

NUEVAS EVIDENCIAS SOBRE EL MAGMATISMO MIOCENICO EN EL DISTRITO MINERO DE VETAS-CALIFORNIA (MACIZO DE SANTANDER, CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA)

Luis Carlos Mantilla F.¹; Hernando Mendoza F.¹; Thomas Bissig²; Hart Craig²

RESUMEN

En el distrito Minero de Vetas-California (DMVC) afloran rocas ígneas tanto de textura porfirítica-afanítica, como de textura porfirítica-fanerítica, relacionadas con el evento magmático más reciente conocido hasta el momento para el Macizo de Santander, de edad Mioceno. Estas rocas, al parecer se confinan hacia las zonas de influencia de fallas NNW (similares en su dirección a la Falla Bucaramanga-Santa Marta) y un sistema de fallas NE. Las rocas con textura porfirítica-fanerítica y de composiciones entre cuarzomonzodioritas y granodioritas, por ahora solo han sido observadas al Éste del área de estudio, mientras que las rocas de textura porfirítica-afanítica, de composiciones entre andesitas porfiríticas y riocitas porfiríticas, son más frecuentes al Oeste. Dos tipos de rocas datadas en el presente estudio; una de variedad andesita porfirítica, localizada en el lado Oeste del área de estudio y otra de una granodiorita de textura porfirítica-fanerítica, localizada al Éste del área; arrojaron edades de 10.1 ± 0.2 y 10.9 ± 0.2 Ma, respectivamente (utilizando el método U-Pb en circones, mediante la técnica LA-MC-ICPMS: *laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*). En este sentido, y apoyados en las aún limitadas edades conocidas, se infiere que este sector del Macizo de Santander fue afectado por un pulso ígneo de por lo menos 2.5 Ma de duración. La presencia de rocas ígneas de edad Mioceno afectadas por procesos de alteración hidrotermal y con estilos de mineralización epitermal y porfirítica, y la falta de evidencias de rocas ígneas más jóvenes que 8.4 Ma, permiten sugerir que en algún(os) momento(s) de la evolución del magmatismo Miocénico, pudieron tener lugar procesos magmático-hidrotermales asociados a eventos mineralizantes en el DMVC.

Palabras clave: Distrito Minero Vetas-California (DMVC), Mioceno, Fallas, Edades U-Pb, Macizo de Santander.

NEW EVIDENCES ABOUT THE MIOCENIC MAGMATISM IN THE VETAS-CALIFORNIA MINING DISTRICT (SANTANDER MASSIF, EASTERN CORDILLERA, COLOMBIA)

ABSTRACT

In The Vetás-California Mining District (DMVC), igneous rocks with porphyritic-aphanitic and porphyritic-phaneritic textures crop out, which are related to the Miocene and most recent magmatic event known for the Santander Massif. The emplacement of these rocks is apparently controlled by the intersections of NNW faults (similar in direction to the Bucaramanga-Santa Marta fault) and the NE fault systems. Porphyritic-phaneritic quartz monzodiorites and granodiorite rocks are confined to the eastern part of the studied area; meanwhile the porphyritic-aphanitic andesite and rhyodacitic rocks are confined to the western part. The two types of igneous rocks dated in this study; a porphyritic andesite variety (located to the western part of the studied area) and a granodiorite with porphyritic-phaneritic texture (located to the eastern part); yielded ages of 10.1 ± 0.2 and 10.9 ± 0.2 Ma, respectively (U-Pb method on zircons, using the LA-MC-ICPMS technique: laser ablation inductively coupled plasma multicollector mass spectrometry). These ages, together with previously published data, indicate that magmatic pulse lasted up to 2.5 Ma. The presence of Miocene igneous rocks affected by hydrothermal alteration and with epithermal and porphyry style mineralization, and the absence of igneous rocks younger than 8.4 m.y. (at least currently not known), allow to propose that during some time(s) of the Miocenic magmatic pulse, could take place magmatic-hydrothermal processes related to mineralizing events in the DMVC.

Keywords: Vetás-California Mining District, Miocene, Faults, U-Pb ages, Santander Massif.

¹. Profesor Universidad Industrial de Santander, UIS. AA. 674. Bucaramanga (Santander, Colombia). lcmantil@uis.edu.co

². Mineral Deposit Research Unit (MDRU). Department of Earth and Ocean Sciences. The University of British Columbia. Vancouver. Canada.

INTRODUCCIÓN

La relación existente entre el emplazamiento de magmas en la corteza terrestre y su relación con la formación de determinados depósitos minerales (por ejemplo tipo pórfido y epitermal o *intrusion-related*), así como la presencia de magmas de composición andesítica a dacítica asociados a un ambiente de subducción (comúnmente emplazados en un momento de cambio tectónico o configuración transpresional), son hechos demostrados extensamente en la literatura científica (Richards, 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Hart, 2007; Bissig y Tosdal, 2009; Sillitoe, 2010). En lo referente a los magmas hidratados (sean oxidados o reducidos), se conoce que éstos pueden generar diferentes estilos de mineralización a diferentes profundidades, y casi de manera simultánea (Goldfard *et al.*, 2005; Hart, 2007; Sillitoe, 2010; Hedenquist, 2011). Por esta razón, frente al hallazgo de mineralizaciones formadas en ambiente relativamente someros (epitermales), se establece igualmente como prioridad identificar la roca ígnea fuente (por ejemplo: el sistema porfirítico asociado), la cual generalmente suele localizarse a mayor profundidad, o estar expuesta en superficie por procesos tectónicos. La motivación para identificar la roca ígnea fuente, no solo tiene razones científicas, sino que también tiene motivaciones económicas, debido a que en éstas rocas se suele presentar otros estilos de mineralización que pueden ser incluso más atractivos económicamente que sus manifestaciones coetáneas más someras.

La Cordillera Oriental de Colombia, y más concretamente el Macizo de Santander (MS), presenta mineralizaciones hidrotermales, especialmente de Au-Ag (Distrito Minero de Vetas-California-DMVC), consideradas como formadas en ambientes epitermales (Felder *et al.*, 2005). Estas mineralizaciones, suelen estar hospedadas en una gran variedad de rocas, mayoritariamente metamórficas (de edad Pre-Devónico) e ígneas (de edades Mesozoicas y Cenozoicas). Las posibles rocas ígneas (y su localización) relacionadas en causa-efecto con éstas mineralizaciones epitermales, es algo que aún se desconoce. Por esta razón, el estudio de los diferentes pulsos ígneos (representados en sus diversas litologías ígneas), al menos de aquellos presentes en el DMVC, es un hecho que requiere una mayor atención, especialmente teniendo en cuenta su utilidad en futuros trabajos de búsqueda de nuevas áreas con potencial aurífero, al menos en el contexto del MS.

Con el objetivo de contribuir al conocimiento de las diversas litologías ígneas relacionadas con el pulso magmático de edad Mioceno (datado inicialmente por

Mantilla *et al.*, 2009), se presentan nuevas evidencias tanto de campo, como geocronológicas. Asimismo, se formulan unas posibles ideas sobre el control en la distribución espacial de éstas litologías, y su posible relación con la mineralización.

METODOLOGÍA

Con el propósito de reconocer e inventariar las diferentes litologías ígneas asociadas al pulso magmático del Mioceno, se realizaron varios recorridos por carretables, caminos de herradura y quebradas del DMVC, en parte de la plancha topográfica 110-I-C, a escala 1:25.000 (según divisiones del Instituto Cartográfico Agustín Codazzi). Durante estos recorridos, y para reconocer preliminarmente éstas litologías, se tuvo en cuenta (a manera de patrón de referencia), la composición y la textura de las rocas porfiríticas de ésta edad, aflorantes en los sectores de Mongora y Hato Viejo (en Mantilla *et al.*, 2009). Asimismo, para el reconocimiento de estas litologías Miocénicas (o sospechosas de estar asociadas a éste pulso magmático), se tuvo en cuenta cualquier posible variación composicional y textural, respecto a otras litologías ígneas presentes en el área, especialmente de aquellas reportadas como asociadas al evento Juratriásico (Goldsmith *et al.* 1971; Dörr *et al.*, 1995). Evidentemente, las relaciones entre las diversas litologías en campo fue tenido en cuenta para establecer una temporalidad relativa entre rocas especialmente ígneas. Apoyados igualmente en ésta información de campo, se elaboró un esquema geológico preliminar del área de estudio, para sobre esta base contextualizar la distribución de éstas rocas Miocénicas.

Una vez finalizada la colección de muestras en campo y hecha su correspondiente documentación, se seleccionaron muestras de dos sectores; una por vía paralela a la quebrada La Baja y otra por la vía que comunica el Municipio de Vetas con el Mesetón; para su respectiva datación mediante U-Pb en circones. La datación de los circones estudiados, se realizó en el *Arizona LaserChron Center* de la Universidad de Arizona (Tucson, AZ, USA), utilizando un Espectrómetro de Masas con Multicolectores con Acoplamiento de Plasma Inducido (MC-ICP-MS), marca *GVI Isoprobe*, el cual a su vez esta acoplado a un sistema de ablación laser (marca *New Wave Instruments and Lambda Physik*).

Para la ablación de los circones (previamente colectados mediante la molienda de la roca y la concentración de los mismos), se utilizó un laser tipo DUV193 *Excimer*, el cual opera a una longitud de onda de 193 nm. El material obtenido de la ablación, es transportado con gas helio a la fuente de plasma. El espectrómetro, se

encuentra configurado para analizar simultáneamente los isótopos de U, Th, y Pb. Todas las medidas se hacen en modo estático, usando detectores Faraday para ^{238}U y ^{232}Th , un canal para conteo de iones de ^{204}Pb , y colectores Faraday para $^{208-206}\text{Pb}$. El punto donde se realiza la ablación, tiene una profundidad de ~15 micrones y un diámetro de ~35 micrones. Por cada análisis, los errores en la determinación de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, producen un error en la medida de ~1% (2-sigma). Una descripción más detallada entorno a las características de la instrumentación utilizada y los procesos de análisis y medición, se puede consultar en la siguiente página Web: <http://www.geo.arizona.edu/alc/Analytical%20Methods.htm>.

Las constantes de desintegración utilizadas son las reportadas en Steiger y Jäger (1977), la corrección de ^{204}Pb se realiza utilizando el modelo de Stacey and Kramers (1975) y el programa usado para el tratamiento de los datos es el Isoplot/Ex, versión 2.49 (Ludwig, 2001).

ANTECEDENTES Y CONTEXTO GEOLÓGICO

Realizando un acercamiento desde una escala más regional a una escala más local, se hace necesario señalar que el área de estudio hace parte del Sistema Orogénico Andino, más específicamente de los Andes del Norte, del cual hacen parte los Andes Venezolanos (Andes de Mérida), los Andes Colombianos y Ecuatorianos (Gansser *et al.*, 1977, Alemán y Ramos, 2000). En éste contexto de los Andes del Norte, se localiza el denominado Bloque de Maracaibo, el cual está limitado por las Fallas Bucaramanga-Santa Marta, Oca y Boconó (Tschanz *et al.*, 1974; Van der Hilst y Mann, 1994). En un sector relativamente esquinero dentro de éste bloque, se localiza el Macizo de Santander y particularmente el DMVC (ver FIGURA 1). Tomando como referencia la Falla de Bucaramanga (con componente de rumbo y de gran importancia geológica), merece la pena mencionar igualmente la presencia de las fallas Sutará y Cucutilla (Royero y Clavijo, 2001), las cuales se consideran satélites de ésta y de alguna manera han debido afectar el desarrollo del DMVC.

Respecto a las litologías aflorantes, se reporta la presencia de rocas metamórficas agrupadas dentro del denominado Gneis de Bucaramanga. Asimismo, se reporta la presencia de unas litologías tonalíticas y granodioríticas, consideradas de edad Triásico y unas rocas cuarzomonzoníticas agrupadas dentro de un magmatismo indiferenciado de edad Juratriásico. De igual manera, hay presencia de rocas sedimentarias del Cretácico (Juliver, 1963 a y b; Goldsmith *et al.*, 1971;

Ward *et al.* 1973; Evans, 1977; Mendoza y Jaramillo, 1979; Ward *et al.*, 1977; Dörr *et al.*, 1995; Restrepo *et al.* 1997; García y Ríos, 1999; Royero y Vargas, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Cordani *et al.* 2005). Respecto a la presencia de eventos post-Cretácicos en el área, Ward *et al.*, (1973) hacen referencia a diques de pórfidos dacíticos en el área del hoy conocido DMVC y Galvis (1998), relaciona la existencia de una estructura anular de unos 9-10 km², la cual debió servir de canal para el ascenso de fundidos que formaron aquellos cuerpos porfíricos reconocidos en el área de estudio. Por otro lado, estas rocas porfíricas (post-Cretácicas), igualmente fueron reportadas durante los trabajos realizados en el marco de la Cooperación Técnica Colombo-Alemana (1998), y fueron consideradas por sus relaciones de campo, como de edad Terciaria. Felder *et al.* (2005), relaciona igualmente estas litologías porfíricas como asociadas a una actividad magmática del Terciario y las asocia con los procesos mineralizantes en el sector. Dataciones realizadas recientemente por Mantilla *et al.* (2009), en rocas riódacíticas porfíricas aflorantes en la quebrada Mongora y la Vereda Hato Viejo, arrojaron edades entre 8.4 y 9.0 Ma (U-Pb en circones), lo cual ubicaría estas litologías temporalmente en el Mioceno.

Respecto a la edad de la Mineralización, desde los trabajos de Ward *et al.*, (1973), se indica que la mineralización en el área de Vetas y California, debió ser incluso posterior a la formación de los diques porfíricos, considerados por éstos autores como de edad post-Cretácico Inferior, por estar estos aparentemente afectados por la alteración hidrotermal y la mineralización. Mathur *et al.* (2003) reporta una edad Re-Os en piritas concentradas a partir de filones auríferos de las minas La Plata y El Volcán, localizadas en los Municipios de California y Vetas, respectivamente, sugiriendo que la mineralización aurífera debería estar relacionada con un pulso magmático dacítico (en alusión a las rocas porfíricas del área) de edad entorno a 57 ± 10 Ma. Mantilla *et al.*, (2009), apoyados en las dataciones antes mencionadas y algunas relaciones de campo, sugieren una posible relación causa-efecto entre los pulsos magmáticos del Mioceno y los procesos magmático- hidrotermales, con los cuales se asocia la formación de los depósitos de metales preciosos en el DMVC.

RESULTADOS

Rasgos generales de la geología del DMVC

Las rocas del Gneis de Bucaramanga son las que presentan una mayor distribución espacial en el área de estudio (FIGURA 1). Estas rocas, corresponde a gneises migmatíticos, anfibolíticos, cuarzo-feldespáticos y en

menor proporción gneises pelíticos y algunas cuarcitas (Ward *et al.*, 1973; García y Ríos, 1999; Uruña y Zuluaga, 2011). Diques gabroicos han sido también

reportados en el área y al parecer se relacionan con pulsos magmáticos de edad Paleozoica (Boinet *et al.*, 1985, en Díaz y Guerrero, 2006).

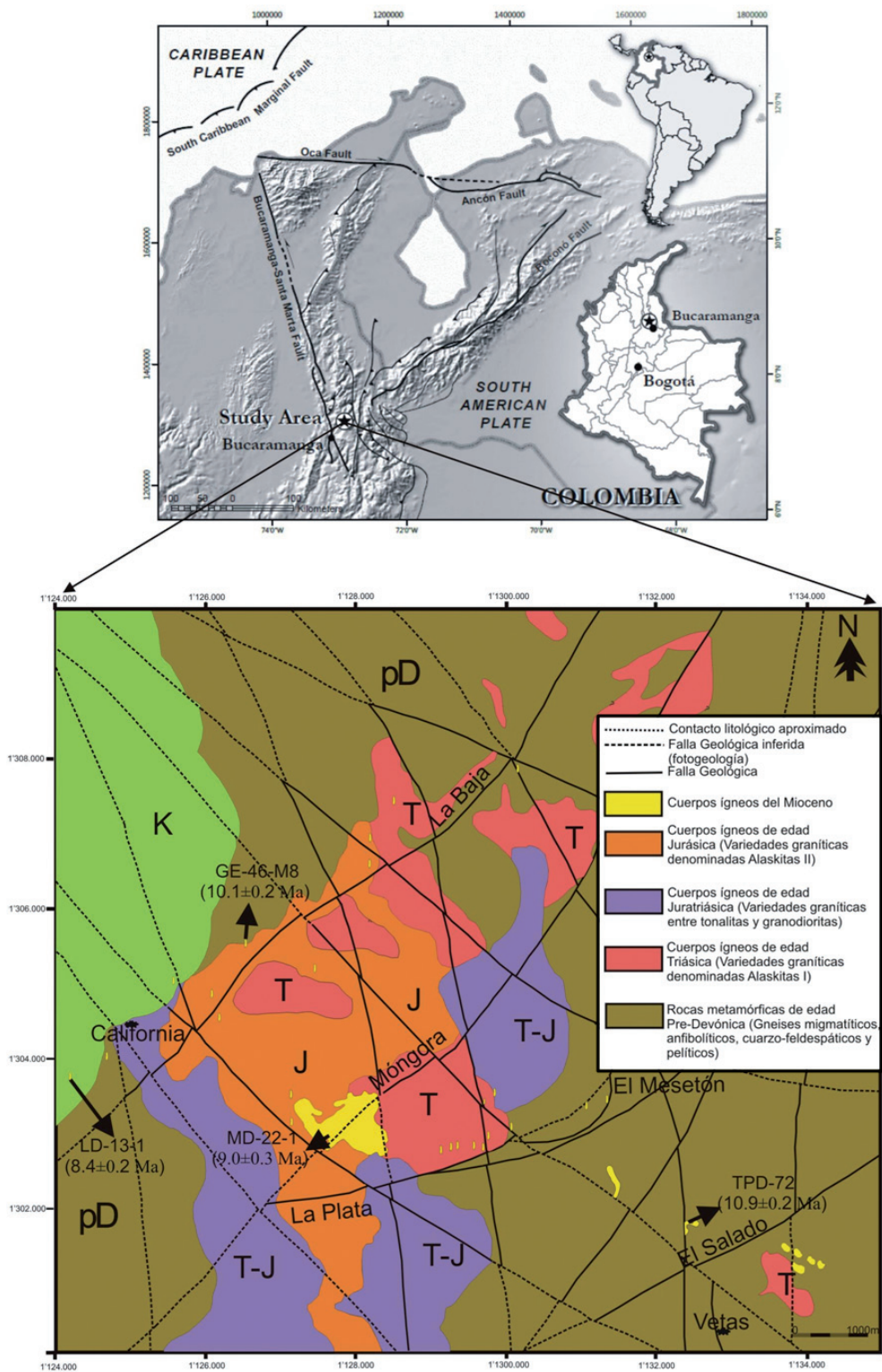


FIGURA 1. Localización geográfica y esquema geológico del área de estudio (DMVC).

Respecto a las rocas ígneas presentes en el sector y formadas con posterioridad a los eventos de metamorfismo regional agrupados dentro del Pre-Devónico, se hace una separación en al menos tres grupos de rocas (previamente reportadas en Ward *et al.*, 1973; Mendoza y Jaramillo, 1979; Dörr *et al.*, 1995), que denominaremos aquí: Alaskitas I, posiblemente de edad Triásica; otra que agruparía rocas de composiciones que oscilan entre tonalitas y granodioritas, considerada próxima al límite Triásico-Jurásico (TJ) y; otra que denominaremos Alaskitas II, formadas con posterioridad al evento del límite TJ. El término alaskita es aquí utilizado para referirse a rocas ígneas de afinidad granítica (*s/l*), con contenidos muy bajos en minerales máficos (generalmente <5%). Finalmente, se reportan las rocas ígneas del Mioceno. Por su relación con el presente estudio, a continuación se hará énfasis en éstas últimas (Ver FIGURA 1).

Sobre el patrón de fallas presentes en el DMVC, es importante resaltar que tanto en las imágenes aéreas, como en campo, se reconocen especialmente las siguientes estructuras de con trazos aproximadamente rectilíneos: NE (las mejor definidas en campo y en el terreno), NW (algo menos evidente) y NNW (las que menos se evidencian en campo y en las imágenes aéreas). Éstas estructuras han sido definidas como fallas, apoyados en rasgos geomorfológicos, presencias de brechas, etc. En ausencia de datos de campo en algunos de estos tramos rectilíneos, se infiere la continuidad de éstas fallas, básicamente apoyados en la interpretación de las imágenes aéreas (FIGURA 1).

Aunque éste estudio no tiene por finalidad presentar un marco estructural detallado para el área, aquí se pretende relacionar éstos patrones generales de fallas identificados en campo, para intentar sobre ésta base plantear el posible control que éstas estructuras haya podido jugar durante el emplazamiento de las rocas Miocénicas.

Con el sistema de fallas NE antes mencionado, vale la pena relacionar aquellas fallas que siguen de alguna manera el trazo de las quebradas La Baja, Móngora, La Plata y El Salado. La presencia de brechas (incluso con mineralización) a lo largo de la quebrada La Baja, es un rasgo que igualmente puede ser tomado como evidencia de éste patrón de fallas. Las fallas de dirección NW, algo menos evidentes en el terreno y en las imágenes aéreas, suelen presentar brechas de fallas, con clastos mineralizados, con oquedades y sin cemento. Con éste

sistema de fallas, se relaciona a manera de ejemplo la falla que sigue el trazo de la quebrada Páez y continúa muy próxima a la entrada al proyecto Angostura. Asimismo, con éste sistema de fallas se relacionaría aquella falla que sigue aproximadamente el trazo de la quebrada El Arado (afluente de la quebrada La Plata), pasa por la Loma Los Caneyes (cortando a ésta), sigue por la ladera suroeste del Cerro Violetal, continúa hacia la quebrada Chorrerón y llega a la Falla La Baja, para posiblemente continuar (?) hacia el NW. Las Fallas de dirección NNW, son aquellas que siguen el mismo patrón de la Falla Bucaramanga-Santa Marta (alguna falla de ésta familia, parece quedar cubierta por las rocas sedimentarias del Cretácico, sin evidencia de reactivación). Entre estas estructuras, destaca la falla observada a lo largo de las quebradas La Botija (especialmente en su tramo cercano a su desembocadura al río Vetás), Aguadepáramo y, posiblemente también una falla observada al oeste del Municipio de Vetás, la cual se proyecta hacia el sector de la Mina La Tosca (Ver FIGURA 1).

Respecto a la temporalidad de estos sistemas de fallas, parece coherente establecer que las Fallas de dirección NNW son las estructuras más antiguas, las cuales han debido jugar una historia de deformación compleja, tales como cambios en el comportamiento y en la dirección de desplazamiento de los bloques, aspecto que fue documentado incluso desde los primeros estudios realizados en cercanía al MS por Juliver (1959). Estas estructuras, al parecer también debieron reactivarse durante el Mioceno, considerando que numerosos diques andesíticos de ésta edad tienen una disposición espacial 180/45 y suelen estar presentes en cercanías a las zonas de intersección de éste sistema de fallas, con aquellas de dirección NE. Las fallas NW, las más jóvenes, se consideran como fallas inversas, asociadas a levantamientos del bloque norte y hundimiento del bloque sur. Este basculamiento para este sistema de fallas, permite sugerir de manera preliminar que el estilo de la mineralización del bloque más norte (por ejemplo al norte de la quebrada La Páez), puede estar representando partes más profundas del paleosistema magmático-hidrotermal responsable de la mineralización de Au-Ag en el distrito, en comparación con lo representado al sur de ésta falla, por ejemplo, como lo observado en El Cuatro o algo más al sur (Mendoza, 2011; Rueda, 2011). Asimismo, debido a que sus brechas de falla presentan fragmentos mineralizados, su estudio merece especial atención, considerando que el análisis de sus clastos podría servir como indicador para reconocer cuerpos mineralizados en profundidad.

Aspectos generales de las litologías ígneas del Neógeno

Diversos diques de rocas porfiríticas que oscilan composicionalmente entre andesitas porfiríticas, hasta las más diferenciadas clasificadas como riolacitas y riolitas porfiríticas (FIGURAS 2 y 3), fueron reconocidos en el área de estudio, especialmente al oeste del sistema de fallas asociado al trazo de la quebrada La Plata. Entre éste grupo de rocas, se hace especial mención a unas rocas (también aflorantes a manera de diques, de espesores entorno a 3-4 metros), las cuales se caracterizan por su alto contenido de plagioclasas y aquí clasificadas como andesitas, con fenocristales de éste mineral con tamaños que varían entre 0.4-1.0 cm. Las relaciones fenocristal/matriz en éstas rocas son muy variables (entre 40/50 y otras incluso 70/30). Éste tipo de litología fue datada (muestra GE46M8-Ver FIGURA 2E), utilizando una muestra colectada en la vía que sigue paralela a la quebrada la Baja, la cual comunica el Municipio de California con el Proyecto Angostura, frente al punto conocido como Cabaña Chorrerón (X=1.305.584; Y=1.126.551; Z=2184; según coordenadas origen Bogotá). Las dimensiones de estos diques de edad Mioceno, se exagera en el esquema geológico de la FIGURA 1, solo con el propósito de facilitar su visualización.

Al Este del sistema de fallas que se proyecta por el sector de la quebrada La Plata, se observaron unas rocas de textura porfirítica-fanerítica (Ver FIGURA 3), especialmente por la vía que comunica el Municipio de Vetas con el sector conocido como el Mesetón, de unas variedades de rocas ígneas que composicionalmente oscilan entre granodioritas y cuarzomonzodioritas (clasificación apoyada en observaciones de campo). Estas rocas, presentan cierta semejanza a escala macroscópica con las rocas graníticas (*s.l.*) asociadas a los pulsos del Juratriásico. Sin embargo, su textura porfirítica-fanerítica; indicador de una historia de enfriamiento propia de ambientes algo más profundos, en comparación con aquellos relacionados con la formación de rocas porfirítico-afaníticas; y algunas diferencias composicionales (contenido de biotita y cuarzo), entre otros rasgos, llamaron la atención, y por lo tanto fueron igualmente muestreadas para fines de su datación mediante geocronología U-Pb en circones. La muestra utilizada, corresponde a la TPD-72 (X= 1.301.819; Y= 1.132.535; Z= 3293 msnm; según coordenadas origen Bogotá (Ver FIGURA 3C y 3D).

Con seguridad existen muchos otros puntos donde afloran más litologías de ésta misma afinidad, adicionales a los proyectados en la FIGURA 1, y por esta razón, ésta distribución espacial de la FIGURA 1, solo debe ser considerada como de carácter preliminar. La identificación de estas litologías utilizando imágenes aéreas, no fue de gran ayuda, al menos durante esta fase del estudio, considerando que el tamaño de los cuerpos son por lo general pequeños, típicos de cuerpos de diques, con la excepción de los cuerpos ígneos mencionados para el sector Vetas-Mesetón, o incluso por el sector de Móngora, los cuales presentan exposiciones comparativamente mayores (ver FIGURA 1).

Datos Geocronológicos

Los datos analíticos y las relaciones isotópicas U-Pb determinadas en las diferentes zonas de crecimiento de los circones analizados mediante LA-MC-ICPMS (ver TABLAS 1 y 2 en Anexos; FIGURAS 4 y 5), indican la presencia de por lo menos cuatro grupos de edades: a) una relacionada con la edad de cristalización de los cuerpos andesíticos porfiríticos (10.1 ± 0.2 Ma) y los cuerpos cuarzomonzodioríticos de textura porfirítica-fanerítica (10.9 ± 0.2 Ma); b) otra relacionada con circones heredados de rocas que se consideran asociadas al periodo magmático Triásico-Jurásico (documentado en Goldsmith *et al.*, 1971 y Dörr *et al.*, 1995, entre otros), con edades entorno a los 200 Ma; c) otro pulso entre 400-500 Ma, posiblemente relacionado con herencia de algunos circones del evento tectonomagmático reportado en Boinet *et al.*, (1985) y considerado asociado al Paleozoico Inferior; d) otro pulso entre 600-700 Ma, relacionados posiblemente con la historia tectonotermal del precámbrico o posiblemente mezcla de edades, en donde aquellos circones con un zonalidad interna más compleja, en el cual un análisis puntual en una zona intermedia de un circón zonado, pueden arrojar edades sin sentido geológico, debido a que se incorporan en diferentes proporciones las edades heredadas y las edades de cristalización. Aunque no se han reconocido otras variedades de rocas ígneas con posterioridad al Juratriásico en el DMVC, diferentes a las agrupadas aquí dentro del evento o pulso magmático del Mioceno, no se descarta la presencia de otras rocas ígneas asociadas a otros pulsos magmáticos, pero hasta la fecha esto no se ha podido identificar.

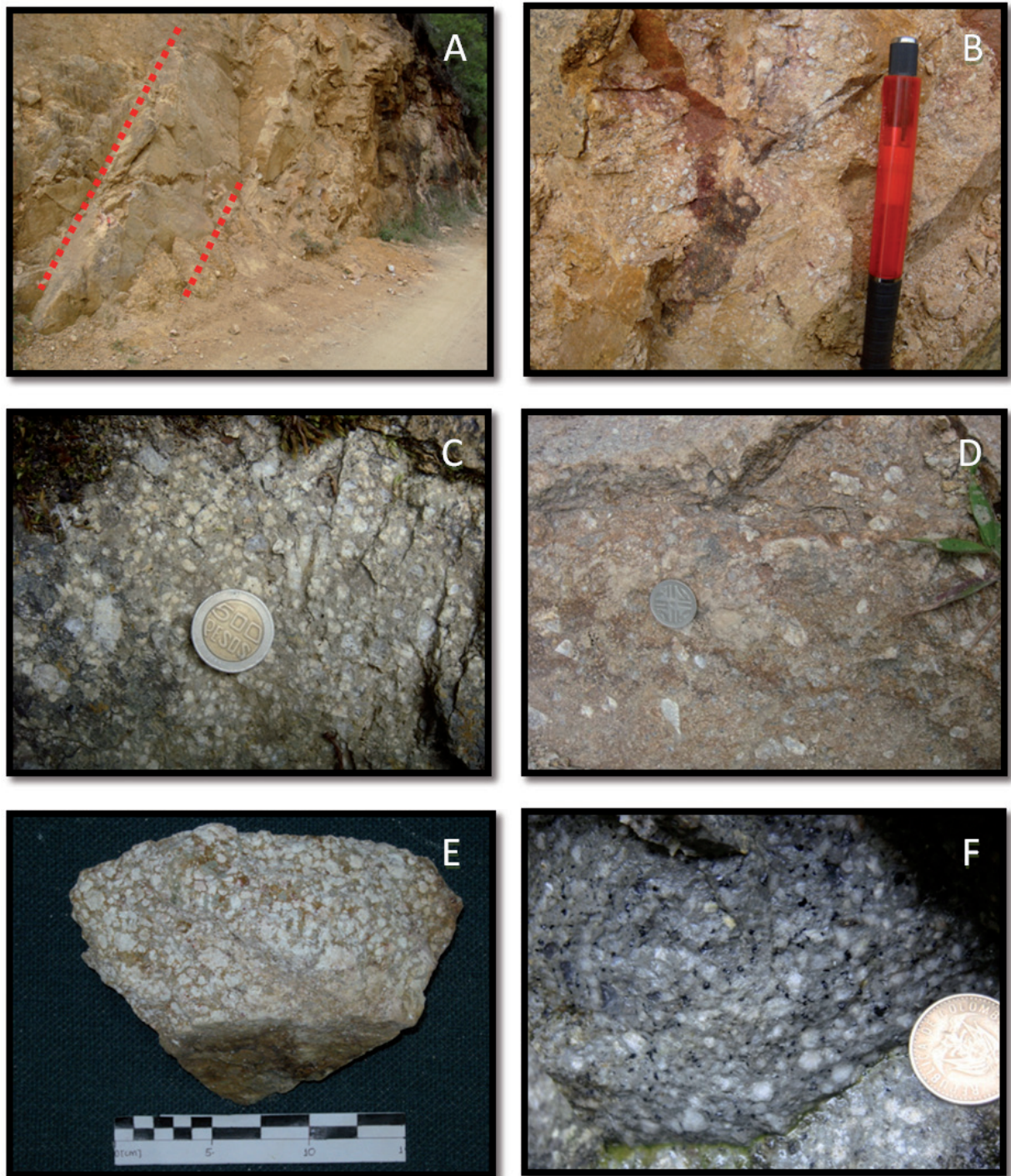


FIGURA 2. A. Muestra TPD-43, correspondiente a un dique andesítico de dirección 180/40, cortando las rocas ígneas plutónicas del Juratriasico (vía Vetas-Móngora); B. Aspecto de la roca andesítica porfírica correspondiente a la muestra TPD-43 (ampliación de la FIGURA 2A); C. Muestra TPD-46, correspondiente a un dique de composición andesito-dacítica, aflorante en la quebrada La Plata; D. Muestra TPD-106, correspondiente a un cuerpo riodacítico(s/l) aflorante en el sector de la quebrada Móngora; E. Muestra GE46M8, correspondiente a un dique andesítico, datado en el presente estudio como de edad Mioceno (10.1 ± 0.2 Ma); F. Muestra TPD-100, correspondiente a un cuerpo porfírico dacítico (o andesito-dacítico), localizado por un camino de herradura que comunica el Cerro Morritos con la Mina la Francia.



FIGURA 3. A. Muestra TPD-46, correspondiente a un bloque rodado de un pórfido riódacítico del sector de la quebrada La Plata; B. Muestra TPD-15-9, correspondiente a un material andesito silicificado (parte de un núcleo silíceo) aflorante en el sector de San Celestino. C. Muestra TPD-72, correspondiente a un cuerpo granodiorítico-cuarzomonzodiorítico, de textura fanerítica, ligeramente porfirítica, aflorante por la Vía Vetas-El Mesetón, datado en el presente estudio mediante el método U-Pb en circones ($10.9 \pm 0.2 \text{ Ma}$); D. Aspecto de la misma muestra TPD-72 (ampliada), datada en el presente estudio; E y F. Aspecto de las rocas granodiorítico-cuarzomonzodiorítico (Muestra TPD-72 y TPD-73, respectivamente), hacia el contacto (neto) con las rocas del Neis de Bucaramanga.

IMPLICACIONES GEOLÓGICAS

Las nuevas evidencias aquí presentadas sobre el magmatismo de edad Mioceno (edades entorno 10.9-10.1±0.2 Ma), adicional a los datos previos publicados por Mantilla *et al.*, (2009), coinciden temporalmente con la época en la cual tuvieron lugar los procesos de mayor y más rápido levantamiento de montañas en el territorio colombiano, tal como ha sido mencionado en trabajos previos (Hoorn *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 1999, Villamil, 1999; Mora *et al.*, 2008; Horton *et al.*, 2010). Asimismo, coinciden también temporalmente con la intensa actividad de la falla de Bucaramanga-Santa Marta, reportada para esa misma época en Taboada *et al.* (2000) y Pindell and Kennan (2001). Teniendo esto presente, junto con el hecho que en el DMVC estos cuerpos ígneos del Mioceno, parecen guardar relación con las zonas de intersección entre las fallas NNW (de tendencia similar a la dirección de la Falla de Bucaramanga Santa Marta) y las fallas de dirección NE, es posible sugerir que éste magmatismo debe tener una relación causa-efecto con la reactivación de la Falla de Bucaramanga-Santa Marta. Por esta razón, se plantea que la reactivación de ésta importante estructura regional, debió servir como mecanismo para permeabilizar la corteza y permitir el ascenso de magmas desde profundidad, aprovechando las zonas de debilidad ya mencionadas. Por otro lado, en este mismo contexto se explicaría la presencia de rocas porfiríticas-afaníticas de composición andesítica (con características similares a las rocas ya mencionadas), reportadas para el sector de Vijagual, localizado al norte de la Ciudad de Bucaramanga, y muy próximo a la intersección entre la Falla de Bucaramanga y la Falla del Río Suratá (Castro, 2010).

El evento magmático de edad Mioceno aquí reportado, temporalmente también coincide con la depositación de la secuencia molásica del grupo Real en el Valle del Magdalena (la cual localmente presenta oro detrítico). Asimismo, éste evento es coherente con lo reportado en Boinet *et al.* (1985), Taboada *et al.* (1999) y Taboada *et al.* (2000), quienes afirman que el movimiento lateral izquierdo a lo largo de la falla Bucaramanga-Santa Marta, debió haber tenido una actividad muy importante principalmente desde el Mioceno Superior, cercano con la época en la cual tuvo lugar la acreción del Bloque Choco (hace 12 Ma). Este último, responsable de bloquear la subducción oceánica de la placa del Caribe por debajo del Noroeste de Suramérica, generando que la rata de convergencia a lo largo de la trinchera oceánica decreciera.

Desde el punto de vista de las implicaciones metalogénicas, es importante destacar la presencia de cuerpos de edad Mioceno con mineralización y afectados por alteraciones hidrotermales, como pueden ser los casos observados en la Mina La Francia, en sectores del área de San Celestino (ver andesita silicificada de la FIGURA 3B), por la Vía Vetas-Móngora. Evidentemente que la mineralización igualmente se hospeda en rocas más antiguas, como se evidencia mediante la presencia de alteraciones hidrotermales en rocas metamórficas del Pre-Devónico y en las rocas ígneas del evento Juratriásico en su conjunto. Sin embargo, el hecho de tener rocas del Mioceno con alteración hidrotermal y con mineralización, evidencia que en el DMVC tuvo lugar un evento mineralizante muy próximo en tiempo a la formación de éstas rocas.

Desde un punto de vista regional, se plantea la coincidencia temporal con lo reportado por varios autores, en lo referente a la respuesta de la Falla de Bucaramanga y sus implicaciones paleogeográficas durante el Mioceno, en el marco de la interacción entre la evolución de la Placa del Caribe y el borde NW del Continente Suramericano (Van der Hammen, 1961; Boinet *et al.*, 1985; Case *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Villamil, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Royero y Clavijo, 2001; Pindell and Kennan, 2001). En éste sentido, se plantea que la reactivación de la Falla de Bucaramanga, y el sistema de fallas conexo, durante la orogenia Andina, debió haber generado canales que favorecieron el ascenso y emplazamiento de los magmas Miocénicos. Asimismo, y a falta de más datos para establecer la fuente de estos magmas, se plantea un contexto de subducción, en el cual estaría involucrada la litosfera subducida del Caribe, de edad mayor a los 70 Ma (y unos 25° para el plano de subducción), tal como se describe en Schneider *et al.* (1987); Shih *et al.* (1991); Van der Hilst and Mann (1994); Zarifi *et al.* (2007); Masy *et al.* (2011). Asimismo, considerando el carácter profundo de la Falla de Bucaramanga y las posibles características de la litosfera oceánica subducida para ese momento; apoyados en los trabajos antes citados; en donde se menciona una baja velocidad de convergencia, bajo ángulo de subducción y posiblemente menor contraste termal con la cuña mantélica; es posible sugerir que la fusión parcial que se requirió para generar esos fundidos Miocénicos, posiblemente tuvo lugar, favorecida gracias a cambios de tipo tectónico o de configuración transpresional, tal como se ha propuesto en diferentes trabajos para contextos geológicos relativamente similares (Richards, 2003; Bissig y Tosdal, 2009).

TABLA 1. Resultados analíticos U-Pb en las diferentes zonas al interior de los circones estudiados en la muestra TPD-72 y sus correspondientes edades.

Sample Name	U (ppm)	Th U	238U 206Pb	1 Sigma % error	207Pb 206Pb	1 Sigma % error	206Pb/238U Age	1 Sigma Abs err	207Pb/206Pb Age	1 Sigma Abs err	Best age (Ma)	1 Sigma Abs err Ma
TPD72_38	68	0,64	593,7167	2,21%	0,0487	2,98%	10,8	68,5	133,3	68,5	10,8	0,2
TPD72_37	571	0,29	576,1112	2,04%	0,0472	2,90%	11,2	67,7	57,8	67,7	11,2	0,2
TPD72_36	352	0,50	579,6732	2,51%	0,0504	3,30%	11,1	74,7	213,7	74,7	11,1	0,3
TPD72_35	227	0,74	573,6973	2,09%	0,0501	3,02%	11,2	68,7	197,7	68,7	11,2	0,2
TPD72_34	41	0,65	578,4996	2,40%	0,0505	3,74%	11,1	84,4	219,3	84,4	11,1	0,3
TPD72_33	61	1,96	31,8525	1,38%	0,0501	1,38%	199,3	31,8	199,0	31,8	199,3	2,7
TPD72_32	622	1,11	604,7747	1,96%	0,0518	3,08%	10,7	69,1	277,8	69,1	10,7	0,2
TPD72_31	88	0,29	582,9483	1,87%	0,0551	2,95%	11,0	64,5	415,4	64,5	11,0	0,2
TPD72_30	123	0,81	507,4990	1,98%	0,0463	2,81%	12,7	66,1	12,3	66,1	12,7	0,3
TPD72_29	786	0,30	13,7936	1,17%	0,0562	1,17%	451,2	25,6	461,4	25,6	451,2	5,1
TPD72_28	296	0,50	142,0325	1,84%	0,0571	2,48%	45,2	53,7	496,6	53,7	45,2	0,8
TPD72_27	211	0,30	594,8648	2,50%	0,0498	3,39%	10,8	77,1	184,6	77,1	10,8	0,3
TPD72_26	74	0,52	599,9303	1,99%	0,0494	3,01%	10,7	68,9	167,1	68,9	10,7	0,2
TPD72_25	151	2,44	600,6636	3,04%	0,0592	5,30%	10,7	111,3	574,6	111,3	10,7	0,3
TPD72_24	298	1,56	611,8928	2,16%	0,0479	3,11%	10,5	72,1	94,9	72,1	10,5	0,2
TPD72_23	2,244	0,86	584,7113	1,86%	0,0477	2,79%	11,0	64,9	86,7	64,9	11,0	0,2
TPD72_22	745	1,03	583,3336	2,03%	0,0508	2,47%	11,0	56,1	231,0	56,1	11,0	0,2
TPD72_21	385	0,42	581,3094	2,41%	0,0520	3,29%	11,1	73,5	285,1	73,5	11,1	0,3
TPD72_20	905	0,18	596,8511	1,89%	0,0494	2,86%	10,8	65,5	165,3	65,5	10,8	0,2
TPD72_19	1,059	0,20	588,2693	1,81%	0,0493	2,68%	10,9	61,6	160,5	61,6	10,9	0,2
TPD72_18	724	0,20	599,7764	2,22%	0,0473	3,12%	10,7	72,6	63,1	72,6	10,7	0,2
TPD72_16	723	0,18	583,8845	2,14%	0,0471	2,95%	11,0	68,9	52,4	68,9	11,0	0,2
TPD72_15	531	0,19	604,2868	2,42%	0,0539	3,33%	10,7	73,3	365,5	73,3	10,7	0,3
TPD72_14	768	0,21	573,6157	1,90%	0,0508	3,24%	11,2	73,2	230,7	73,2	11,2	0,2
TPD72_13	345	0,44	14,6906	1,24%	0,0567	1,21%	424,5	26,5	478,0	26,5	424,5	5,1
TPD72_12	664	0,16	590,8050	2,46%	0,0535	3,10%	10,9	68,6	352,0	68,6	10,9	0,3
TPD72_11	1,059	0,22	571,1782	1,83%	0,0503	2,57%	11,3	58,4	207,7	58,4	11,3	0,2
TPD72_10	813	0,19	601,3628	2,09%	0,0503	3,02%	10,7	68,6	207,3	68,6	10,7	0,2
TPD72_9	756	0,16	581,3334	1,97%	0,0549	2,83%	11,1	62,1	407,1	62,1	11,1	0,2
TPD72_8	635	0,17	605,0065	2,25%	0,0516	3,21%	10,6	72,0	265,7	72,0	10,6	0,2
TPD72_7	734	0,16	586,2534	2,08%	0,0487	3,21%	11,0	73,7	133,6	73,7	11,0	0,2
TPD72_5	531	0,15	618,6760	2,12%	0,0491	3,58%	10,4	81,7	153,0	81,7	10,4	0,2
TPD72_4	736	0,17	567,1376	2,17%	0,0487	3,15%	11,4	72,4	132,4	72,4	11,4	0,2
TPD72_3	988	0,22	594,1825	1,79%	0,0490	2,87%	10,8	66,0	147,0	66,0	10,8	0,2

TABLA 2. Resultados analíticos U-Pb en las diferentes zonas al interior de los circones estudiados en la muestra GE46-M8 y sus correspondientes edades.

Sample Name	U (ppm)	Th U	238U 206Pb	1 Sigma % error	207Pb 206Pb	1 Sigma % error	206Pb/238U Age	1 Sigma Abs err	207Pb/206Pb Age	1 Sigma Abs err	Best age (Ma)	1 Sigma Abs err Ma
GE46M8_42	314	0,77	31,5721	1,35%	0,0512	1,44%	201,0	2,7	250,4	32,8	201,0	2,7
GE46M8_41	1.094	0,24	653,4790	1,88%	0,0499	2,86%	9,9	0,2	188,2	65,3	9,9	0,2
GE46M8_40	1.047	0,21	631,4383	1,87%	0,0483	2,89%	10,2	0,2	111,6	66,9	10,2	0,2
GE46M8_39	162	0,70	31,1589	1,39%	0,0504	1,79%	203,6	2,8	213,0	40,9	203,6	2,8
GE46M8_38	1.033	0,26	636,8147	2,11%	0,0508	2,70%	10,1	0,2	231,8	61,1	10,1	0,2
GE46M8_37	189	0,65	30,9284	1,36%	0,0505	1,77%	205,1	2,7	220,2	40,5	205,1	2,7
GE46M8_36	287	0,65	31,5796	1,40%	0,0506	1,48%	201,0	2,8	224,4	33,9	201,0	2,8
GE46M8_35	320	0,85	32,6531	1,55%	0,0524	1,85%	194,5	3,0	304,7	41,7	194,5	3,0
GE46M8_34	307	0,68	32,8477	1,58%	0,0718	2,91%	193,3	3,0	979,1	58,2	193,3	3,0
GE46M8_33	1.040	0,18	624,8230	2,01%	0,0487	3,13%	10,3	0,2	135,6	71,9	10,3	0,2
GE46M8_32	1.346	0,29	634,6170	1,79%	0,0514	2,46%	10,1	0,2	256,8	55,7	10,1	0,2
GE46M8_31	179	0,79	30,5585	1,43%	0,0543	1,77%	207,6	2,9	385,1	39,2	207,6	2,9
GE46M8_30	251	0,62	33,0814	1,42%	0,0531	1,54%	192,0	2,7	334,1	34,6	192,0	2,7
GE46M8_29	1.173	0,19	627,3902	1,75%	0,0507	2,85%	10,3	0,2	227,5	64,5	10,3	0,2
GE46M8_28	917	0,15	641,5266	2,16%	0,0530	2,78%	10,0	0,2	328,2	61,9	10,0	0,2
GE46M8_26	935	0,23	639,8504	1,93%	0,0515	2,92%	10,1	0,2	264,1	65,6	10,1	0,2
GE46M8_25	150	0,94	31,0638	1,52%	0,0512	1,88%	204,3	3,1	247,9	42,8	204,3	3,1
GE46M8_24	182	0,72	31,8058	1,47%	0,0542	1,80%	199,6	2,9	377,6	39,9	199,6	2,9
GE46M8_23	714	0,20	651,6153	2,15%	0,0565	3,25%	9,9	0,2	472,1	70,3	9,9	0,2
GE46M8_22	1.016	0,23	652,1448	2,00%	0,0500	3,01%	9,9	0,2	196,9	68,5	9,9	0,2
GE46M8_21	595	0,48	8,7232	1,26%	0,0703	0,75%	699,6	8,4	938,0	15,3	699,6	8,4
GE46M8_20	183	0,59	30,3307	1,42%	0,0521	1,59%	209,1	2,9	288,1	36,0	209,1	2,9
GE46M8_19	183	0,73	31,5777	1,51%	0,0509	1,42%	201,0	3,0	236,1	32,5	201,0	3,0
GE46M8_18	275	0,68	31,7606	1,43%	0,0542	1,59%	199,8	2,8	378,4	35,5	199,8	2,8
GE46M8_17	1.040	0,17	611,9078	1,96%	0,0499	2,60%	10,5	0,2	191,5	59,3	10,5	0,2
GE46M8_16	998	0,24	642,5528	2,07%	0,0480	2,71%	10,0	0,2	97,7	63,0	10,0	0,2
GE46M8_15	744	0,19	648,5095	2,13%	0,0482	3,36%	9,9	0,2	110,1	77,4	9,9	0,2
GE46M8_14	866	0,21	632,9918	2,02%	0,0519	3,08%	10,2	0,2	282,5	69,0	10,2	0,2
GE46M8_13	1.032	0,20	622,0751	1,92%	0,0464	2,84%	10,4	0,2	18,6	66,9	10,4	0,2
GE46M8_11	138	0,88	31,7643	1,54%	0,0505	1,58%	199,8	3,0	217,2	36,3	199,8	3,0
GE46M8_10	320	0,73	31,6972	1,39%	0,0512	1,16%	200,2	2,7	250,9	26,5	200,2	2,7
GE46M8_8	751	0,25	645,3583	2,18%	0,0527	3,11%	10,0	0,2	315,6	69,2	10,0	0,2
GE46M8_7	593	0,17	646,4311	2,43%	0,0555	3,44%	10,0	0,2	432,8	74,9	10,0	0,2
M8_6	1.266	0,27	639,5438	1,72%	0,0503	2,49%	10,1	0,2	207,1	56,8	10,1	0,2
GE46M8_4	132	1,00	32,0008	1,67%	0,0505	1,73%	198,4	3,3	217,5	39,5	198,4	3,3
GE46M8_3	245	0,61	31,6412	1,42%	0,0532	1,42%	200,6	2,8	336,3	31,8	200,6	2,8

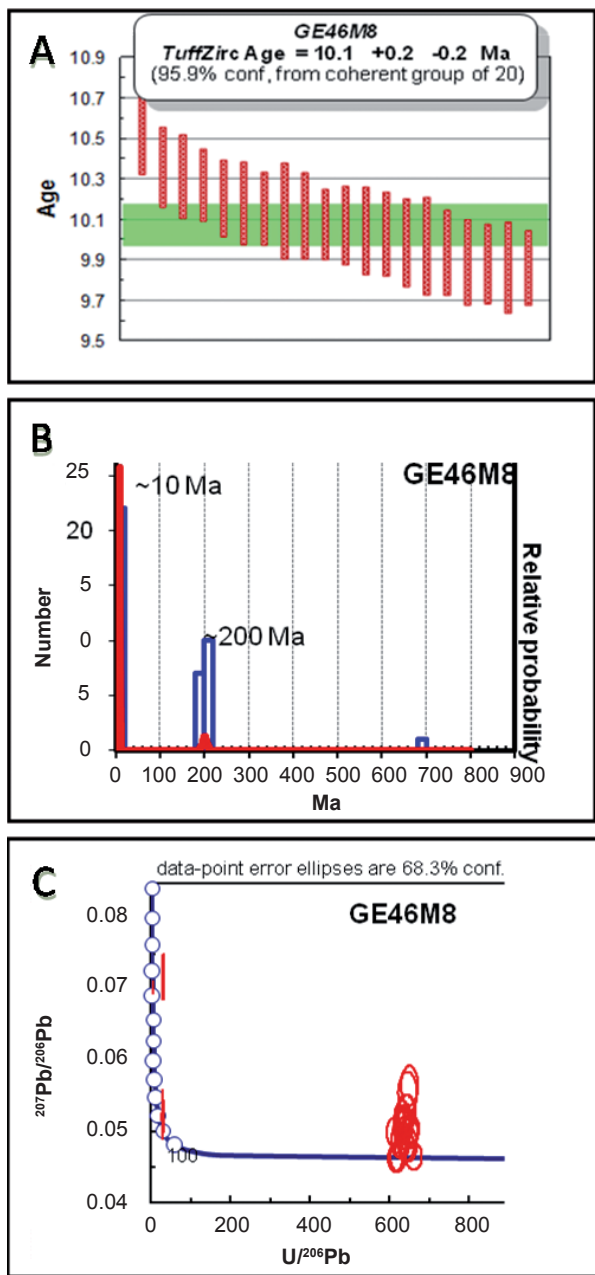


FIGURA 4. Edades U-Pb obtenidas a partir del análisis de circones de la muestra GE46M8, mediante la técnica LA-MCICPMS (10.1 ± 0.2 Ma). **A.** Diagrama de distribución de las edades obtenidas (error 2σ); **B.** Distribución de los rangos de edades obtenidas a partir del análisis de las diferentes zonas al interior de los circones, en la cual se muestra la dominancia de las edades entorno a 10 Ma; **C.** Diagrama concordia U-Pb a partir de circones, donde se muestran las diferentes edades heredadas y la edad de cristalización de la andesita porfírica.

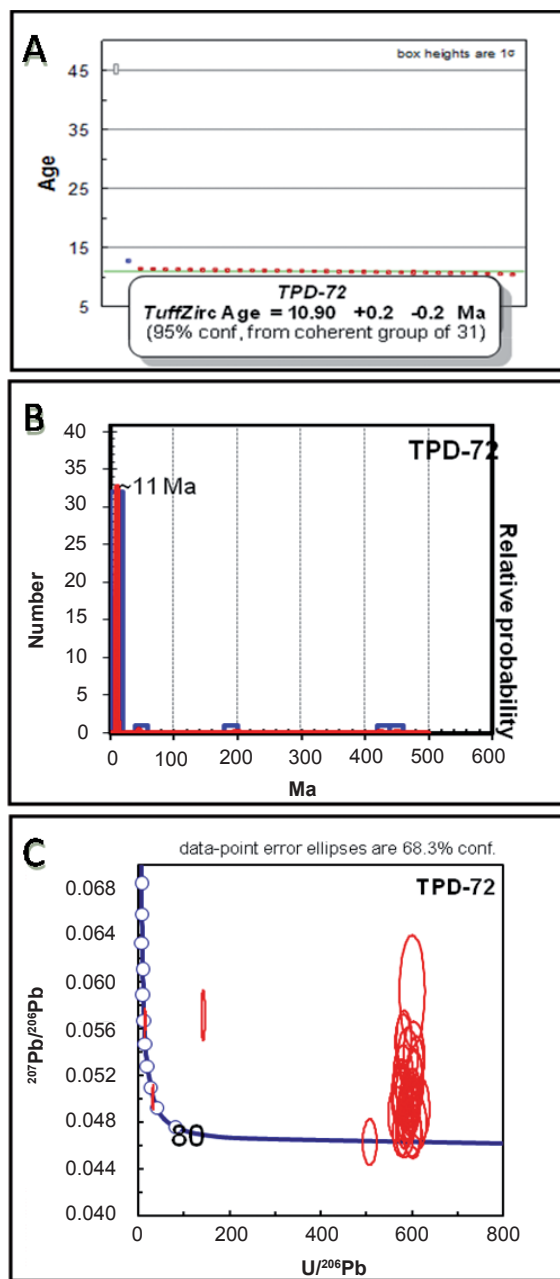


FIGURA 5. Edades U-Pb obtenidas a partir del análisis de circones de la muestra TPD-72, mediante la técnica LA-MCICPMS (10.9 ± 0.2 Ma). **A.** Diagrama de distribución de las edades obtenidas (error 2σ); **B.** Distribución de los rangos de edades obtenidas a partir del análisis de las diferentes zonas al interior de los circones, en la cual se muestra la dominancia de las edades entorno a 11 Ma.; **C.** Diagrama concordia U-Pb a partir de circones, donde se muestran las diferentes edades heredadas y edad de cristalización del cuerpo granodiorítico de textura porfírica-fanerítica.

CONCLUSIONES

En el distrito Minero de Vetas-California (DMVC), se reconocen rocas ígneas de textura porfirítica-afanítica de composiciones que varían desde andesitas porfiríticas, hasta riodacitas porfiríticas. Estas rocas se presentan dentro del área estudiada fundamentalmente a manera de diques (a excepción de un cuerpo de mayor tamaño aflorante en el sector de la quebrada Móngora), al parecer solo al oeste del sistema de fallas que se proyecta en el área de la quebrada La Plata. Unas rocas andesitas porfiríticas asociadas a estas variedades de rocas mencionadas, y aflorantes en el sector de la quebrada La Baja, fueron datadas mediante el método U-Pb en circones, usando la técnica LA-ICPMS, arrojando una edad de 10.1 ± 0.2 Ma. Por otro lado, unas rocas de textura porfirítica-fanerítica (posiblemente análogos en profundidad de los cuerpos de diques antes mencionados), fueron reconocidas a manera de pequeños *stocks*, con composiciones que varían entre cuarzomonzodioritas y granodioritas al Este del sistema de Falla antes citado. Rocas de afinidad granodiorítica de textura porfirítica-fanerítica, aflorante por la vía que comunica el Municipio de Vetas con el sector conocido como El Mesetón, fueron igualmente datadas usando la misma técnica antes mencionada, arrojando una edad de 10.9 ± 0.2 Ma.

Apoyados en los pocos datos geocronológicos hasta hoy día publicados (FIGURA 1); 8.4 ± 0.2 Ma para riodacitas del sector de la Vereda Hato Viejo (en Mantilla *et al.*, 2009) y 10.9 ± 0.2 Ma para la granodiorita del sector Vetas-Mesetón (aquí reportada); se puede estimar que éste sector del Macizo de Santander fue afectado por un pulso ígneo que debió tener un periodo de duración de por lo menos 2.5 Ma.

Considerando la presencia de rocas ígneas de edad Mioceno, afectadas por alteración hidrotermal y con presencia de mineralización, y en ausencia de rocas ígneas más jóvenes en el área de estudio (al menos por ahora no identificadas), se plantea que éste pulso magmático del Mioceno debe tener una relación causa-efecto con los estilos de mineralización presentes en el DMVC.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan un profundo agradecimiento a la Universidad Industrial de Santander (UIS), por su decidido apoyo a las tareas que adelanta la Escuela de Geología, encaminadas a generar nuevo conocimiento geológico de nuestro territorio nacional, desde nuestras

actividades académicas y de investigación propias del pensum de la carrera y de nuestra misión institucional. Al MDRU (*Mineral Deposit Research Unit del Earth and Ocean Sciences Department de la UBC (The University of British Columbia)*), por todo el apoyo y el respaldo. A todas las autoridades civiles, militares y eclesiásticas de California, Vetas y áreas circunvecinas, por su permanente amabilidad y colaboración.

Una gratitud especial a todos aquellos estudiantes de la Escuela de Geología de la UIS, quienes han realizado sus prácticas de Campo II en el área de estudio y a los tesisistas que han estado trabajando diferentes aspectos puntuales de la geología del DMVC. El entusiasmo y responsabilidad de todos ellos, son sin duda alguna una fuente de inspiración para quienes tenemos responsabilidades docentes, y son una sólida razón para pensar en un futuro geológico cada vez más dinámico y prolífico para Colombia. A Víctor Valencia por su colaboración durante los estudios geocronológicos y a Sara Jenkins (MDRU), por su ayuda con la elaboración de algunos esquemas. A un evaluador anónimo, por sus valiosas sugerencias y comentarios.

Igualmente, expresamos nuestra gratitud a todos los colegas geólogos y personal en general de las empresas mineras Eco Oro *Minerals Corp.*, *CVS Explorations Ltd.*, *AUX*, *Calvista Colombia* (Unión entre *Calvista Gold Corporation*), *Galway Resources Holdco Ltd.*, y Mineros de la Región, por su permanente apoyo a la Escuela de Geología de la UIS, especialmente durante los trabajos de Campo II realizados en el área de Vetas – California. A Alfonso Madrid, el primer autor le expresa su gratitud, por su amistad y su disposición para debatir temas de la geología de nuestra hermosa Colombia, en la bella ciudad de Vancouver. A mis colegas de la Escuela de Geología, por su colaboración, especialmente a Jorge Pinto, Juan Diego Colegial, Ricardo Mier y otros geólogos amigos que acompañaron algunas labores de campo.

REFERENCIAS

- Alemán A. y Ramos V.A. 2000. The Northern Andes. In *Tectonic Evolution of South America*, Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA (eds). 31st International Geological Congress: Río de Janeiro, 453–480.
- Bissig, T. and Tosdal, R.M. 2009. Petrogenetic and Metallogenetic Relationships in the Eastern Cordillera Occidental of Central Peru: *Journal of Geology*, 117: 499–518.

- Boinet, T., Bourgois, J., Bellon, H. y Toussaint, J. 1985. Age et repartition du magmatisme Premesozoïque des Andes de Colombie. Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences. Serie D: Sciences Naturalles 300(II): 445-450.
- Castro, R. A. 2010. Estudio petrográfico y geoquímico de las rocas andesíticas y microgabros porfíricos del sector Vijagual (Municipio de Bucaramanga, Santander). Trabajo de Tesis de Pregrado. Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander (UIS). Tesis Inédita. 97p.
- Case, J. E., Shagam, R. And Giegengack, R. F. 1990. Geology of the northern Andes: an overview. GSA Bulletin, 76: 567-589.
- Cooper, M.B., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J. and Taborda, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. A.A.P.G. Bulletin, 79: 1421-1443.
- Cooperación Técnica Colombo-Alemana. 1998. Etapa de diagnóstico. Informe geología y Mineralización. Unpublished Report RS-1-98, BGR, Hannover.
- Cordani, U.; Cardona, A.; Jimenez, D.; Liu, D. and Nutman, A. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. In: Terrane Processes at Margins of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications. Edited by Vaughan, A.; Leat, P.; Pankhurst, R., 246: 329-346.
- Díaz, S. L. y Guerrero A. M. 2006. Asociaciones mineralógicas de las menas auroargentíferas y su distribución espacial en el yacimiento Angostura (California, Santander). Tesis de Grado. UIS. 177p.
- Dörr, W., Grösser, J., Rodríguez, G., and Kramm, U. 1995. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. Journal of South American Earth Sciences, 8: 187-194.
- Evans, J. 1977. Geological and Geochemical reconnaissance in the Central Santander Massif, Departments of Santander and Norte de Santander, Colombia. U. S. Geological Survey (edits), 43p.
- Felder, G.; Ortiz, G.; Campos, C.; Monsalve, I. y Silva, A. 2005. ANGOSTURA PROJECT, A High Sulfidation Gold-Silver Deposit located in the Santander Complex of North Eastern Colombia. Greystar Resources Ltd. Thech. Report. (http://www.greystarresources.com/i/pdf/Angostura_Greystar_ProExplo_2005Final.pdf).
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. J. geol. Soc. London, 129: 93-131.
- Galvis V. J. 1998. Una caldera volcánica en el Macizo de Santander, Colombia. Revista Academia Colombiana de Ciencias. 22(84): 355-362
- García, C. y Ríos, C. 1999. Metamorfismo y metalogénia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia. Informe final Proyecto de Investigación 1102-05-083-95 Colciencias-Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 191p.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R. and Gosselin P. 2005. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes, in Economic Geology 100th Anniversary. pp. 407-450.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F. and Mehnert, H.H. 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750-D, D44-D49.
- Hart, C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5: 95-112.
- Hedenquist J. 2011. Sistemas magmático- hidrotermales activos y fósiles y yacimientos auríferos de los Andes Centrales Colombiano. XXX Curso Latinoamericano de Metalogenia UNESCO -SEG-SGA. 9 al 19 de Junio de 2011. Bogotá D.C., Colombia.
- Hoor, C.; Guerrero J.; Sarmiento G. A. y Lorente M. A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. Geology 23(3): 237-240
- Horton, B. K.; Parra M.; Saylor, J.; Nie J.; Mora, A.; Torres V.; Stockli D. and Strecker, M. 2010. Resolving uplift of northern Andes using detrital zircons age signatures. GSA Today. 20(7): 4-9

- Juliver, M. 1959. Geología de la Vertiente W del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. Boletín de Geología. UIS. No. 3: 15-34.
- Juliver, M. 1963a. Sobre la presencia de Fallas de edad Precretácica y Post-Girón (Jura-triásico) en el flanco W del Macizo de Santander. Boletín de Geología. UIS. No. 12: 5-17.
- Juliver, M. 1963b. Nuevos datos sobre la Dinámica del ámbito del Macizo de Santander durante el Secundario (Cordillera Oriental, Colombia). Boletín de Geología. UIS. No. 12: 45-49.
- Ludwig, K.R. 2001. Isoplot/Ex, version 2.49. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 1a.
- Mantilla F., L. C.; Valencia, V. A.; Barra, F. Pinto, J. y Colegial, J. 2009. Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfíricos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). Boletín de Geología. Universidad Industrial de Santander. 31(1): 31-43.
- Mathur, R., Ruiz, J., Herb, P., Hahn, L. and Burgath, P. 2003. Re-Os isotopes applied to epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 15: 815-821.
- Masy, J.; Niu, F.; Levander, A. and Schmitz, M. 2011. Mantle flow beneath northwestern Venezuela: Seismic evidence for a deep origin of the Mérida Andes. Earth and Planetary Science Letters 305: 396-404.
- Mendoza H. y Jaramillo, L. 1979. Geología y geoquímica del área de California, Santander. Boletín Geológico Ingeominas, 22: 3-52.
- Mendoza L. M. B. 2011. Estudio textural de las brechas del sector la Mascota (plataforma 9600: pozos de perforación LB278 y LB140), proyecto la Bodega (Municipio de California, Departamento de Santander). Trabajo de Tesis de Pregrado. Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander (UIS). Tesis Inédita, 178p.
- Mora A.; Parra M.; Strecker, M. R.; Sobel, E. R.; Hooghiemstra, H., Torres, V. and Vallejo-Jaramillo, J. 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. GSA Bulletin, 120: 930-949.
- Pindell, J. and Kennan. 2001. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, December 2-5, 2001, pp. 193-220.
- Restrepo, P., Ruiz, J., Gehrels, G. and Cosca, M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in Columbian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of Americas. Earth and Planetary Sciences Letters, 154: 331-347.
- Richards, J.P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology, 98: 1515-1533.
- Royero J. y Vargas R. 1999. Geología del Departamento de Santander. Ingeominas.
- Royero J. y Clavijo J. 2001. Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Informe Ingeominas, 92p.
- Rueda G. J. B. 2011. Estudio de las alteraciones hidrotermales asociadas a procesos magmático-hidrotermales en el sector San Antonio-San Celestino (Municipio de California, Santander, Colombia). Trabajo de Tesis de Pregrado. Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander (UIS). Tesis Inédita, 170p.
- Sillitoe, R. 2010. Porphyry Copper Systems. Economic Geology; January-February; 105(1): 3-41.
- Sillitoe, R. and Hedenquist, J. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious-metal deposits. Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Gigenbach volume (ed. S.F.Simmons). Special Publication 10.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36: 359-362.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26: 207-221.
- Schneider, J., Pennington, W. and Meyer, R. 1987. Microseismicity and focal mechanisms of the intermediate depth Bucaramanga nest, Colombia. J. Geophys. Res. 92, 13913-13926.
- Shih, X., Meyer, R. and Schneider, J. 1991. Seismic anisotropy above a subducted plate. Geology 19, 807-810.

Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Castro J. E. and Rivera, C. 1999. Geodynamics of the Northern Andes: Intra-continental subduction and The Bucaramanga Seismicity Nest (Colombia). Fourth ISAG, Goettingen (Germany), pp. 719-723.

Taboada A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. and Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics*, 19: 787-813.

Tschanz C.; Marvin R.; Cruz B.; Mehnert H. and Cebulla C. 1974. Geologic Evolution of Sierra Nevada de Santa Martha, Northerastern Colombia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 273-284.

Urueña, S. C. L. and Zuluaga C. A. 2011. Petrografía del Gneis de Bucaramanga en cercanías a Cepitá, Berlín y Vetas – Santander. *Geología Colombiana*, 36 (1) - Edición Especial.

Van der Hammen. 1961. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectogenesis of Colombian Andes. *Geologie en Mijnbouw*. 40-e Jaargang, pp. 181-188.

Van der Hilst, R. and Mann, P. 1994. Tectonic implication of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology* 22: 451–454.

Villamil T. 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, deponcenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela. *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecolog.* 153: 239-275.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Jaramillo, C., y Restrepo, H. 1973. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. U.S. Geological Survey e Ingeominas. *Boletín Geológico XXI* (1-3): 1-132.

Ward, D.; Goldsmith, R.; Cruz, B. J.; Jaramillo, C. L. y Vargas, R. I. 1977. Mapa Geológico de la Plancha H-13 a escala 1:100.000.

Zarifi, Z.; Havskov J. and Hanyga, A. 2007. An insight into the Bucaramanga nest. *Tectonophysics*, 443: 93–105.