominan las capas gruesas de 10 y 25 m de conglomerados. Hay mayor cantidad de clastos de composición volcánica (basaltos porfídicos y basaltos piroxénicos) hasta en un 60% de tamaños de canto mayores a 10 cm. Son frecuentes los lentes arenosos irregulares masivos de tamaño métrico. En la parte superior del segmento 6 hay un cambio transicional en el tipo de clastos que predomina, pasando de cantes volcánicos a cantes de litoarenitas.

Segmento 7

Su espesor es de 203,43 m. En este segmento se diferencian dos intervalos; el primero de ellos se describe hacia la base como una alternancia de capas gruesas de 10 m de conglomerados clasto soportados con predominio composicional de areniscas de tamaño guijarro entre 5 y 10 cm, con capas de lodolitas que tiene espesores de 5 a 13 m. Las lodolitas son de color gris oscuro, ligeramente conglomeráticas con guijos angulares de chert negro de 1 cm de diámetro y fragmentos centimétricos de turba. El intervalo superior comprende la parte media a superior del segmento, donde hay un predominio de capas muy gruesas hasta de 40 m de espesor de conglomerados clasto soportados con contactos ondulados. El predominio en la composición de los clastos varía de areniscas a calizas micríticas con tamaños guijarro a canto 5 a 10 cm de colores gris a marrones y en menor cantidad rojizas.

Segmento 8

Presenta un espesor de 435,89 m; este segmento se caracteriza por sus capas más gruesas de conglomerados de hasta 60m de espesor con contactos entre capas onduladas a transicionales. Está constituido por conglomerados clasto soportados con empaquetamientos completos a puntuales. Los clastos se encuentran dispuestos de manera errática con partículas que alcanzan tamaños desde cantes hasta bloques (30 cm), subangulares a subredondeados, de calizas micríticas

(60%), vulcanitas (20%), areniscas (15%) y chert (5%). La matriz está compuesta por arenisca gruesa a conglomerática de composición litoarenita. Hacia la parte media del segmento se observa una intercalación

de capas de conglomerados que gradan a capas de litoarenitas de tamaño arena gruesa, además hacia la parte superior el predominio de partícula en los conglomerados varía de calizas a vulcanitas.

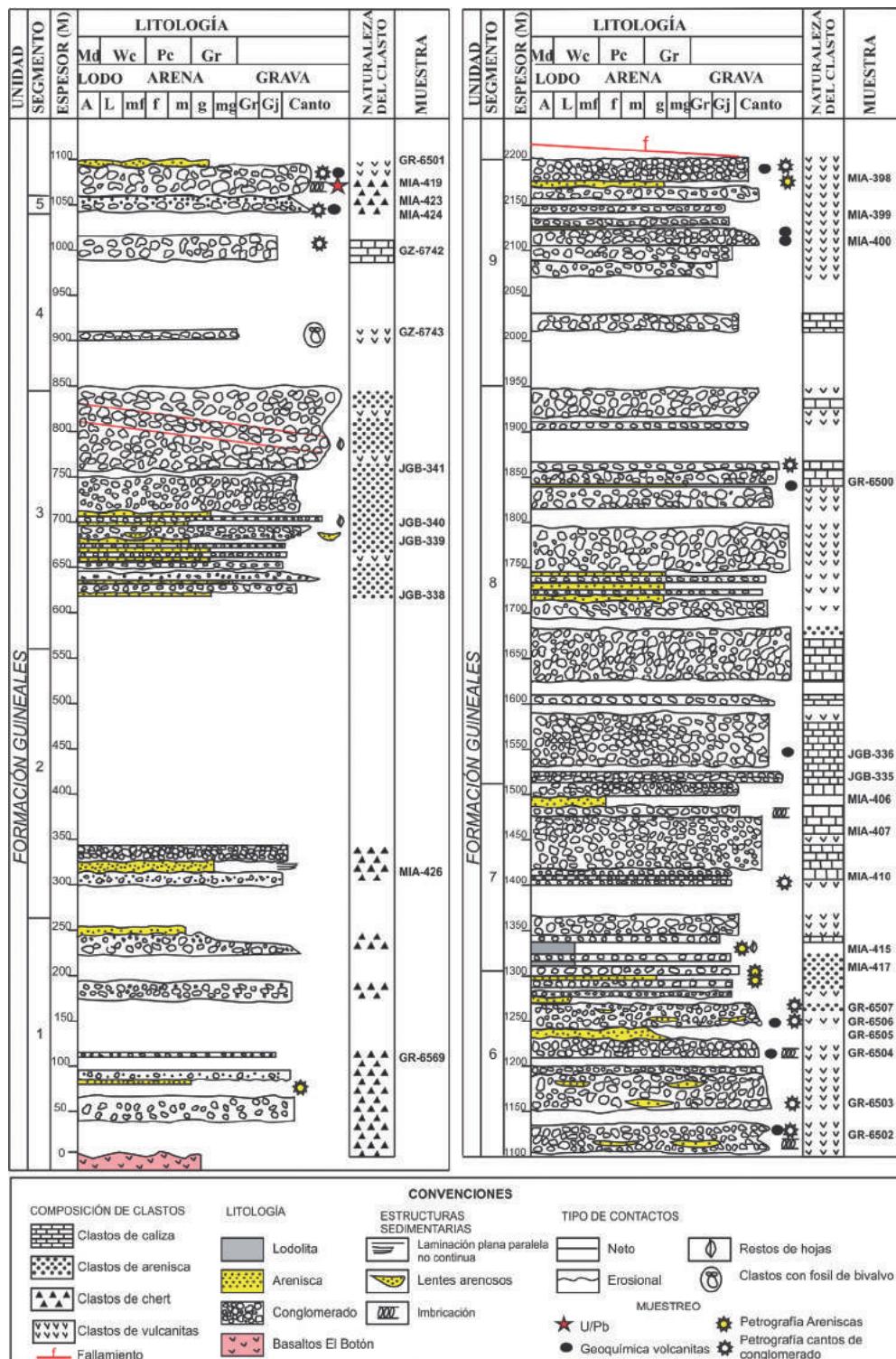


FIGURA 2. Columna estratigráfica de la Formación Guineales levantada en la vía Dabeiba – Mutatá (sección tipo).



FIGURA 3. Aspectos sedimentológicos a escala macroscópica de la Formación Guineales. A. Intercalaciones de capas de areniscas con capas de conglomerados que contienen lentes arenosos (en amarillo) (segmento 6 Quebrada Godó). B. Contacto gradacional normal de areniscas a conglomerados. Quebrada Godó (segmento 5). C. Contacto neto entre capas de arenita y conglomerado (segmento 3, estación JGB-340). D. Aspecto general de los conglomerados polimicticos matriz-soportados con pobre selección. E. Lodolitas grises con guijos de chert y fragmentos de turba (segmento 3, JGB-340). F. Acumulación de restos de hojas carbonizadas en capas de sublitoarenitas. (segmento 3, JGB-341).

Segmento 9

Este último intervalo tiene un espesor de 251,03 m. Comienza a partir de un cubierto de 65m, predominan las capas gruesas de 15 a 20 m de conglomerados clasto

soportados con contactos entre las capas ondulosos. Los clastos tienen tamaños guijarros a cantos, son subangulares a subredondeados y corresponden predominantemente a basaltos porfídicos (75%) compuestos por fenocristales de piroxenos y plagioclase y una matriz afanítica de

color verde a gris. Clastos de calizas (20%) en guijarros subredondeados y chert (5%). El segmento presenta intercalaciones menores de capas gruesas de 5 m de areniscas color marrón, de composición litoarenita con abundancia de líticos volcánicos.

Descripción microscópica

La descripción microscópica de la Formación Guineales se restringe a cinco (5) muestras petrográficas de las

capas de areniscas y lodolitas que se intercalan con las capas de conglomerados que predominan en la unidad. En la TABLA 1 se resumen los resultados de los análisis petrográficos y en la FIGURA 2 se muestra su ubicación en la columna estratigráfica.

Las muestras se clasifican como wacas líticas y litoarenitas con predominio de granos líticos de chert y subordinados granos de vulcanitas y lodolitas.

TABLA 1. Clasificación petrográfica de areniscas de la Formación Guineales.

IGM	Qtz	Pl	Kfs	Cpx	Hbl	Bt	Op	Zrn	Ep	MATRIZ	CEMENTO	FR	OTROS	CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	
900611	32	2		2,5		1	TR	0,5	1,5	17		2	41	WACA LÍTICA	
900612	44,5	1,5	2,5			TR			5	19,5		TR	27,5	tr	WACA LÍTICA RICA EN CHERT
900613	34	1,5					1,5			3	18		TR	42	LITOARENITA
900614	49	2,5				5,5	TR		6,5	10		TR	25,5	1	LITOARENITA RICA EN CHERT
900622	4,6						TR					13,7	81,7		CHERT ARENITA

Los granos de chert son generalmente angulares de tamaño entre limo y guijo fino de color rojizo a marrón, constituidos por sílice microcristalina a criptocristalina, algunos de ellos con presencia de esferulitos llenos de calcedonia con textura fibrosa radial y bioclastos de foraminíferos de tamaño 0,1 a 0,2mm, de forma globosa con su molde interno lleno de opacos o calcedonia y los bordes reemplazados por esparita. Los líticos volcánicos corresponden a fragmentos angulares de andesitas con textura microlítica hialocristalina constituidas por una matriz vítreo de color pardo a gris, con microlitos euhedrales de plagioclasa. Son frecuentes y abundantes los granos de cuarzo de tamaño limo a arena muy gruesa, generalmente en cantidades entre 32% y 49%, monocrystalinos, en menor proporción (<3%) se presenta plagioclasa y escasos feldespatos alcalinos,

piroxeno, hornblenda, biotita y opacos que pueden o no estar presentes.

En algunas wacas y litoarenitas (MIA-398-4 y MIA-415-52) se presentan líticos de lodolitas en granos de color marrón con tamaño entre 0,3 a 1mm, subangulares y ocasionalmente granos líticos de arcillolitas y cuarzoarenitas. La matriz de las wacas líticas y de algunas litoarenitas (FIGURA 4) corresponde a material lodoso o arcilloso, de color pardo y finas láminas de sericita de tamaño limo, se presenta rodeando los terrígenos. La muestra GR-6569 que corresponde a una chert arenisca ligeramente conglomerática presenta cemento calcáreo que rellena los espacios intersticiales entre los granos de chert (FIGURA 4B).

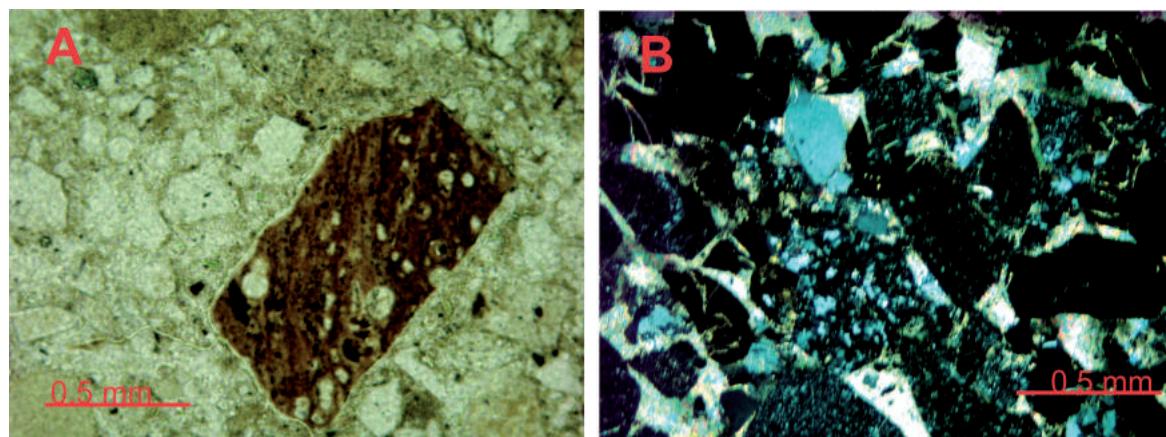


FIGURA 4. A. MIA-417-52C. Litoarenita. Lítico subangular de chert con oolitos de calcedonia, cuarzo, envuelto en una matriz arcillosa de color marrón. B. GR-6569. Chert arenita. Roca clástica compuesta por fragmentos líticos de tamaño arena a guijo fino, principalmente de chert y subordinados litoarenitas, con cemento intergranular cálcico.

ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Para definir probables unidades de aporte de los conglomerados de la Formación Guineales se realizó un trabajo de análisis de procedencia multi-método, teniendo en cuenta la gran variedad litológica de los clastos, las probables unidades de aporte y las limitaciones de cada método para determinar unidades fuentes de diferente litología y ambiente. Este estudio combina la geoquímica de clastos volcánicos y su comparación con los campos geoquímicos de unidades volcánicas que afloran en el norte de la Cordillera Occidental de Colombia, además, complementa estos resultados con análisis petrográficos de clastos de vulcanitas, calizas y areniscas. Así mismo, compara el registro fósil de las calizas y la composición de las areniscas con las de unidades sedimentarias que afloran en el norte de la Cordillera Occidental. Por último, se hizo muestreo y análisis preliminar de procedencia de circones en un segmento de la columna.

Procedencia de clastos de vulcanitas

En el sector norte de la Cordillera Occidental afloran cuatro unidades de vulcanitas que pudieron aportar sedimentos detríticos a la unidad, las cuales tienen características litogegeoquímicas particulares que permiten por comparación de los resultados obtenidos en algunos clastos, determinar de manera indirecta y preliminar (debido al limitado número de muestras analizadas), algunas unidades fuente. La firma geoquímica de las unidades volcánicas ha sido descrita recientemente por Zapata y Rodríguez (2012), Rodríguez y Zapata (2012), Rodríguez *et al.* (2010), Buchely *et al.* (2009) y Rodríguez y Arango (2013), para las Diabasas de San

José de Urama, las vulcanitas de arco de la Formación Barroso, el Complejo Santa Cecilia – La Equis y los Basaltos y plutones del Arco de El Botón.

Las Diabasas de San José de Urama corresponden a basaltos de la serie toleítica, con bajo contenido de K y afines con un ambiente T-MORB, generadas posiblemente en un Plateau oceánico con una edad probable en el límite Jurásico – Cretácico temprano (?) (Rodríguez y Arango, 2013). El Complejo Santa Cecilia – La Equis está constituido por lavas basálticas y andesíticas, rocas piroclásticas de la serie calcoalcalina, con contenido medio de K y subordinadas algunas rocas de la serie toleítica de edad Eoceno temprano, generadas en un arco (Buchely *et al.*, 2009; Rodríguez *et al.*, 2010); las vulcanitas de la Formación Barroso corresponden a rocas subalcalinas de la serie toleítica y la serie calcoalcalina bajas en contenido de K, generadas en un arco durante el límite Cretácico inferior – Cretácico superior (Rodríguez y Arango, 2013) y por último se presenta el Basalto de El Botón que corresponde a series shoshoníticas Enriquecidas en K de edad Mioceno medio - Mioceno tardío (9 a 12 Ma), que según Zapata y Rodríguez (2012), se generaron en un arco de margen continental. En la TABLA 2 se muestran los resultados geoquímicos de los clastos volcánicos de la Formación Guineales.

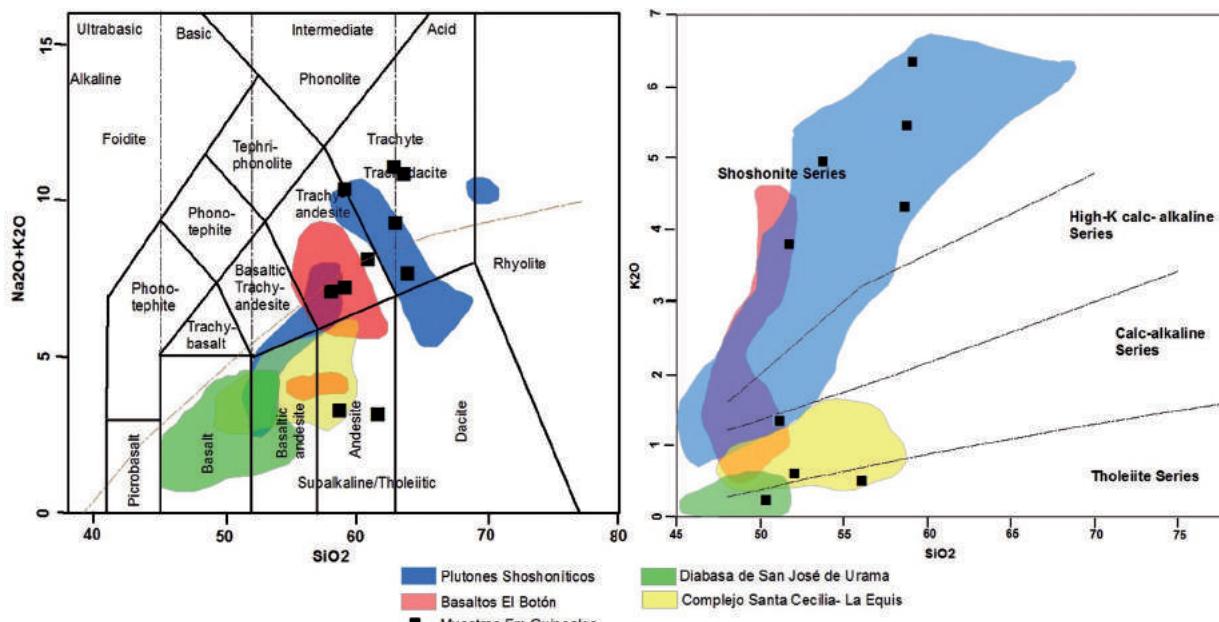
Las FIGURAS 5A y B (diagrama TAS y diagrama de $K_2O - SiO_2$ de Peccerillo and Taylor, 1976), muestran los campos que ocupan las muestras de unidades volcánicas aflorantes en el norte de la Cordillera Occidental y que son las probables unidades fuentes de clastos volcánicos encontrados en los conglomerados de la Formación Guineales.

TABLA 2. Resultados analíticos de óxidos mayores de los clastos de vulcanitas de los conglomerados de la Formación Guineales. (Expresados en wt%).

Muestra	Fe_2O_3	TiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	PPC	SUMA
900624	7,81	1,48	16,4	55	6,85	0,48	7,06	2,89	0,16	1,5	99,64
900625	8,77	1,72	15,5	51,9	4,24	4,79	6,15	3,3	0,19	2,98	99,59
900626	7,84	1,31	16,2	57,5	2,66	4,24	5,26	2,71	0,18	1,98	99,94
900627	6,23	0,97	15,2	57	2,25	7,43	4,67	1,88	0,12	3,76	99,54
900631	16,99	2,81	11,2	46,6	2,17	0,21	7,83	4,52	0,17	6,55	99,04
900632	10,74	1,18	12,9	49,5	2,18	0,57	10,6	7,13	0,18	4	99,04
900633	6,31	1,37	15,2	58	4,79	5,38	5,84	1,49	0,19	1,4	99,95
900634	10,58	1,73	15,2	50,1	2,42	3,67	9,16	3,7	0,18	2,45	99,13
900635	5,73	0,69	17	56,1	2,25	6,02	4,67	2,23	0,14	4,93	99,73
900639	11,63	1,68	10,9	45,6	4,34	1,23	9,48	3,72	0,25	9,5	98,28

En la FIGURA 5A, que corresponde al diagrama TAS, las muestras GR-6500B y GR-65001C grafican dentro del campo de andesitas subalcalinas, la muestra GR-6500B cae cerca del campo del Complejo Santa Cecilia – La Equis, mientras la muestra GR-65001C cae dentro de las rocas volcánicas de este campo; las demás muestras

(MIA-398-0, MIA-400-15, MIA-407-31, MIA-424-84, GR-6502B, GR-6504, GR-6506A y JGB-336) caen en el campo de los Basaltos de El Botón y en el campo de los plutones del Arco de El Botón, sugiriendo que las muestras provienen de la erosión de la unidad Basaltos de El Botón.



En el diagrama de K_2O – SiO_2 de Peccerillo and Taylor (1976) (FIGURA 5B), las muestras GR-6500B, GR-65001C y MIA-398-0 grafican dentro del campo de la serie toleítica, con contenido bajo en K y calcoalcalina con contenido medio de K. Las muestras GR-65001C y MIA-398-0 caen dentro del campo de las vulcanitas del Complejo Santa Cecilia – La Equis y la muestra GR-6500B está dentro del campo de las Diabasas de San José de Urama, cerca de la intersección de los campos de Basaltos de El Botón y el Complejo Santa Cecilia – La Equis. Las demás muestras (MIA-400-15, MIA-407-31, MIA-424-84, GR-6502B, GR-6504, GR-6506A y JGB-336) están dentro del campo de la serie shoshonítica y dentro de las áreas del Basalto de El Botón y los plutones de este arco. Petrográficamente, las muestras MIA-400-15, MIA-407-31, MIA-424-84, GR-6502B, GR-6504, GR-6506A y JGB-336 corresponden a basaltos porfiricos y tobas similares en textura y composición con las vulcanitas de este arco.

Comparando los datos de petrografía (TABLA 3) y litogeoquímica, las muestras del segmento 8 (GR6500B, GR-65001C) se clasifican como diabasas (FIGURA 6A

y B) y tienen afinidad con el campo de las Diabasas de San José de Urama (FIGURA 5B), mientras la muestra MIA-398-0 del segmento 9 corresponde a una toba lítico cristalina (FIGURA 6C) cercana al campo del Complejo Santa Cecilia – La Equis.

Los resultados geoquímicos de óxidos mayores (TABLA 2) y la petrografía (TABLA 3) de vulcanitas, sugieren que estos clastos presentes en los conglomerados de la Formación Guineales provienen de la erosión de la unidad Basalto de El Botón (siete muestras), en menor grado corresponden a la unidad Diabasas de San José de Urama (dos muestras) y una sola muestra podría corresponder al Complejo Santa Cecilia – La Equis o al arco cretácico que generó las rocas de la Formación Barroso (una muestra).

Los resultados químicos obtenidos en clastos de vulcanitas de la Formación Guineales indican que la edad de la Formación Guineales es más joven que la edad del Arco de El Botón (9 - 12 Ma), es decir, se depositó entre el Mioceno tardío y el Plioceno. De acuerdo a los resultados obtenidos, el mayor aporte de clastos

volcánicos provino de los Basaltos de El Botón, además, hubo aporte de clastos de las unidades volcánicas que afloran al oriente de la Formación Guineales (Diabasas

de San José de Urama) y probablemente de vulcanitas que afloran al occidente, como las del Complejo Santa Cecilia – La Equis.

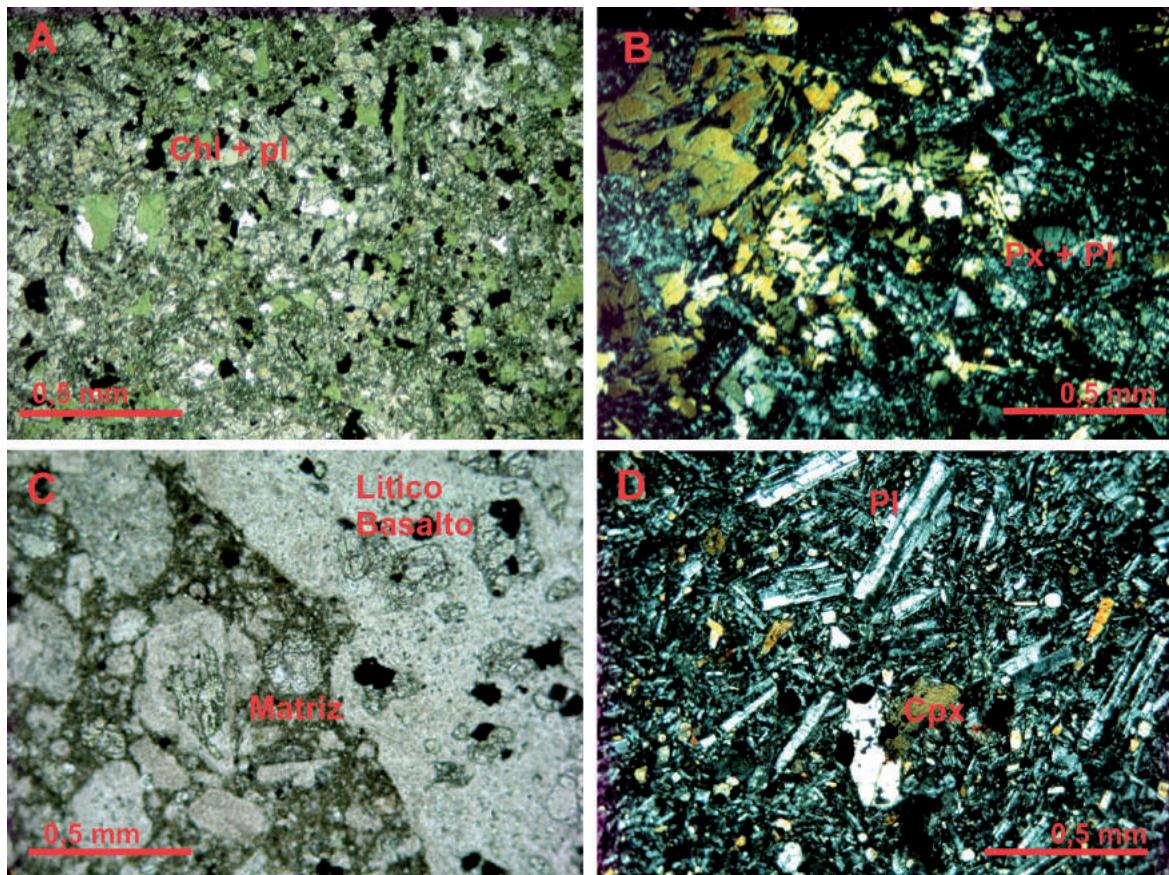


FIGURA 6. Aspecto microscópico de cantos volcánicos de la Formación Guineales. **A.** GR-6500B. Diabasa. Textura subofítica, amigdalas alteradas a palagonita y clorita. **B.** GR-6501C. Diabasa. Cristales poiquiliticos de piroxeno con textura ofítica e inclusiones de plagioclasa. **C.** MIA-398-0. Toba de líticos y cristales. Lítico de basalto con alteración a epidota, matriz microlítica de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. **D.** MIA-427. Basalto. Roca volcánica constituida por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno (Cpx) y opacos diseminados. Fenocrstales de plagioclasa (Pl). Abreviaturas (Siivola and Schmid, 2007).

TABLA 3. Clasificación petrográfica de clastos de vulcanitas de la Formación Guineales.

IGM	Pl	Ol	Cpx	Opx	Hbl	Chl	Op	Zr	Ttn	Ep	VIDRIO	MATRIZ	FR	OTROS	CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA
900624	32	16	2			5		1		5	15	22	2		TOBA DE LÍTICOS Y CRISTALES
900625	25	10		5	TR	1	TR	2		15	40				ANDESITA
900626	14	3	1		5	2			1	12	10	50		3	BASALTO CON URALITIZACIÓN
900627	13,6		5,64			0,5	TR				75,7		4,6		BASALTO PORFÍDICO
900628	47	2	15			6				5	25				BASALTO PORFÍDICO
900631	55,6		37,1			3,2						12,1			DIABASA
900632	57		38		X	TR		TR		X			5		DIABASA
900633	44,2		9,2							13,6	92				BASALTO TRAQUITOIDE
900634	43,7	1	22,1							12,9	64,7				BASALTO PORFÍDICO
900635	65	1	12,8			4,3				15,8		1,1			ANDESITA

Edad y Procedencia de circones detriticos

Se midieron edades U-Pb en circones de la muestra MIA-419-75 que corresponde a la matriz que soporta los clastos de litología volcánica en el segmento 6 (parte media de la columna estratigráfica). A partir del concentrado en batea fue posible la separación de 40 granos, un número que estadísticamente no es representativo para definir poblaciones de circones pero que si reflejan la edad de los detritos que se sedimentaron en la Formación Guineales.

La morfología de los granos de circón varía de subeuhedral prismáticos a redondeados, incoloros algunos con bordes de color pardo. Las imágenes de catodoluminiscencia evidencian que para algunos granos se presentan bordes oscuros que concuerdan con los granos que registran valores altos de U en ppm (FIGURA 7A, B), igualmente se observa desarrollo de zonamientos de aspecto ígneo con bordes lineales (FIGURA 7B, C) mientras que otros cristales presentan núcleos interrumpidos con zonas recristalizadas hacia los bordes. (FIGURA 7F).

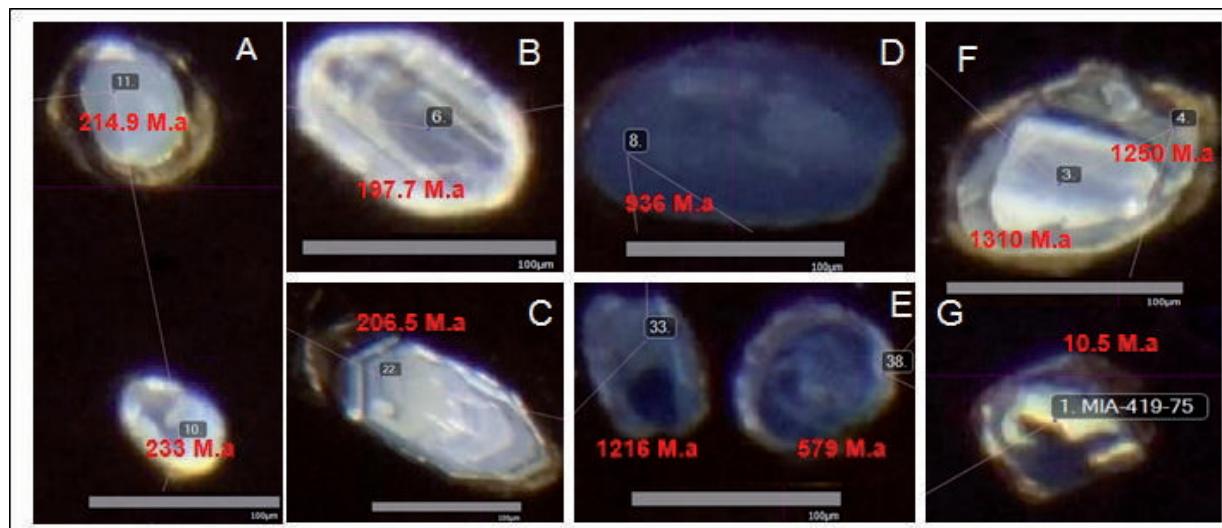


FIGURA 7. Imágenes de catodoluminiscencia de circones detriticos de la Formación Guineales. A. circones redondeados de edad Triásica, familia más representativa. B. y C. circones euhedrales con centros zonados de aspecto ígneo. D. y E. circones de tonalidades anómalas con mayores valores de U en ppm. F. Circón recristalizado. G. grano con bordes irregulares.

Los resultados de la datación U-Pb realizados por el método LA ICPMS (Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry) fueron analizados mediante los diagramas de concordia e histogramas generados en el software de Isoplot vers. 4.15 (Ludwig, 2008), utilizando la relación $[(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})-(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}]$ con error 2σ , donde inicialmente se aplicó un filtro y descarte de los granos de circones con discordancias mayores al 10% para las edades $>$ a 600 Ma y discordancias $>$ 20% para edades $<$ a 600 Ma ($n=3$) con el fin de ajustar y dar mayor confiabilidad al rango de edad (TABLA 4).

La mayoría de los circones se ajustan a la curva de concordia con algunos granos discordantes cerca de los 600 Ma. Los granos muestran edades que abarcan desde el Mioceno para un circón con una edad de 10,5 Ma ($n=1$); Cretácico 76,4 Ma ($n=1$); Jurásico temprano 197,7 Ma ($n=1$); Triásico medio siendo el intervalo de granos más representativo con un pico entre los 206,5 a los 287 Ma ($n=15$); otros de 479 a 480 Ma del Ordovícico temprano ($n=2$); Neoproterozoico

de 550 Ma ($n=4$); 648 Ma ($n=1$) y 936 Ma ($n=1$); y Mesoproterozoicos de edad Grenvilliana con intervalos entre 1.073 a 1.079 Ma ($n=3$), 1.216 a 1.250 Ma ($n=5$), otra edad de 1.357 Ma dada por ($n=1$), y el intervalo de 1.509 y 1.599 Ma ($n=2$), el cual se muestra acorde con la curva de concordia infiriendo claramente la presencia de este antiguo material en la deposición de la Formación Guineales. Los circones muestran relaciones Th-U (FIGURA 8) en promedio de 0,36 ppm, un solo circón de edad Miocena (10,5 Ma) presenta relaciones mayores de Th-U de 1,61 ppm.

Hoskin and Schaltegger (2003) presentan patrones que son característicos de las tierras raras para circones detriticos y que resultan comparables con el comportamiento de las REE de los circones que se muestran en la TABLA 5. Exhiben un trazo generalizado de pendiente positiva con un empobrecimiento de las LREE con valores menores o iguales a 1 del condrito de McDonough and Sun (1995) y un Enriquecimiento progresivo desde las MREE hacia las HREE (FIGURA 9). Los circones de edad de 197 Ma

(Zr 046), en la familia triásica 214,9 Ma (Zr 051) y 241,9 Ma (Zr 054) presentan un bajo fraccionamiento desde las tierras raras medias hacia las pesadas sugiriendo posiblemente que el circoón no tuvo una influencia

notable durante la diferenciación magmática u otra causa de este empobrecimiento puede ser la saturación y el fraccionamiento del granate generando patrones planos hacia las HREE (Hoskin and Schaltegger, 2003).

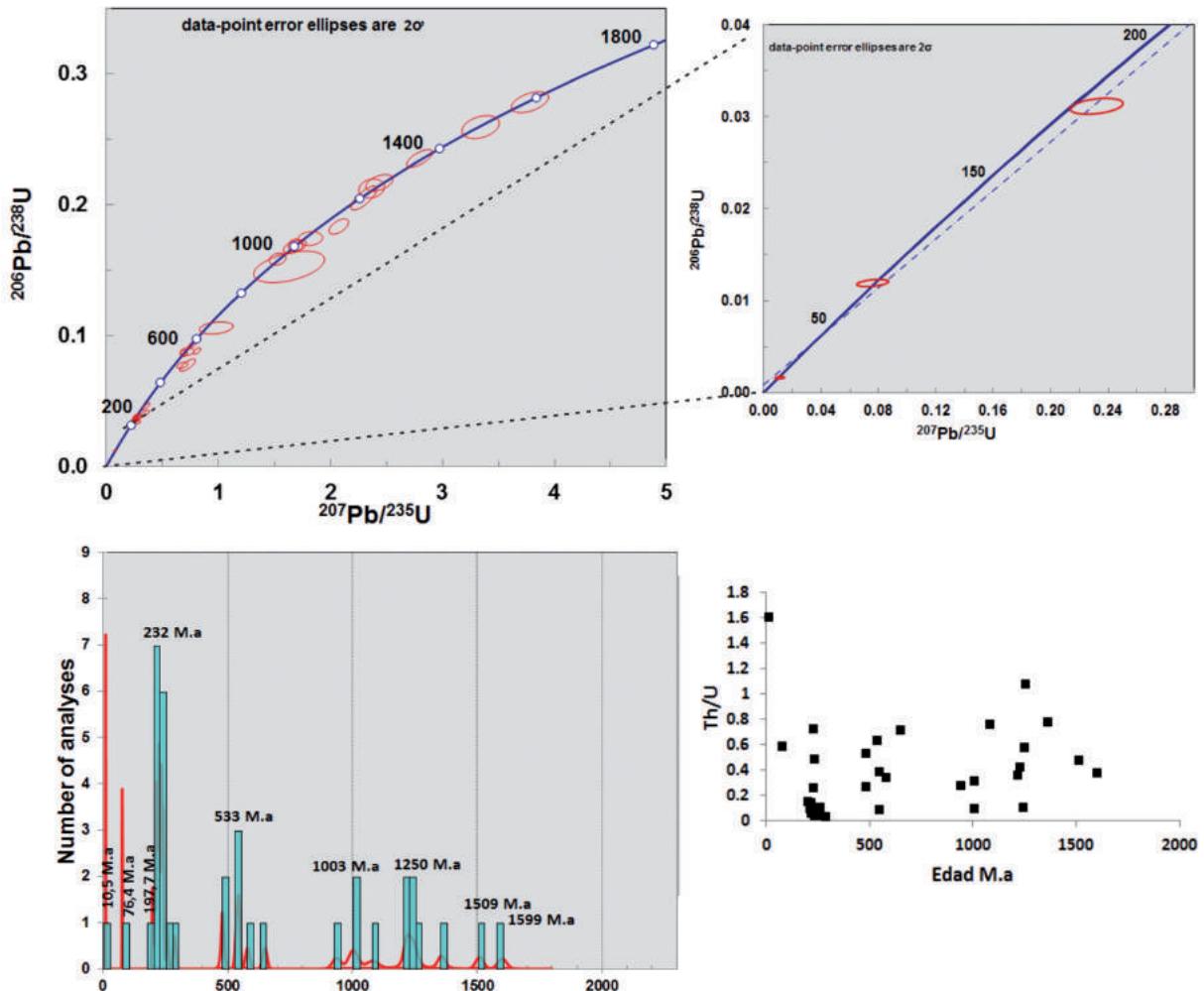


FIGURA 8. Diagramas de concordancia, histograma de distribución de edad relativa y relación Th-U de los circones detriticos de la Formación Guineales.

Dentro del intervalo del Ordovícico inferior se muestra una traza anómala del circoón 056 (480 Ma) que puede estar asociada a alteraciones del grano, Belousova *et al.* (2002) reportan altas concentraciones de REE para granos con procesos metamácticos. En general se presenta anomalía negativa del europio con un relación promedio de Eu/Eu* de 0,21 excepto para los circones 056 y 065 de edades de 480 Ma y 542 Ma, respectivamente, y una anomalía positiva de Ce con valores mayores para el circoón 041 de 10 Ma, con enriquecimiento de 469 ppm, esto debido probablemente a inclusiones de monacita y/o xenotima los cuales albergan altas concentraciones de Cerio. Las relaciones de $(\text{Lu}/\text{Gd})_N$ son de 31,76 y

$(\text{Sm}/\text{La})_N$ de 171, valores de itrio (Y) de 1110 ppm y de Hf de alrededor de 13.449 ppm.

Las edades Triásicas que predominan en circones detriticos de la muestra analizada para la Formación Guineales pueden representar un aporte de las rocas metamórficas asociadas a la Cordillera Central (Paragneis migmatítico de la Palmas, Neis augen de las Palmas (Martens *et al.*, 2014), Neis de Palmitas (Vinasco *et al.*, 2006) y Migmatita del neis de Las Palmas (Ordóñez-Carmona, 2001). Igualmente, edades del Neoproterozoico (550 Ma, 648 Ma y 936 Ma) y Mesoproterozoico (1.073, 1.079, 1.216, 1.250, 1.357,

1.509 a 1.599 Ma pueden inferir una contribución de material de basamento metamórfico precámbrico de la Cordillera Central.

La edad más reciente que arroja los circones de la muestra estudiada es del Mioceno (10,5 Ma) y concuerda

con el intervalo de edades que se presenta para el Arco del Botón entre 9 y 12 Ma (Zapata y Rodríguez, 2012). Teniendo en cuenta su posición tectónica y su afinidad en los análisis multi-método desarrollados en este estudio, puede significar aporte de esta unidad en la cuenca de la Formación Guineales.

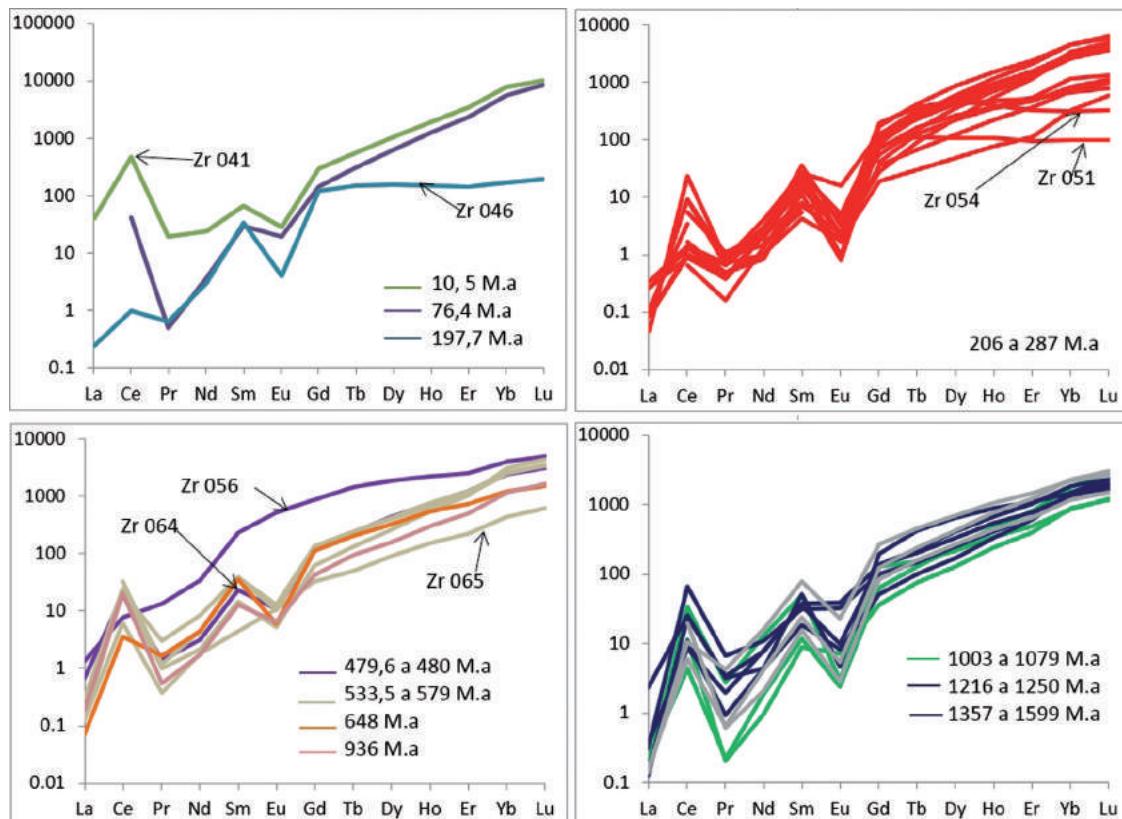


FIGURA 9. Diagramas de elementos traza normalizados a condrito (McDonough and Sun, 1995).

TABLA 4. Análisis geocronológico U-Pb circón detriticos de la muestra MIA-419-75 (coordenadas E: 1081398 m N: 1268980 m, Oeste)

IGM	Qtz	ALOQ.	ORTOQUI	OTROS	TEXTURA	CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA
900603	3	1	95	3 Poros	MUDSTONE	MICRITA
900604	1		98	2 peloides	MUDSTONE	MICRITA
900607	TR	6,6	93,4		MUDSTONE	MICRITA OOLITICA
900609		10,1	89,9		WACKSTONE	MICRITA FOSILIFERA
900610		15	85		WACKSTONE	BIOMICRITA RALA

La edad Cretácico de 76,4 Ma (n=1) en un circón, podría ser asociado a alguno de los pulsos del magmatismo cretácico que generó, por ejemplo, el Batolito Antioqueño; y por último el circón que reporta una edad Jurásico temprano 197,7 Ma (n=1) es más compleja de asociar a alguna unidad, pues los eventos jurásicos están menos definidos en la evolución de los Andes del Norte y corresponden a eventos magmáticos de arco

relacionados a cuatro pulsos (Leal, 2011), sin que se halla establecido las unidades jurásicas relacionadas a cada pulso magmático. Además, existen eventos de metamorfismo regional poco conocidos que apenas comienzan a salir en algunos trabajos o están previos a ser publicados, a los cuales se podría relacionar también este circón, por tal razón, un solo dato es difícil de asociar en estos momentos a una unidad en particular.

TABLA 5. Concentraciones de tierras raras (REE) de los circones detríticos de la muestra MIA-419-75.

IGM	ESTACIÓN	Qtz	Pl	Fk	Cpx	Hbl	Bt	Ms	Chl	Op	Zr	Ep	MATRIZ	CEMENTO	FR	Otros.	CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	
900608	GR-6501A			30,8										64,1	2,5		VULCANOARENITA	
900602	MIA-398-IB	39	3	2			TR	TR	TR	TR	3			24	22	1	LITOARENITA CON CEMENTO ESPARÍTICO	
900619	GR-6503A	8,5	31,4		TR							5,1			55			VULCANOARENITA
900620	GR-6505	60	10			1		1		2,1	TR		18,3		8			GRAUVACA FELDESPÁTICA
900621	GR-6507	30	TR					0,5	TR	0,5	1	60			5			LODOLITA ARENOSA

Consideraciones adicionales sobre probable procedencia de cantos de chert, calizas y areniscas

Se hizo análisis petrográfico a cinco (5) clastos de caliza, las cuales se clasifican como micritas, biomicritas y micritas oolíticas (TABLA 6). Las unidades que tienen calizas y afloran en la parte norte de la Cordillera Occidental, que podrían aportar clastos de calizas a la Formación Guineales, corresponden a la unidad Chert y Calizas de Nutibara de edad Cretácico tardío (Rodríguez *et al.*, 2010) y la unidad Sedimentitas de Cruces de Edad Eoceno (Rodríguez *et al.*, 2014). Mientras, los clastos de chert se asocian a la unidad Chert y calizas de Nutibara (Rodríguez *et al.*, 2010), única unidad con capas de chert en este sector de la Cordillera Occidental.

El registro fósil de la unidad Chert y Calizas de Nutibara corresponde a restos de foraminíferos, radiolarios, espículas reemplazadas por carbonato (?) y ostrácodos (?), reemplazados por calcita esparítica; predominan los fósiles de forma circular o discoidal con la concha delgada; el tamaño promedio de los restos fósiles es de 0,04 mm a 0,25 mm, con las caparazones reemplazadas por calcita en algunos casos fibrosa; ooides y peloides de forma circular, con estructura concéntrica o sin estructura a manera de calciesferas de tamaños generalmente menores a 0,16 mm, los cuales flotan en la matriz micrítica (Rodríguez *et al.*, 2010) (FIGURA 10C).

De otra parte, el registro fósil de las Sedimentitas de Cruces corresponde a *Globigerinatheka sp.* (?), *Planorotalites sp.* (?), *Nuttallides sp.* (?) *Eponides sp.* , *Cibicidoides sp.* (?), *Gyroidinoides* (?), *Uvigerina sp.* (?), *Lenticulina sp.* (?), *Bulimina sp.* (?) ,*Eponides sp.* ||(?), *Shiphonodosaria sp.* (?),*Eponides sp.* Y *Karreriella sp.* (Buchely *et al.*, 2009). En la FIGURA 10D se muestra una caliza típica con la fauna fósil que frecuentemente aparece en las Sedimentitas de Cruces.

Los cinco clastos de calizas de la Formación Guineales, a los cuales se les realizó sección delgada, tienen aloquímicos que corresponde a ooides y restos fósiles de foraminíferos, radiolarios, espículas reemplazadas por carbonato (?) y calciesferas reemplazados por calcita; predominan los fósiles de forma circular o discoidal con la concha delgada de espesor menor a 0,02 mm, reemplazadas las cámaras por calcita dentro de una matriz micrítica (FIGURA 10 A y B).

Al comparar la composición, texturas y registro fósil de los clastos de caliza de la Formación Guineales con la fauna fósil de las unidades Chert y Calizas de Nutibara y Sedimentitas de Cruces (descrita en Rodríguez *et al.*, 2014; Buchely *et al.*, 2009); se encuentra que tanto la litología como el registro fósil de los clastos de la Formación Guineales es comparable con las calizas de la unidad Chert y Calizas de Nutibara. No se encontró en estos cinco clastos registro fósil comparable a las calizas de las Sedimentitas de Cruces, sin que se pueda descartar con este número limitado de muestras la no existencia de aporte de calizas de las Sedimentitas de Cruces. Teniendo en cuenta que no se encontró un registro fósil guía que permita una asociación contundente con alguna unidad específica, se hace la relación por similitud de los fósiles y los tipos de caliza presentes en cada unidad.

Clastos de arenisca: para un primer acercamiento a las probables unidades fuentes o procedencia de clastos de areniscas, se analizaron cuatro secciones delgadas, cuyos resultados petrográficos se resumen en la TABLA 7 y se muestran en las FIGURA 11 y 12. Se debe tener en cuenta que es un número limitado de muestras que aportan información preliminar sobre probables unidades fuente de los clastos de areniscas de la Formación Guineales.

TABLA 6. Clasificación petrográfica de clastos de calizas dentro de la Formación Guineales.

Muestra	RELACIONES ISOTÓPICAS												EDADES CORREGIDAS (Ma)									
	MIA-419-75	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	207Pb/ 206Pb	±2s abs	207Pb/ 238U	±2s abs	206Pb/ 238U	±2s abs	Rho	208Pb/ 232Th	±2s abs	%Discordia	Error %	206Pb/ 238U	±2s	207Pb/ 235U	±2s	207Pb/ 206Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s
Zr042	197,8	77,8	0,39	0,096	0,0045	1,797	0,092	0,1384	0,0032	0,61	0,0436	0,0058	24,8%	3,1%	836	18	1043	33	1545	48	1545,0	48
Zr043	9,12	6,4	0,7	0,085	0,014	1,86	0,29	0,1528	0,0098	0,08	0,0516	0,0088	15,6%	18,3%	926	58	1070	110	1310	240	1310,0	240
Zr070	278	148	0,53	0,07	0,0096	0,111	0,015	0,0116	0,0004	0,13	0,0339	0,0006	43,8%	3,6%	74,4	2,7	107	14	960	150	74,4	3
Zr041	1730	2788	1,61	0,047	0,011	0,0113	0,0027	0,0016	9E-05	0,22	0,0005	7E-05	8,8%	5,2%	10,48	0,55	11,4	2,7	510	290	10,5	1
Zr072	540	320	0,59	0,046	0,005	0,0759	0,0091	0,0119	0,0003	0,4	0,004	0,0006	-2,9%	2,6%	76,4	2	74,2	8,5	252	67	76,4	2
Zr046	225,7	36,12	0,16	0,054	0,0039	0,232	0,015	0,0311	0,0007	0,35	0,0123	0,0019	6,7%	2,2%	197,7	4,4	211	13	410	120	197,7	4
Zr062	578	58,1	0,1	0,053	0,0027	0,234	0,011	0,0326	0,0007	0,47	0,0101	0,0015	4,6%	2,2%	206,5	4,5	216	10	344	53	206,5	5
Zr061	2300	339	0,15	0,052	0,0016	0,2372	0,0073	0,0336	0,0006	0,58	0,0112	0,0014	1,4%	1,8%	213,2	3,8	216,1	6	273	45	213,2	4
Zr051	142,5	18,24	0,13	0,058	0,0043	0,271	0,021	0,0339	0,0009	0,11	0,0124	0,0017	13,1%	2,6%	214,9	5,6	243	17	587	83	214,9	6
Zr075	341	23,8	0,07	0,052	0,003	0,244	0,014	0,0342	0,0007	0,05	0,0101	0,0017	1,9%	2,0%	216,8	4,3	221	11	355	77	216,8	4
Zr074	213,5	155	0,73	0,055	0,004	0,259	0,015	0,0352	0,001	0,48	0,0102	0,0014	5,0%	2,7%	222,8	6,1	234	12	410	110	222,8	6
Zr057	344,4	92,7	0,27	0,052	0,0045	0,255	0,022	0,0353	0,0007	0,02	0,0106	0,0015	3,0%	2,0%	223,3	4,5	230	18	303	85	223,3	5
Zr063	431	46,2	0,11	0,051	0,0022	0,251	0,01	0,0354	0,0008	0,09	0,0115	0,0017	1,4%	2,2%	224,4	4,9	227,5	8,2	289	69	224,4	5
Zr066	427	22,31	0,05	0,055	0,0041	0,274	0,017	0,0358	0,0009	0,4	0,0193	0,0043	7,5%	3,2%	228,8	7,3	246	13	520	140	228,8	7
Zr050	240	118	0,49	0,051	0,0033	0,263	0,017	0,0369	0,0008	0,31	0,0114	0,0015	1,2%	2,0%	233,3	4,7	236	14	333	71	233,3	5
Zr058	265,5	14,6	0,05	0,051	0,0034	0,262	0,018	0,0371	0,0008	0,17	0,0165	0,003	0,1%	2,2%	234,8	5,1	235	14	299	73	234,8	5
Zr059	605	59,6	0,1	0,052	0,0022	0,265	0,013	0,0374	0,001	0,18	0,0135	0,0021	1,1%	2,5%	236,4	5,9	239	10	314	69	236,4	6
Zr055	517	26,7	0,05	0,053	0,0044	0,276	0,023	0,0381	0,0008	0,02	0,0157	0,0039	2,4%	2,0%	241,1	4,8	247	18	348	91	241,1	5
Zr054	443	25,4	0,06	0,054	0,0043	0,282	0,023	0,0382	0,0009	0,07	0,0159	0,0029	4,2%	2,2%	241,9	5,3	252	18	348	81	241,9	5
Zr079	475	51,6	0,11	0,062	0,0037	0,347	0,024	0,0406	0,0013	0,66	0,0381	0,0064	18,0%	3,2%	256,8	8,2	303	18	678	83	256,8	8
Zr067	666	28,9	0,04	0,057	0,0026	0,351	0,023	0,0456	0,0018	0,84	0,0268	0,0045	8,0%	3,8%	287	11	310	19	537	52	287,0	11
Zr064	211,2	113,5	0,54	0,064	0,0033	0,677	0,032	0,0772	0,0016	0,44	0,0256	0,0034	9,3%	2,0%	479,6	9,6	524	20	738	64	479,6	10
Zr056	349,3	96,7	0,28	0,069	0,0033	0,724	0,046	0,0773	0,0031	0,76	0,0119	0,0021	14,8%	4,0%	480	19	551	27	881	36	480,0	19
Zr047	267	170	0,64	0,058	0,0017	0,689	0,021	0,0863	0,0016	0,12	0,0261	0,0033	-0,3%	1,8%	533,5	9,6	532	13	539	38	533,5	10
Zr065	224	87,4	0,39	0,06	0,0034	0,723	0,04	0,0878	0,0019	0,07	0,0273	0,0035	1,7%	2,0%	542	11	551	23	549	61	542,0	11
Zr045	3010	286,3	0,1	0,067	0,0017	0,808	0,021	0,0881	0,0017	0,64	0,0267	0,0034	10,5%	1,8%	544	10	601	12	841	30	544,0	10
Zr078	738	257	0,35	0,061	0,0019	0,777	0,033	0,094	0,0028	0,86	0,0302	0,0039	0,7%	2,9%	579	17	583	19	641	40	579,0	17
Zr077	38,13	27,38	0,72	0,067	0,0073	0,98	0,1	0,1057	0,003	0,28	0,0341	0,0047	9,4%	2,6%	648	0	709	52	880	100	648,0	17
Zr048	280	80,5	0,29	0,07	0,0023	1,527	0,05	0,1584	0,003	0,24	0,0479	0,0061	-0,5%	3,5%	948	16	943	21	936	33	936,0	33
Zr049	498	52,2	0,1	0,073	0,0019	1,688	0,044	0,169	0,003	0,1	0,052	0,0066	-0,3%	3,4%	1007	17	1004	17	1003	34	1003,0	34
Zr060	102,9	32,6	0,32	0,073	0,0032	1,681	0,068	0,1678	0,0033	0,49	0,0481	0,0062	-0,1%	4,5%	1000	18	999	26	1003	45	1003,0	45
Zr071	101,7	78,1	0,77	0,075	0,0029	1,819	0,073	0,174	0,0035	0,12	0,0509	0,0065	1,6%	4,4%	1034	19	1051	27	1079	48	1079,0	48
Zr073	432	158	0,37	0,081	0,0023	2,298	0,076	0,2051	0,0061	0,77	0,0603	0,0077	0,7%	2,2%	1202	33	1211	24	1216	22	1216,0	22
Zr053	85	36,7	0,43	0,08	0,0027	2,366	0,076	0,2124	0,0048	0,16	0,0645	0,0084	-0,7%	3,7%	1241	26	1232	23	1223	45	1223,0	45
Zr069	535	61,8	0,12	0,082	0,0023	2,075	0,058	0,1832	0,0039	0,57	0,0562	0,0074	5,3%	2,7%	1084	21	1141	19	1239	33	1239,0	33
Zr052	138,6	80,5	0,58	0,081	0,0028	2,435	0,081	0,2167	0,0042	0,46	0,064	0,0082	-0,9%	2,9%	1264	22	1252	24	1246	36	1246,0	36
Zr044	17,3	18,8	1,09	0,077	0,009	1,63	0,21	0,1525	0,008	0,46	0,0435	0,0065	5,7%	14,4%	915	45	967	82	1250	180	1250,0	180
Zr080	177,3	139,5	0,79	0,087	0,0025	2,796	0,077	0,2354	0,0044	0,68	0,0712	0,009	-0,7%	2,2%	1363	23	1354	21	1357	30	1357,0	30
Zr068	130,9	63,2	0,48	0,094	0,0028	3,34	0,11	0,2593	0,0058	0,34	0,0744	0,0095	0,4%	2,1%	1486	29	1492	25	1509	31	1509,0	31
Zr076	236	91,5	0,39	0,099	0,0027	3,78	0,11	0,2784	0,0053	0,49	0,079	0,01	0,3%	2,3%	1583	27	1588	23	1599	36	1599,0	36

1: U y Th concentraciones are calculated employing an external standard zircon as in Paton *et al.*, 2010, Geochimistry, Geosystems, Geophysics, Geosystems, **Filter**2: 2 sigma uncertainties propagated according to Paton *et al.*, 2010, Geochimistry, Geosystems, Geophysics, Geosystems, **Disc >10% para edades >600 Ma**Analyzed spots were 23 micrometers, using an analytical protocol modified from Solari *et al.*, 2012, Geostandards Geoanalytical Research, **Disc >20% para edades <600 Ma**

Data measured employing a Thermo Xseries QICPMs coupled to a Resonetics, Resolution M050 excimer laser workstation.

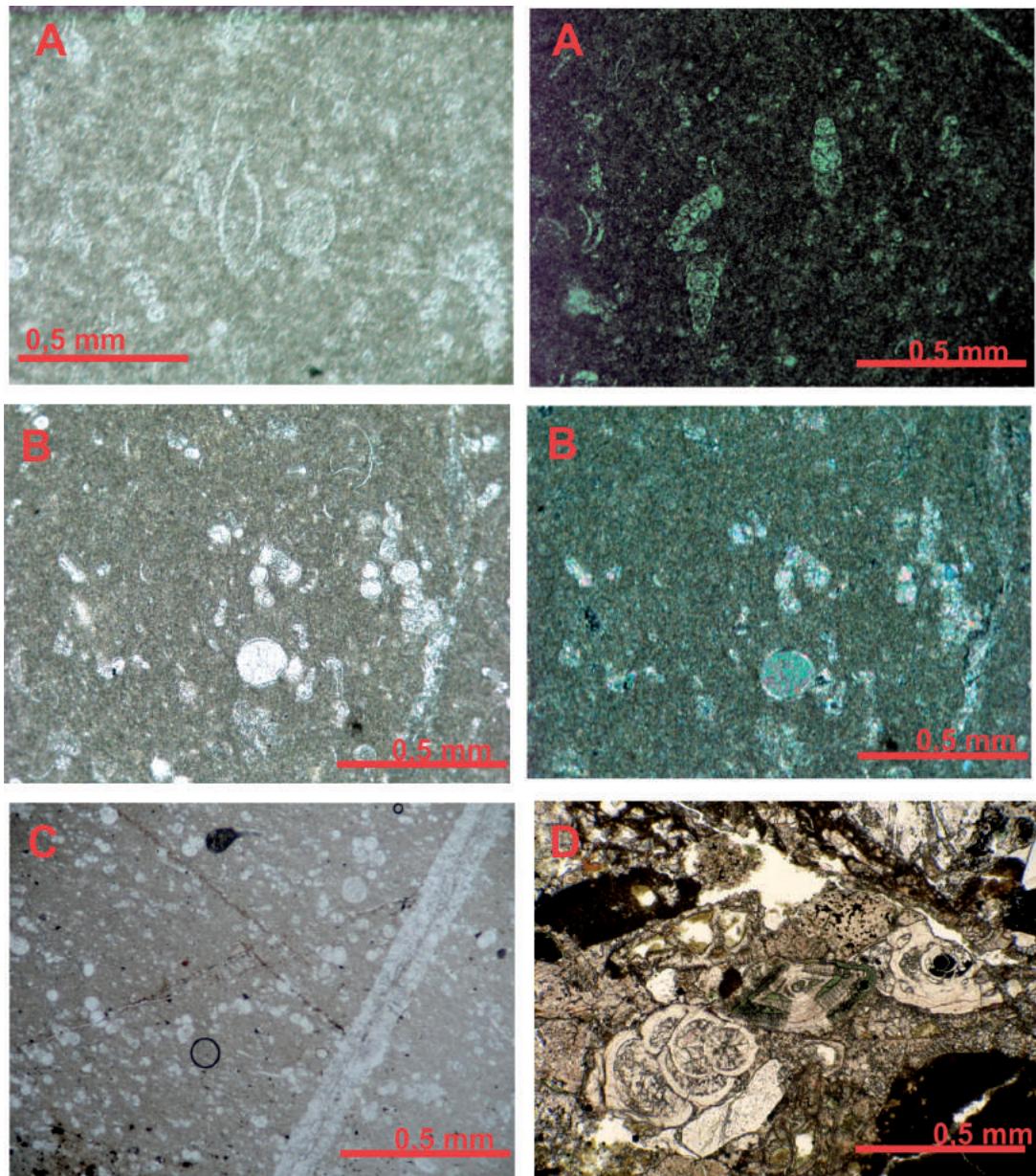


FIGURA 10. Aspecto microscópico de calizas de diferentes unidades en la parte norte de la Cordillera Occidental. **A.** y **B.** Clastos de caliza de la Formación Guineales. **C.** Calizas de la unidad Chert y Calizas de Nutibara (Tomada de Rodríguez *et al.*, 2010). **D.** Aspecto microscópico y fauna de foraminíferos de la unidad Sedimentitas de Cruces (Rodríguez *et al.*, 2014).

Las unidades que podrían aportar clastos de areniscas a la Formación Guineales corresponden a las Sedimentitas de Cruces y a las Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao. Las Sedimentitas de Cruces están constituidas por sublitoarenitas y litoarenitas con fragmentos de cuarzo, feldespato, micas, opacos, circón, epidota y líticos de rocas sedimentarias y volcánicas; intercaladas con biomicritas con textura wackestone, bioesparitas arenosas con textura grainstone y lodolitas arenosas calcáreas. La unidad Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao esta compuesta por arcosas, arcosas líticas,

grawacas, limolitas y lodolitas silíceas.

La clasificación petrográfica, de los cuatro clastos de areniscas de la Formación Guineales, se grafica y compara en el triángulo de Folk (1974), con el campo definido a partir del análisis petrográficos de 30 areniscas de la unidad Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao, descritas en Rodríguez *et al.* (2014). Conjuntamente se grafican cuatro análisis petrográficos de areniscas de la unidad Sedimentitas de Cruces, tomadas del trabajo de Rodríguez *et al.* (2014) (FIGURA 9).

TABLA 7. Clasificación petrográfica de clastos de areniscas dentro de la Formación Guineales.

IGM	Qtz	Pl	Fps	Cpx	Hb	Bt	Ms	Chl	Op	Zr	Ep	MATRIZ	CEMENTO	FR	Otros.	CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA
GR-6501A	2,6	30,8											64,1	2,5		VULCANOARENITA
MIA-398-IB	39	3	2			TR	TR	TR	TR	3			24	22	1	LITOARENITA CON CEMENTO ESPARÍTICO
GR-6503A	8,5	31,4		TR							5,1			55		VULCANOARENITA
GR-6505	60	9,6			1		1		2,1	TR		18,3		8		GRAUVACA FELDESPÁTICA
GR-6507	30	TR					0,5	TR	0,5	1	60			5		LODOLITA ARENOSA

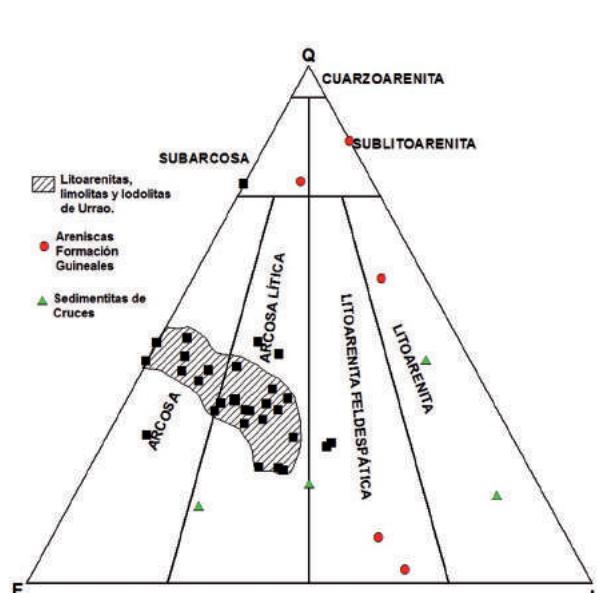
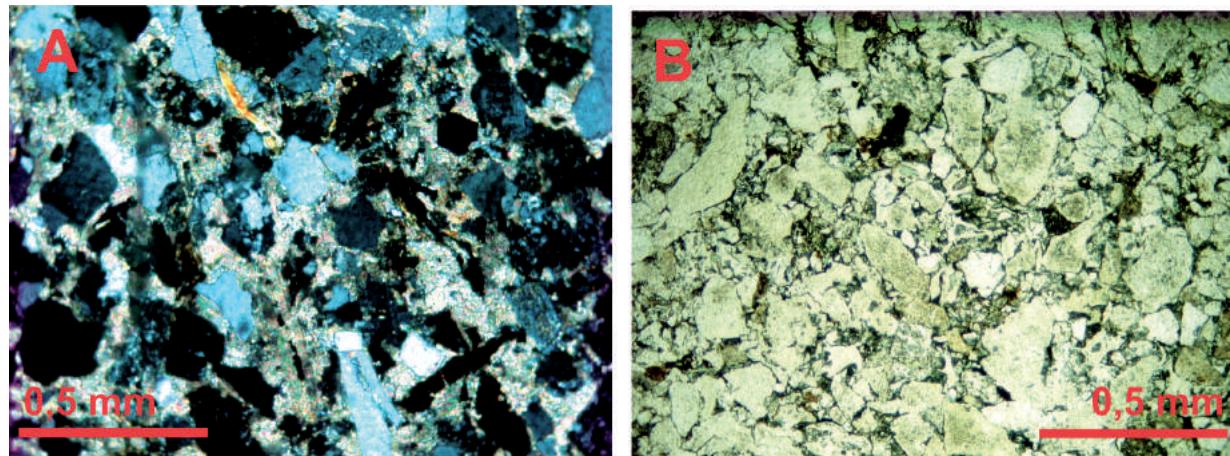


FIGURA 12. Triángulo de clasificación de areniscas de Folk (1974). En negro el campo composicional de la unidad Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao, en verde muestras de areniscas de la unidad Sedimentitas de Cruces y en rojo muestras de clastos de areniscas de la Formación Guineales.

En la FIGURA 12 se muestra que ningún clasto de arenisca analizado de la Formación Guineales cae dentro del campo composicional de las arenas de la unidad Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao, pero no se puede asegurar que corresponden a arenas de la unidad Sedimentitas de Cruces, aunque muestren una mejor correlación composicional con esta unidad. Los pocos análisis petrográficos de clastos de arenas de la Formación Guineales son insuficientes para una mejor correlación litológica, unido al número reducido de análisis petrográficos de arenas de la unidad Sedimentitas de Cruces reportados en los trabajos de Rodríguez *et al.* (2014) y Buchely *et al.* (2009), que no permiten generar un campo composicional en el triángulo de Folk.

CONTACTOS, EDAD Y AMBIENTE

Los contactos de la Formación Guineales están cubiertos por depósitos de vertiente sobre la vía Dabeiba-Mutatá; la unidad reposa discordante sobre Basaltos de El Botón y al oriente cabalga el Basalto de El Botón sobre la parte superior de la Formación Guineales.

La edad de la Formación Guineales se obtiene de forma indirecta, de acuerdo a las relaciones estratigráficas se puede afirmar que la Formación Guineales es posterior a la unidad Basalto de El Botón con edades Ar-Ar entre 9 y 12 Ma (Zapata y Rodríguez, 2012), no siendo más vieja que el Mioceno tardío. Los resultados obtenidos con base en la química de clastos y en un círculo detrítico, indican que la unidad tuvo aporte de los Basaltos de El Botón.

Un análisis de palinomorfos en la muestra JGB-340, con presencia de restos de hojas, arrojó un kerógeno de origen continental que ha sufrido alteración térmica, con recobro muy pobre de palinomorfos mal preservados: *Psilatriletes*, *Deltaidiospora*, *Polyopodiisporites sp.* y esporas de hongos con muy amplia distribución estratigráfica, sin que se pueda determinar la edad de la Formación Guineales con palinomorfos en este trabajo.

Los paquetes de conglomerados clasto soportados, mediana a pobemente seleccionados con algo de matriz arenosa entre los clastos, indican un régimen de energía intermedio a alto con predominio de espesos paquetes de gravas. Los escasos niveles de arenas son producto de los períodos de baja energía, dentro de un sistema fluvial. Los materiales que conforman los conglomerados de la Formación Guineales se acumularon discordantes sobre vulcanitas del Basalto de El Botón, probablemente en un ambiente de abanicos aluviales y ríos trenzados, depositados en una zona de piedemonte en la cual drenaban los ríos en sentidos Este-Oeste y Oeste-Este, como lo sugiere el estudio de proveniencia de los cantos de naturaleza volcánica, con aporte de unidades litológicas que se encuentran al oriente y al occidente de la unidad.

La sedimentación se dio en la zona de colisión del Bloque Cañasgordas al oriente y el Bloque Chocó-Panamá al occidente; representa un evento de levantamiento, erosión y acumulación en un ambiente continental, donde ambos bloques estaban levantados por encima del nivel de sedimentación de la cuenca donde se acumuló la Formación Guineales.

CONCLUSIONES

La Formación Guineales había sido considerado en trabajos anteriores de edad Eoceno (Muñoz y Zapata., 1987; Rodríguez *et al.*, 2010; Buchely *et al.*, 2009), problema que surgió de la falta de una columna estratigráfica de la unidad cuando fue descrita por Botero (1936). Trabajos posteriores asumieron dentro de la Formación Guineales otras unidades y litologías

sedimentarias con presencia de microfósiles eocenos, como la unidad Sedimentitas de Cruces, que afloran en la misma zona de colisión de los Bloques Cañasgordas y Chocó-Panamá, en el sector de Dabeiba.-Antioquia y que reposa discordante sobre el Complejo Santa Cecilia – La Equis. El levantamiento de la columna estratigráfica permite concluir que estas dos unidades son de diferente composición, edad y origen y están descansando sobre rocas volcánicas diferentes.

Se consideró, hasta antes del presente trabajo, que el substrato de la Formación Guineales eran las vulcanitas del Complejo Santa Cecilia – La Equis, sin embargo, trabajos recientes han permitido separar una nueva unidad de rocas volcánicas en este sector de la Cordillera Occidental, denominada Basaltos de El Botón, con edades Ar-Ar entre 9 y 12 Ma (Zapata y Rodríguez, 2011; Rodríguez y Zapata, 2012) en donde reposa la Formación Guineales, indicando que la edad de la Formación Guineales es posterior a 9 Ma.

Los análisis de procedencia multi-método utilizado en este trabajo se presenta como un conjunto de métodos complementarios con resultados diferentes en cada uno de ellos, pero que en conjunto permiten sugerir algunas de las unidades de la Cordillera Occidental que aportaron clastos a los conglomerados de la Formación Guineales:

- Los análisis geoquímicos (óxidos mayores) adelantados en clastos volcánicos sugieren que el aporte de clastos volcánicos corresponde a las unidades Basaltos de El Botón, Diabásicas de San José de Urama y probablemente el Complejo Santa Cecilia –La Equis, información que unida a la descripción petrográfica de los clastos de vulcanitas, apoya algunos resultados, como es el caso de la unidad Diabásicas de San José de Urama, única unidad en este sector de la cordillera con diabásicas espilitizadas y que está en concordancia con los datos de petrografía específica de dos (2) clastos.
- La clasificación petrográfica de clastos de areniscas y la comparación con los campos de areniscas de las unidades Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao y Sedimentitas de Cruces, indica que ningún clasto analizado de la Formación Guineales cae dentro del campo composicional de las areniscas de la unidad Litoarenitas, Limolitas y Lodolitas de Urrao, pero tampoco se puede asegurar con certeza que corresponden a areniscas de la unidad Sedimentitas de Cruces, aunque muestren una mejor correlación composicional.

Los análisis de procedencia muestran, que si bien los clastos conglomeráticos presentan una proveniencia local de unidades circundantes de las unidades que afloran al este y al oeste de la Formación Guineales, los circones de la fracción matriz de un conglomerado del segmento 6 provienen del basamento metamórfico de la Cordillera Central.

Se esperaba que los resultados del análisis U-Pb en circones corroborara los resultados de la geoquímica y la petrografía de los clastos, pero los resultados muestran que el área fuente principal de los circones es el basamento metamórfico de la Cordillera Central y solo un circón presenta una edad de 10,5 Ma sugiere correspondencia con el magmatismo de los Basaltos de El Botón. Este comportamiento puede explicarse debido a la pobre cantidad de circones que pueden aportar unidades de composición basáltica

La proveniencia de circones del basamento de la Cordillera Central (Complejo Cajamarca) podría ser interpretada en dos sentidos: el primero es que los circones sean retrabajados de unidades sedimentarias anteriores que tuvieron aporte de la Cordillera Central y que afloran en la Cordillera Occidental, por ejemplo, la Formación Penderisco de edad Cretácico tardío o las Sedimentitas de Cruces del Eoceno; sin embargo no hay estudios de proveniencia de circones en estas dos unidades, por el contrario, en las sedimentitas del Complejo Quebradagrande se ha establecido la proveniencia de circones detriticos del basamento de la Cordillera Central (Pardo *et al.*, 2011). En segundo lugar se podría pensar que los ríos drenaban material del basamento metamórfico de la Cordillera Central y por estar más alejada el área fuente solo llegaron los minerales más resistentes, posibilidad que se ve limitada por la falta de clastos metamórficos y ausencia de cuarzo de origen metamórfico en las areniscas de la Formación Guineales.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Servicio Geológico Colombiano, que financió la ejecución de este trabajo. A la geóloga del instituto, Diana María Montoya por la revisión del texto. A los revisores del escrito, doctores Mauricio Parra y José Fernando Duque, que hicieron una minuciosa labor de corrección y aportaron valiosos comentarios para mejorar el texto final del artículo.

REFERENCIAS

Álvarez, J. 1971. Informe preliminar sobre geoquímica de la Cordillera Occidental. INGEOMINAS. Informe interno (inédito). Medellín.

Álvarez, E., y González, H. 1978. Geología y geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao). Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Informe 1761. 347p. Medellín.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., and Fisher, N.I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 602–622.

Botero, G. 1936. Bosquejo de la paleontología colombiana. Tesis de grado, Escuela de Minas, Anales de la Facultad de Minas. Medellín, 116p.

Buchely, F., Parra, E., Castillo, H., González, F., Dávila, C., y Romero, O. 2009. Realización de la cartografía geológica y muestreo geoquímico en las planchas 144, 145, 128, 129, 113 y 114 (1580 km). Contrato No. 390 de 2007 INGEOMINAS-GRP Ltda. Bogotá, 172p.

Calle, B., y Salinas, R. 1986. Geología y geoquímica de la Plancha 165, Carmen de Atrato. INGEOMINAS. Informe 1987. Medellín. 140p.

De Porta, J. 1974. Léxico Estratigráfico. Amerique Latine, Colombie, Tertiaire et Quaternaire. Volume V, Fascicule 4b. Union Internationale des Sciences Géologiques.

Eggins, S.M., Kinsley, L.P.J., and Shelley, J.M.G. 1998. Deposition and element fractionation processes occurring during atmospheric pressure sampling for analysis by ICP-MS. Applied Surface Science. 129: 278 – 286.

Folk, R.L 1954. The Distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Journal of Geology, 62 (4): 344-359.

Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (Ed). Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Symposium Memoir, 1: 62-84.

Folk, R.L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. The University of Texas, Austin. USA. 184p.

Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U. 2003. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., and Hoskin, P.W.O. (eds). Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 27-62.

Kosler, J., and Sylvester, P.J.. 2003. Present trends and the future in geochronology: laser ablation ICPMS.

- In: Hanchar, J.M., and Hoskin, P.W.O. (Eds) Zircon. Reviews in mineralogy and geochemistry, 53: 243-275.
- Leal, H., 2011. Phanerozoic gold metallogeny in the colombian Andes: a tectono-magmatic approach. Tesis de Doctorado. Universidad de Barcelona, 989p.
- Le Bas, M.I., Le Maitre R.W., Streckeisen, A., and Zanetin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27(3): 745-750.
- Ludwig, K., 2008. Isoplot version 4.15: a geochronological toolkit for microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4.
- Marshall, D.J. 1988. Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, Londres, 146p.
- Martens, U., Restrepo, J.J., Ordoñez – Carmona, O., and Correa, A.M. 2014. The Tahamí and Anacona Terranes of the Colombian Andes: missing links between the South American and Mexican Gondwana margins. The Journal of Geology, 122: 507–530.
- McDonough, W.F., and Sun, S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120: 223-254.
- Mejía, M., and Salazar, G. 1989. (Publicado 2007). Mapa geológico de la plancha 114 Dabeiba, escala 1:100.000. INGEOMINAS. Medellín.
- Muñoz, R., y Zapata, G. 1987. Prospección geoquímica regional de la Plancha 114 Dabeiba y parte occidental de la 115 Toledo. INGEOMINAS. Informe 2033. Medellín, 61p.
- Ordóñez-Carmona, 2001. Caracterizaçao isotópica RbSr e SmNd dos principais eventos magmáticos nos Andes Colombianos. Tesis de doctorado, Universidad de Brasilia, 177p.
- Pardo, A., Cardona, A., Silva; J. C., Borrero, C., y Tamayo, J.E. 2011. Geocronología U/Pb en circones detriticos del Complejo Quebradagrande: nuevos datos sobre la procedencia de los sedimentos cretáceos en la margen NW de Suramérica. Poster, XIV Congreso Latinoamericano de Geología. Medellín.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonir area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63-81.
- Rodríguez, G., y Arango, M.I. 2013. Formación Barroso: arco volcánico toleítico y diabásicas de San José de Urama: un prisma acrecionario T-Morb en el segmento norte de la Cordillera Occidental de Colombia. Boletín Ciencias de la Tierra, 33: 17-38.
- Rodríguez, G., y Zapata, G. 2012. Características del plutonismo Mioceno superior en el segmento norte de la Cordillera Occidental e implicaciones tectónicas en el modelo geológico del noroccidente colombiano. Boletín Ciencias de La Tierra, 31: 5-22.
- Rodríguez, G., Zapata, G., y Gómez, J.F. 2010. Geología de la Plancha 114 Dabeiba. Servicio Geológico Colombiano, Medellín, 205p.
- Rodríguez, G., Zapata, G., y Gómez, J.F. 2014. Geología de la Plancha 114 Dabeiba. Revisión y actualización. Servicio Geológico Colombiano, Medellín, 207p.
- Siirola, J., and Schmid, R. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. SCMR website <http://www.bgs.ac.uk/SCMR>.
- Slama, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., and Whitehouse, M.J. 2008. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology. 249: 1–35.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, and O. Tanner, M. 2010. U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. Geostandards and Geoanalytical Research, 34(1): 5-18.
- Streckeisen, A., 1979. A classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres and melilitic rocks: Recommendations and suggestion of the IUGS on the Systematic of igneous Rocks. Geology, 7: 331–335.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., and Peláez, C. 2006. Geochronological, isotopic and geochemical data from Permo Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 21(4): 355-371.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel,

W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. Geostandards Newsletter 19: 1–23.

Zapata, G. y Rodríguez, G. 2012. Basalto de El Botón, arco volcánico mioceno de afinidad shoshonítica al norte de la Cordillera Occidental de Colombia. Boletín de Ciencias de la Tierra, 30:77-91.

Trabajo recibido: mayo 21 de 2014
Trabajo aceptado: agosto 10 de 2015