

# Petrología del Batolito de Acandí y cuerpos asociados, Uguía-Chocó, Colombia

Diana Sánchez-Celis<sup>1\*</sup>; José Carlos Frantz<sup>1</sup>; Juliana Charão-Marques<sup>1</sup>; Marcela Barrera-Cortés<sup>1</sup>

DOI: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v40n1-2018004> 

**Forma de citar:** Sánchez-Celis, D., Frantz, J.C., Charão-Marques, M., y Barrera-Cortés, M. (2018). Petrología del Batolito de Acandí y cuerpos asociados, Uguía-Chocó, Colombia. *Boletín de Geología*, 40(1), 63-81. DOI: 10.18273/revbol.v40n1-2018004.

## RESUMEN

El Batolito de Acandí es un cuerpo intrusivo con amplias variaciones composicionales (González y Londoño, 2002) que data del Oligoceno (Restrepo y Toussaint, 1976), a su vez intruido por cuerpos subvolcánicos de andesitas, dacitas, y diques de basaltos. Debido a la diferencia composicional de este cuerpo en la cordillera Occidental, se realiza la integración e interpretación de datos del análisis petrográfico, geoquímico e isotópico de muestras recolectadas en la parte norte del Golfo de Urabá entre los municipios de Acandí y Uguía en el departamento de Chocó. En esta zona, las rocas del Batolito son gabros: rocas melanocráticas, masivas, equigranulares de grano fino a medio, subhedrales, de textura fanerítica; y las de los cuerpos subvolcánicos y diques son: rocas leucocráticas, masivas, inequigranulares, de grano fino a medio, subhedrales, con textura porfirítica y rocas melanocráticas afaníticas (basaltos). Petrografía detallada muestra que las rocas del Batolito son compuestas por plagioclasa, piroxenos y anfíboles, como accesorios pirita diseminada, apatita, magnetita e ilmenita. Son rocas holocristalinas, melanocráticas, inequigranulares, subhedrales, de fino a groso granulares, con presencia de texturas ofíticas y subofíticas, con coronas de reacción y zonación en plagioclasas. Las rocas subvolcánicas que intruyen el batólito son basaltos afaníticos, dacitas y andesitas con texturas porfiríticas, con plagioclasa y hornblenda como minerales principales. Son inequigranulares, de tamaño muy fino a grueso, con texturas cúmulo-porfiríticas, vesiculares y amigdalares. Los análisis geoquímicos e isotópicos indican que tanto las rocas del batolito como las de los cuerpos que lo intruyen, son de afinidad subalcalina de la serie calco-alcalina de bajo a medio K, metaluminosas, con enriquecimiento en elementos de tierras raras leves en relación a las tierras raras pesadas. Los datos geoquímicos e isotópicos de Nd y Sr sugieren que estas rocas se forman a partir de procesos en arcos de islas, asociados a zonas de subducción, siendo posteriormente acrecionadas al margen continental.

**Palabras clave:** Batolito de Acandí; basaltos; andesitas; dacitas; petrografía; geoquímica; isótopos.

## Petrology of Acandí's Batholith and associated bodies in Uguía, Chocó, Colombia

## ABSTRACT

The Acandí's batholith is a large intrusive body with a wide compositional variation (Gonzalez and Londoño, 2002) dating from the Oligocene (Restrepo and Toussaint, 1976), and intruded by subvolcanic andesites and dacites bodies and basalt dikes. Due to the compositional difference of this body in the Western Cordillera, it is performed integration and interpretation of new petrographic, geochemical and isotopic data from samples collected in the northern Gulf of Urabá between the towns of Acandí and Uguía it is done in Choco department. For this area, batholith rocks are gabbros: melanocratic rocks, massive, equigranular fine to medium grained, subhedral, phaneritic texture; and the subvolcanic bodies and dikes are: leucocratic, massive and inequigranular rocks, fine to medium grained, subhedral, with porphyritic texture and aphanitic melanocratic rocks (basalts). Detailed petrography shows that the rocks from the Batholith are constituted by plagioclase, pyroxene and amphibole, with disseminated pyrite, apatite, magnetite and ilmenite as accessory phases. The batholith rocks are holocrystalline, melanocratic, inequigranular, subhedral, from fine to granular roughly, with the presence of ophitic and subophitic textures, with reaction rings (coronas) and zoning in plagioclase. The intrusive subvolcanic rocks that crosscut the Batholith are afanitic basalts, dacites, and andesites with porphyritic textures, having plagioclase and hornblende as main minerals. They are inequigranular, very fine to coarse grained, with glomeroporphyritic texture and also vesicular and amygdular textures. Geochemical and isotopic analyses indicate that both batholiths and intrusive rocks are sub-alkaline from the calc-alkaline series of low to medium K, metaluminous with light rare earth elements enrichment in relation to the heavy rare earth elements. The geochemical and Nd and Sr isotopic data suggest that these rocks are formed in island arcs, associated with subduction zones, being later added to a continental margin.

**Keywords:** Acandí's Batholith; basalts; andesites; dacites; petrography; geochemistry; isotopes.

<sup>1</sup> Programa de Posgraduación en Geociencias y Laboratorio de Geología Isotópica, Instituto de Geociencias, Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul. Porto Alegre, RS, Brasil. (\*)[diana.sanchez@ufrgs.br](mailto:diana.sanchez@ufrgs.br), [jose.frantz@ufrgs.br](mailto:jose.frantz@ufrgs.br), [juliana.marques@ufrgs.br](mailto:juliana.marques@ufrgs.br), [marcela.barrera@ufrgs.br](mailto:marcela.barrera@ufrgs.br).

## INTRODUCCIÓN

El Batolito de Acandí es un cuerpo irregular con diferencias composicionales que varían de granitos a gabros a lo largo de la cordillera Occidental colombiana (Rodríguez *et al.*, 2010). De edad oligoceno (Restrepo y Toussaint, 1976), está siendo intruído por cuerpos subvolcánicos de andesitas, dacitas y diques de basalto; conjunto de rocas que a su vez, atraviesa un complejo de rocas vulcano sedimentarias llamado Santa Cecilia-La Equis. Todo este arreglo geológico, dada su situación espacial y relaciones de contacto, es posiblemente parte de una zona de subducción en la base de la cordillera Occidental (Duque-Caro, 1990), región en parte ampliamente conocida en la literatura como Bloque Choco-Panamá, parte norte del Caribe colombiano que aún presenta actividad sísmica.

Las áreas visitadas y muestreadas están localizadas en torno del municipio de Unguía, en el departamento de Chocó, al sur del Golfo de Urabá, ubicadas en el mapa geológico 79BIS de Rodríguez *et al.* (2010) a escala 1:100.000, entre las coordenadas planas 990.000-1.000.000 mE y 1.380.000-1.390.000 mN con datum

Observatorio Bogotá origen oeste (FIGURA 1). En el campo, fueron diferenciadas andesitas, dacitas y diques de basaltos atravesando el gabro. Las relaciones intrusivas de estas últimas fueron dadas por los xenolitos gabroides expuestos en los diques de basaltos observados en campo. Para este trabajo, se hizo en detalle la petrografía y realizados estudios geoquímicos de elementos mayores, traza, e isótopos de Nd y Sr en gabros, andesitas, dacitas y basaltos.

Es de gran importancia el aporte de nuevos datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos del Batolito de Acandí y de los cuerpos de andesitas y dacitas asociados, ya que son algunas de las unidades geológicas más importantes de la cordillera Occidental colombiana, dada su amplia extensión y discutida petrogénesis. Con la información obtenida, y junto a datos geoquímicos del cuerpo reportados con anterioridad por autores como Rodríguez *et al.* (2010), González y Londoño (2002) y Villagómez *et al.* (2011), se contribuye a caracterizar genéticamente una parte de este cuerpo ígneo que posteriormente servirá para la generación de hipótesis sobre la evolución tectónica de la costa pacífica y el margen sur occidental Caribe, en esta zona del país.

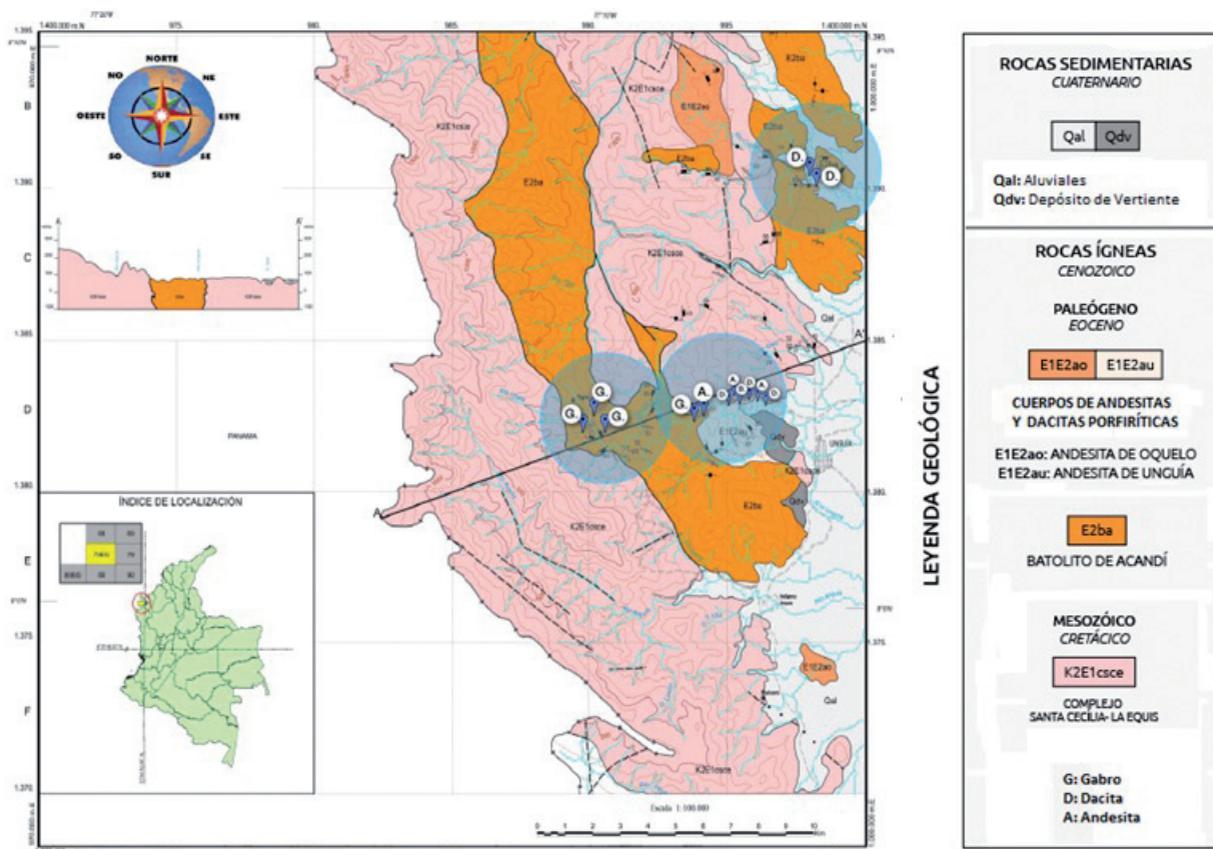


FIGURA 1. Distribución del Batolito de Acandí para el mapa 79BIS con área muestreada en los círculos (modificado del mapa geológico de Rodríguez *et al.*, 2010).

## CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

El nombre de este plutón viene del municipio de Acandí en el Golfo de Urabá. La primera referencia de estas rocas, fue hecha con el nombre de “Macizo de Acandí” (Radelli, 1967) seguido por Batolito de Acandí (Cossio, 1994), para hacer referencia a un grupo de rocas aflorantes en la zona norte del Golfo de Urabá. Para las rocas de la zona sur, Álvarez en 1971, propone el nombre de Batolito de Mandé por el corregimiento de Mandé (región sur del golfo de Urabá). González y Londoño (2002) describen las principales características del Batolito de Mandé y concluyen que existe una gran correlación con el Batolito de Acandí y el plutón del río Pito en Panamá, hecho que lleva a Rodríguez *et al.* (2010), a hacer una nueva descripción de las unidades sur y norte en la memoria de los mapas 58, 68 y 79BIS (FIGURA 1) unificando estos cuerpos en el término Batolito de Acandí. Su composición, varía entre gabros, granodioritas, tonalitas y dioritas (Botero, 1975; González y Londoño, 2002, Villagómez *et al.*, 2011; Rodríguez *et al.*, 2010). En este trabajo se usa el término “Batolito de Acandí”, pero los resultados de los análisis químicos y geocronológicos aplican para el cuerpo conocido como Batolito de Mandé, criterio basado en la revisión bibliográfica y similitud de los análisis obtenidos por Rodríguez *et al.* (2010).

Este cuerpo está cubierto por depósitos cuaternarios aluviales e intruye rocas vulcano sedimentarias del Complejo Santa Cecilia-La Equis, que presenta facies que indican efectos de asimilación de las rocas encajantes donde los contactos corresponden a una zona de debilidad tectónica (González y Londoño, 2002) de edad Eoceno Temprano. Está expuesto dentro del Bloque Chocó-Panamá limitado al norte por el mar Caribe (Rodríguez *et al.*, 2010). Las rocas magmáticas del Terciario, como las del Batolito, tienen un origen relacionado con la intrusión Calima y terrenos del Chocó-Panamá (Villagómez *et al.*, 2011). Es propuesto por Álvarez (1971), como un cuerpo intrusivo y una serie de stocks relacionados alargados en dirección N45°W, con una prolongación en Panamá, que finaliza en la parte sur hacia Risaralda (González y Londoño, 2002). Su edad es según Botero (1975), de aproximadamente 34 millones de años (Oligoceno medio tardío). El Batolito es intruido, a su vez, por basaltos y pórfidos andesíticos y dacíticos, que se localizan en los bordes del cuerpo como pequeños stocks de formas irregulares, con composición intermedia, que incluye diques de basaltos y apófisis que cortan las rocas del cuerpo plutónico y las del Complejo Santa Cecilia-La Equis (Ramírez *et al.*, 1979), por lo cual se consideran posteriores al

Batolito en edad en las localidades mapeadas. En la bibliografía más antigua de la región, estos cuerpos no son considerados como una entidad diferente, sino como parte del Batolito (González y Londoño, 2002).

## METODOLOGÍA

Se recopilan datos sobre la zona noroccidental colombiana, haciendo énfasis en la información de los cuerpos coetáneos y/o asociados genéticamente al Batolito en trabajos realizados por diferentes autores (antes mencionados) que incluyen análisis petrográficos, geoquímicos y cartografía. En el trabajo de campo, se adquieren un número importante de muestras, la mayoría tomadas sobre el río Unguía, en donde se diferencian los 4 tipos de rocas estudiadas (FIGURA 2), teniendo en cuenta que estas no presenten alteraciones importantes, que puedan afectar el análisis químico.



FIGURA 2. Vista general del río Unguía. Rocas aflorantes en su mayoría cuerpos irregulares de andesitas y dacitas.

En trabajo de campo se describieron las unidades muestreadas con las que se realizaron 20 secciones delgadas pulidas que fueron analizadas con lupa y con microscopio petrográfico de luz transmitida y reflejada. Para cada sección delgada, se realiza un conteo de 500 puntos con el objetivo de identificar los minerales esenciales, accesorios, paragénesis, texturas, estructuras, deformaciones y posibles minerales de interés económico, entre otras características, para la clasificación modal con los diagramas de Streckeisen (1976). Para complementar la descripción de los minerales, se realizan imágenes en el SEM (*Scanning Electron Microscope*) en el CME (Centro de Microscopía Electrónica) de la *Universidade Federal do Rio Grande do Sul en Brasil*, con un equipo JSM 5800 acoplado con EDS (Detector de Energía de Dispersión), para reconocer el tamaño, forma, ocurrencia y paragénesis mineral. En cuanto a la geoquímica, para determinar la concentración total de los elementos

mayores, menores, traza y elementos de tierras raras (REE), con las muestras pulverizadas para análisis de roca total se realizan en ACME-Bureau *Veritas Mineral Laboratories mediciones* de XRF (fluorescencia de rayos X) e ICP/ICP MS (*Inductively Couple Plasma-Espectrometry*) con detección mínima hasta de 0,0001%. Las muestras para estos análisis se escogen teniendo en cuenta la distribución espacial del Batolito y de los cuerpos, además de la homogeneidad de la roca. En el posterior análisis e interpretación de datos, son usados diferentes diagramas realizados en el *software* de uso libre (GCDKIT 3.00) de los cuales, serán descritos los resultados. Finalmente, se realizan análisis isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd para roca total en un espectrómetro de masas multi-colector de ionización térmica *Triton* (Thermo-Finnigan) en el laboratorio de Geología Isotópica de la *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, para complementar la información petrológica del cuerpo.

## RESULTADOS

El muestreo de roca realizado en este trabajo tiene un área de cobertura aleatoria desde el municipio de Unguía hasta la parte más norte, el municipio de Acandí, en el departamento de Chocó, puesto que el cuerpo tiene un acceso limitado dentro de una zona selvática. Sobre el río Unguía, afloran en su mayoría cuerpos irregulares de andesitas, dacitas y diques de basaltos. Los contactos en andesitas y dacitas son irregulares sinuosos, de lo cual se puede inferir que estos cuerpos aún estaban calientes cuando fueron intruídos por los diques de basaltos, y, por lo tanto, que no había pasado mucho tiempo desde su emplazamiento en ese nivel cortical y hasta la intrusión del dique. El contacto del gabro con las andesitas, dacitas y basaltos también se observa sinuoso. Estas rocas se encuentran formando numerosos diques y cuerpos que están atravesando el Batolito de forma irregular. Macroscópicamente, los basaltos que al igual que las andesitas, se muestran porfiríticos, melanocráticos y masivos, tienen un claro contraste con las dacitas que son masivas, con textura porfirítica, y leucocráticas de colores grises matizados de negro y blanco. El contacto entre los diques de basalto y las andesitas y dacitas, indica que no ha habido reacción o mezcla entre los materiales, normalmente debido a un contraste térmico fuerte o al estado muy viscoso o rígido de uno de ellos. En la FIGURA 3 se observa el contacto entre dos intrusiones subvolcánicas: una ocupa la parte izquierda (dique de basalto) y corta a la derecha (cuerpo de dacita). Estas intrusiones son repetidas a lo largo del río, basaltos que cortan cuerpos de dacitas y andesitas. Destaca la presencia de un borde de enfriamiento de color

más oscuro entre las dos unidades, identificable por su aspecto afanítico (FIGURA 3). A su vez, estas rocas subvolcánicas cortan a los gabros del Batolito de Acandí. Como roca intrusiva sólo se observan gabros encontrados, en la parte más occidental del río Unguía, en cercanías al municipio Tigre. Esta fase gabroide del Batolito, aflora en una extensión de aproximadamente 20 km<sup>2</sup> en varios sectores de la zona de trabajo, y es inferida en gran parte por geomorfología, ya que presenta abundante vegetación. Los gabros son macroscópicamente inequigranulares, de fenocristales subhedrales de tamaño fino a medio, porfiríticos, con cristales de plagioclasa, hornblenda, con abundante pirita diseminada. No se observan en la zona rocas más ácidas, relatadas por Álvarez (1971), Botero (1975), González y Londoño (2002), Villagómez *et al.* (2011) y Rodríguez *et al.* (2010) en otras localidades para este cuerpo.



FIGURA 3. Contacto Dacita – Basalto. Se observan xenolitos gabroides cerca al contacto de la intrusión.

## PETROGRAFÍA

### Gabro del Batolito de Acandí

Microscópicamente son rocas masivas faneríticas (en algunas muestras porfiríticas), holocristalinas, en su mayoría equigranulares, de tamaño fino a medio,

melanocráticas, de colores oscuros. La mineralogía principal es plagioclasa, piroxeno y anfíboles. Las texturas específicas como ofíticas y subofíticas son comunes (FIGURA 4B). Generalmente son fino a meso granulares, rara vez grueso granulares. En algunas muestras se reconocieron texturas micro porfíricas (con una relación matriz-fenocristales que varía entre 20% y 60%). En la mayoría de las rocas analizadas, la relación entre los cristales más gruesos y los más finos es de 60:40. Como minerales accesorios se reconocieron apatitos, pirita, magnetita, e ilmenita en una menor proporción. La clorita se encuentra como mineral de alteración, a partir de las hornblendas y los piroxenos. Presenta cuarzo en proporción menor al 3%, anhedral.

Las plagioclasas en su mayoría son cristales sub y euhedrales zonados, algunos con macla de Carlsbad y ocasionalmente con maclas de la Albita. Poseen un tamaño promedio entre 10 mm y 5 mm. Su composición oscila entre  $An_{50}$  y  $An_{70}$ , según el promedio de la medición del ángulo de extinción de las plagioclasas usando el método de Michel-Levy, descrito en la mineralogía óptica de Kerr (1959). Porcentualmente constituye desde el 40,8% hasta el 80% del total de las rocas. Presentan coronas de reacción, y texturas subofíticas y microfracturas en sus cristales lo que indica variaciones en condiciones de cristalización. La augita es euhedral, de relieve alto, presenta fuerte pleocroísmo verde, presentando texturas ofíticas, su presencia varía del 15% al 40% del total composicional de la roca. Tiene inclusiones de plagioclasa formando texturas ofíticas. La hiperstena es subhedral, relieve alto, presenta fuerte pleocroísmo verde claro o rosado, se encuentra también con texturas ofíticas. Comúnmente alterado a clorita, no supera nunca al 10% de abundancia. Hornblenda se observa de coloración verde en PPL, es levemente pleocróica, relieve alto de formas anhedrales y subhedrales, variando su presencia entre un 10% y 30% en las muestras. Su ángulo de extinción varía del  $10^\circ$  a  $30^\circ$ , presenta maclas polisintéticas, en paragénesis con la plagioclasa. La clorita es de color azul berlín en XPL. Euhedral, fuertemente pleocróica, de verde a marrón, su presencia varía entre un 2% y 5%, y se presenta como mineral de alteración.

Minerales como apatito, pirita, magnetita, ilmenita (FIGURA 4) están presentes en todas las muestras como minerales accesorios. Diseminados por toda la roca, con formas anhedrales, incoloros, de alto relieve en la mayoría de los casos. Porcentualmente constituye desde el 0,2% hasta el 0,6%.

Dado el porcentaje de sus minerales esenciales, a las muestras se les proyecta y clasifica según el triángulo

QAP propuesto por Streckeisen en 1976 como gabros. En la FIGURA 4 se observa una vista puntual en una placa de gabro, en XPL, PPL e imagen *backscattering* del mismo, además de su espectro composicional.

### Rocas subvolcánicas: Basalto, Andesita y Dacita

Las rocas subvolcánicas que intruyen al Batolito se diferencian petrográficamente por cambios en las texturas de sus minerales (en los basaltos su textura es más afanítica, mientras que en las dacitas y andesitas se presentan texturas más porfíricas) y las diferencias en los porcentajes de sus minerales esenciales (Basaltos con  $An_{>50}$ , andesitas con  $An_{<40}$  y dacitas con  $An_{10-30}$ ).

Microscópicamente, son holocristalinas generalmente con textura porfírica y matriz muy fina, principalmente micro-cristalina, altamente sericitizada; inequigranulares, de tamaño muy fino a grueso. Presentan texturas cúmulo-porfíricas, vesiculares, amigdalares. Tienen predominantemente plagioclasa y hornblenda constituyendo la matriz y los fenocristales, piroxenos, cuarzo y biotita en menor proporción como fenocristales anhedrales y subhedrales. Es notoria la presencia de abundante pirita diseminada. Sus minerales son de medios a finos, inequi a equigranulares, en proporciones variables como el cuarzo (las dacitas presentan un porcentaje mayor de cuarzo en comparación con los basaltos y las andesitas). Se presenta feldespato alcalino en poca abundancia. Las texturas específicas como ofíticas y subofíticas son recurrentes. Generalmente son fino a meso granulares. En la mayoría de las dacitas y andesitas analizadas la relación entre los cristales más gruesos y los más finos es 30:70, mientras que en los basaltos, se observa una relación 20:80.

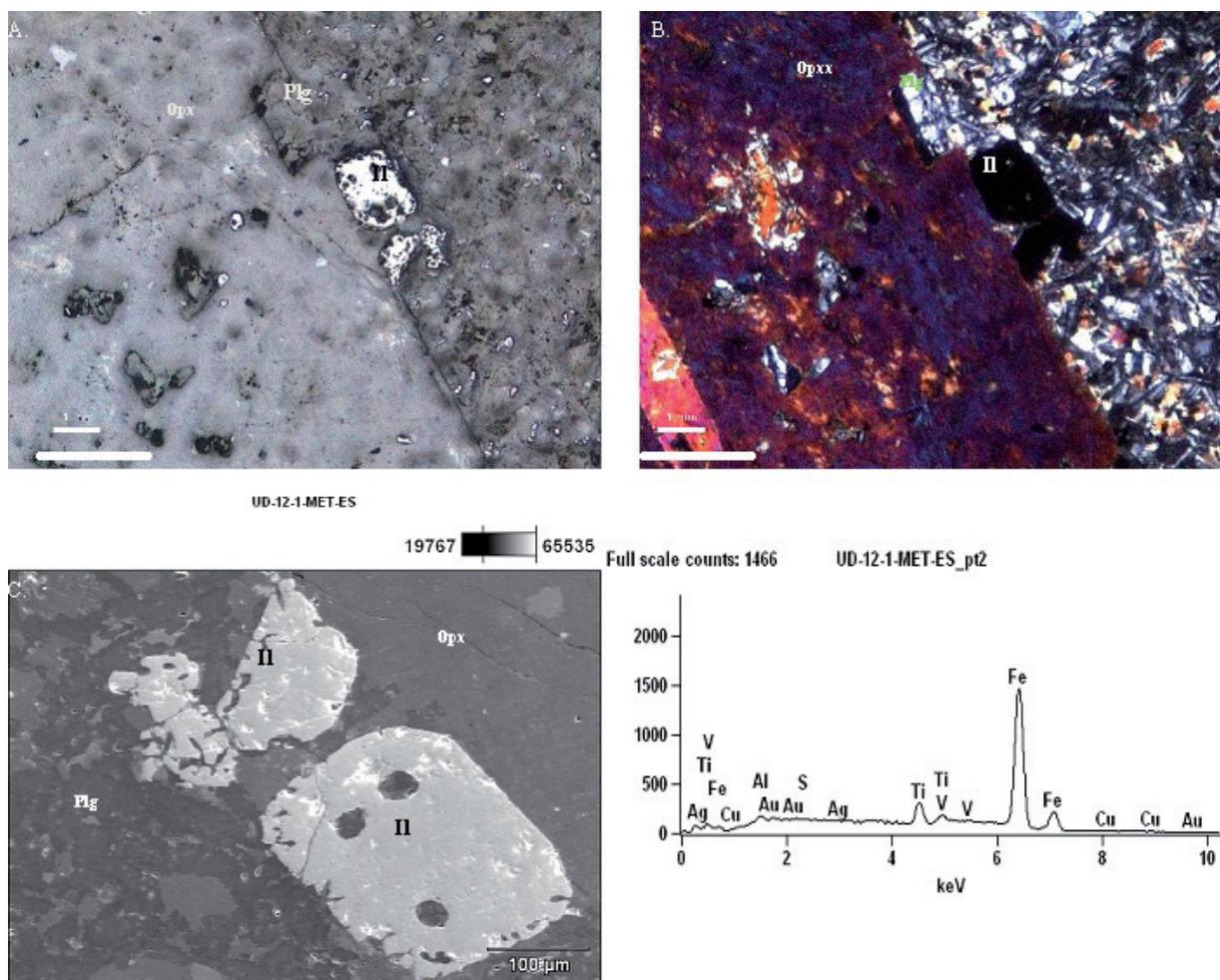
Las plagioclasas en su gran mayoría se observan como cristales subhedrales zonados, algunos con macla de Carlsbad y ocasionalmente con maclas de la Albita, poseen un tamaño entre  $100 \mu\text{m}$  y 5 mm, con tamaños promedio de  $500 \mu\text{m}$  en sus fenocristales. Su composición oscila entre  $An_{20}$  y  $An_{50}$ . Porcentualmente constituye desde el 32,8% hasta el 50%. Sus fenocristales son zonados, con coronas de reacción y muy fracturados.

La hornblenda presenta coloración verde, levemente pleocróica, relieve alto de formas anhedrales y subhedrales, variando su presencia entre un 20% y 70% en las muestras.

El diópsido observado presenta relieve alto, fuerte pleocroísmo verde, subhedral, con texturas ofíticas. Se encuentra en una proporción menor al 4%, por lo tanto,

se clasifica como mineral accesorio. La clorita, cuyo color en XPL es azul berlín, es euhedral, fuertemente pleocroica, de verde a marrón en PPL, de alto relieve. Se

presenta como mineral de alteración en una proporción del 3% al 6%.



**FIGURA 4.** Imágenes microscópicas de un gabro, muestra UD-12 en: **A.** Luz reflejada mostrando la reflectancia de la ilmenita. **B.** Luz transmitida con polarizador en donde se observa el carácter anisotrópico de la ilmenita y las texturas ofíticas presentes en toda la roca, los colores de interferencia y paragénesis. **C.** Imagen *backscattering* de la ilmenita junto con la medición cuantitativa en EDS hecha en SEM. (I: Ilmenita, O: Ortopiroxeno, Pl: Plagioclasa y/o matriz con plagioclasa y piroxenos). **D.** Detección de elementos en la imagen de *backscattering*.

El cuarzo se encuentra presente en cristales de anhedrales a subhedrales, incoloros, variando su contenido del 5-15% (basaltos y andesitas) al 40% (dacitas).

El feldespato alcalino (ortoclasa) se presenta en cristales anhedrales de tamaño promedio de 30  $\mu\text{m}$ . Porcentualmente, constituye del 0,3% hasta el 3%.

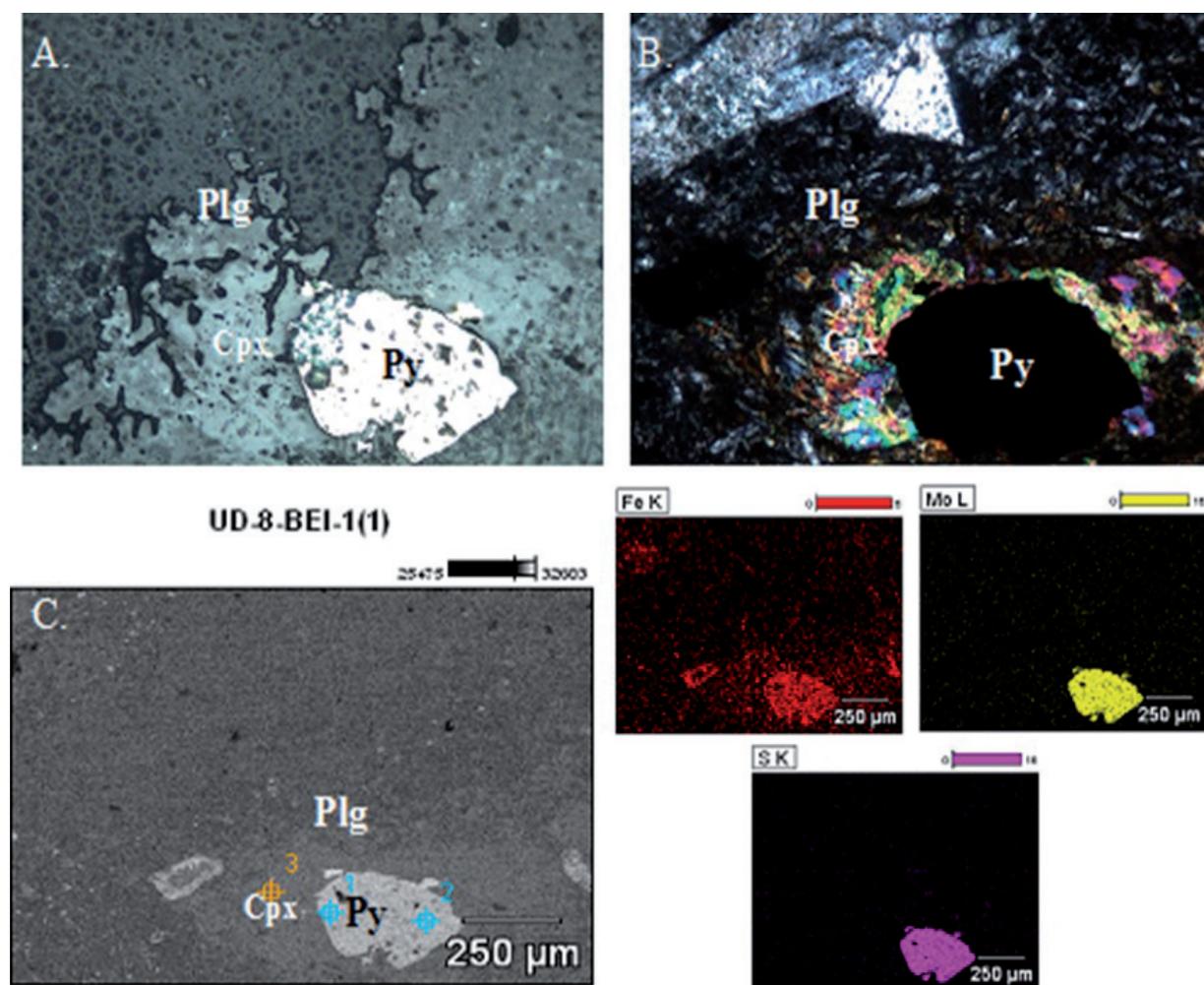
Los zircones, que se reconocieron junto con apatitos, magnetita, titanita, pirita, y esfena, como minerales accesorios en cristales anhedrales inequigranulares dispersos en la matriz o incluidos dentro de otros minerales, presentan una proporción menor al 2%. A su

vez, biotita se observa subhedral de 100  $\mu\text{m}$  a 300  $\mu\text{m}$  de tamaño, como mineral de alteración, en una proporción que varía del 0,5 al 3%.

Teniendo en cuenta que estas rocas no tienen presencia de vidrio, si no de fenocristales bien formados, para clasificarlas se usa principalmente la composición mineralógica modal según el triángulo QAP propuesto por Streckeisen (1976) del cual se obtiene un Basalto, Andesitas y Dacitas, teniendo en cuenta el porcentaje de sus minerales esenciales además de las diversas texturas que presentan.

En las FIGURAS 5 y 6 se observan parte de las secciones delgadas realizadas de dacitas y de andesitas, con sus paragénesis en PPL y XPL y la imagen *backscattering* de la misma sección, junto con un mapa y espectro composicional para elementos que se encontraron

incluidos dentro de la estructura de la pirita, como oro (FIGURA 5) en una dacita, y molibdeno en el caso de la andesita (FIGURA 6), junto con cantidades anómalas de plata en una zona puntual.



**FIGURA 5.** Imágenes microscópicas de dacita muestra UD-01. **A.** Luz reflejada mostrando la reflectancia de la pirita. **B.** Luz transmitida con polarizador en donde se observa el carácter anisotrópico de la pirita y las texturas ópticas presentes en toda la roca, colores de interferencia en XPL, PPL y paragénesis mineral. **C.** Imágenes en EDS de la pirita con la medición cuantitativa de los elementos presentes hecha en SEM. Se resalta el alto contenido en oro y azufre. (Py: pirita, Cpx: Clinopiroxeno, Plg: Plagioclasa y/o matriz con plagioclasa). **D.** Detección de elementos en la pirita.

## GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS

### Geoquímica

Las muestras fueron analizadas con XRF e ICP/ICP-MS, teniendo en cuenta que son homogéneas. Los valores obtenidos de los análisis geoquímicos son presentados en la TABLA 1.

Para el análisis de estos resultados, se calcula la norma CIPW, basada en minerales normativos (aquellos esperados se formen desde un fundido anhidro a baja presión) para simplificar y organizar su composición química, enfatizando ciertas características particulares, como la “saturación en sílice”. Los resultados del cálculo de esta norma, se presentan en la TABLA 2.

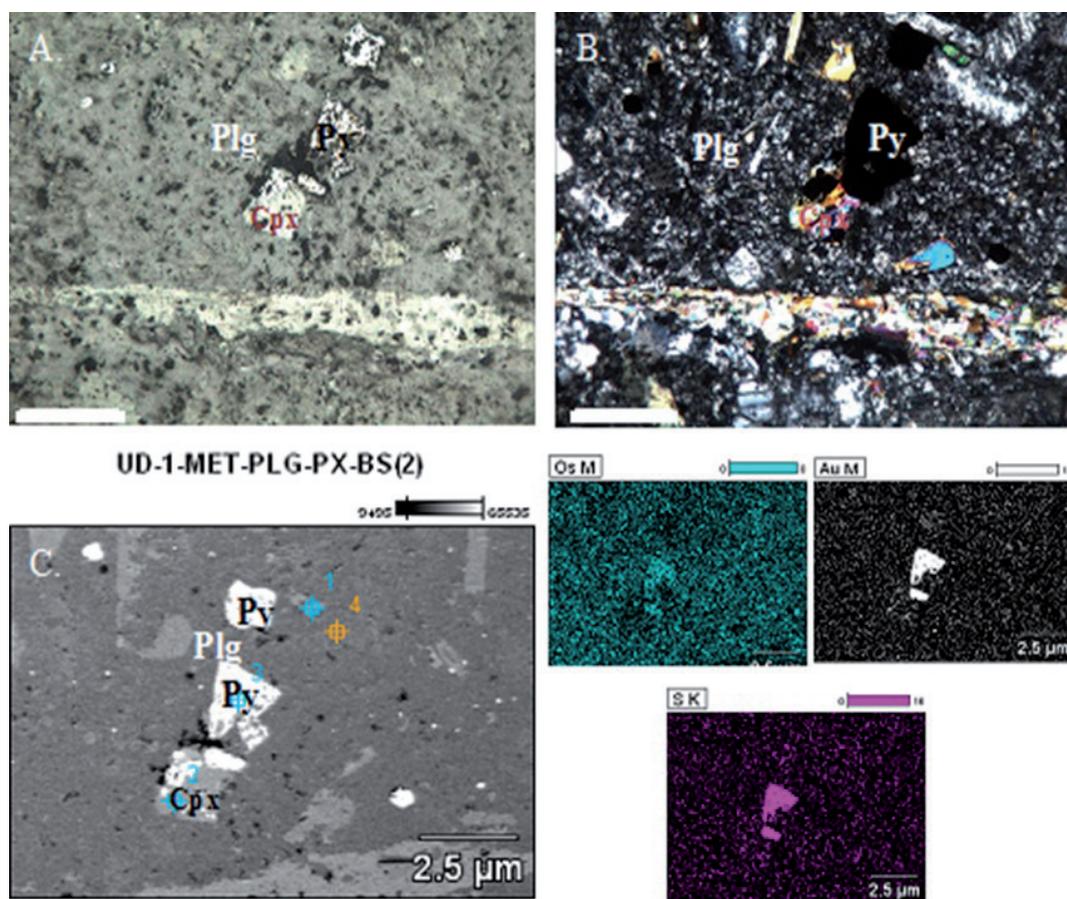


FIGURA 6. Imágenes microscópicas de andesita muestra UD-08. A. Luz reflejada mostrando la reflectancia de la pirita. B. Luz transmitida con polarizador en donde se observa el carácter anisotrópico de la pirita, colores de interferencia en XPL, PPL y paragénesis mineral. C. Imágenes *backscattering* de la pirita con la medición cuantitativa de los elementos en EDS presentes hecha en SEM (mapa). Se resalta el alto contenido en molibdeno y azufre. (Py: pirita, Cpx: Clinopiroxeno, Plg: Plagioclasa y/o matriz con plagioclasa). D. Detección de elementos en la pirita.

TABLA 1. Resultados de los análisis geoquímicos para las rocas analizadas (cantidades de los óxidos en porcentajes y elementos en ppm).

Muestra/ Elemento	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ba	Be	Ce	Co	Cs	Dy	Er	Eu
UD-01	63,90	15,56	5,69	0,000	5,24	0,71	1,99	0,16	3,72	0,16	0,36	442	0	16,1	7,6	0,1	2,92	2,13	0,84
UD-02	51,41	17,54	9,55	0,033	8,01	0,68	6,55	0,26	2,43	0,11	0,54	288	0	12,1	27,4	0,2	3,00	1,87	0,84
UD-4-1	62,83	16,59	5,54	0,000	5,26	1,27	2,20	0,14	3,77	0,18	0,39	511	2	16,6	9,7	0,2	2,87	2,03	0,83
UD-05	49,11	15,61	10,95	0,068	9,16	0,33	9,69	0,20	1,39	0,10	0,57	281	0	9,1	37,1	0,0	2,59	1,79	0,69
UD-08	58,17	17,45	6,97	0,000	7,32	0,84	3,08	0,20	3,59	0,16	0,65	300	2	14,6	14,0	0,1	3,51	2,60	1,01
UD-09	50,15	21,11	9,41	0,000	8,45	1,34	3,51	0,15	3,11	0,11	0,68	340	0	11,3	19,5	0,8	3,63	2,26	0,87
UD-10	49,84	20,73	9,89	0,000	9,11	1,10	3,77	0,16	2,94	0,10	0,69	247	2	10,1	20,5	0,7	3,31	2,31	0,97
UD-11	47,41	18,25	12,52	0,000	8,64	0,21	5,87	0,17	2,37	0,10	0,87	101	0	10,6	34,0	1,0	3,47	2,05	0,81
UD-12	48,81	17,64	10,96	0,008	10,06	0,78	6,24	0,18	2,07	0,11	0,67	184	0	12,2	34,4	0,2	2,99	1,84	0,78
UD-14-1	60,27	17,35	6,91	0,000	6,37	1,26	2,66	0,13	3,16	0,14	0,40	625	0	21,2	14,7	0,3	2,28	1,53	0,73
UD-14-2	60,70	17,53	7,02	0,000	6,59	1,26	2,70	0,13	3,16	0,14	0,40	612	0	18,3	13,7	0,3	2,28	1,42	0,69

Muestra/ Elemento	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V
UD-01	17,7	2,88	2,1	0,71	8,0	0,40	1,9	10,6	2,47	9,2	2,68	0	367,8	0,000	0,46	1,3	0,33	0,6	135
UD-02	18,8	2,75	1,3	0,59	5,8	0,32	1,3	8,5	1,90	10,2	2,17	1	328,7	0,000	0,47	0,8	0,29	0,3	273
UD-4-1	17,0	2,79	1,9	0,64	8,4	0,38	1,5	11,1	2,56	16,1	2,83	0	379,4	0,000	0,48	1,3	0,32	0,5	122
UD-05	15,5	2,30	1,1	0,54	4,6	0,27	0,9	7,0	1,46	3,5	2,00	0	256,3	0,000	0,42	0,5	0,24	0,3	294
UD-08	16,1	3,46	1,8	0,84	7,2	0,40	1,9	10,5	2,32	8,9	3,09	0	346,3	0,000	0,60	1,1	0,40	0,4	224
UD-09	19,0	3,29	1,3	0,76	5,1	0,36	1,1	9,0	1,88	18,0	2,94	0	412,4	0,000	0,57	0,7	0,35	0,3	310
UD-10	17,8	3,06	1,1	0,76	5,1	0,33	0,8	8,9	1,74	14,5	2,68	0	390,7	0,000	0,55	0,6	0,33	0,2	327
UD-11	16,1	2,99	1,0	0,71	5,5	0,28	1,9	8,4	1,71	3,8	2,59	0	475,0	0,000	0,54	0,6	0,31	0,2	515
UD-12	15,0	2,83	1,2	0,65	7,4	0,29	3,8	8,9	1,77	12,3	2,54	0	340,1	0,000	0,49	0,8	0,27	0,3	350
UD-14-1	17,0	2,35	1,9	0,47	13,1	0,27	3,8	11,1	2,79	18,0	2,48	0	442,7	0,000	0,38	2,4	0,24	0,7	169
UD-14-2	16,9	2,33	1,7	0,48	10,5	0,25	2,3	10,3	2,56	16,9	2,23	0	415,7	0,1	0,37	2,0	0,22	0,8	167

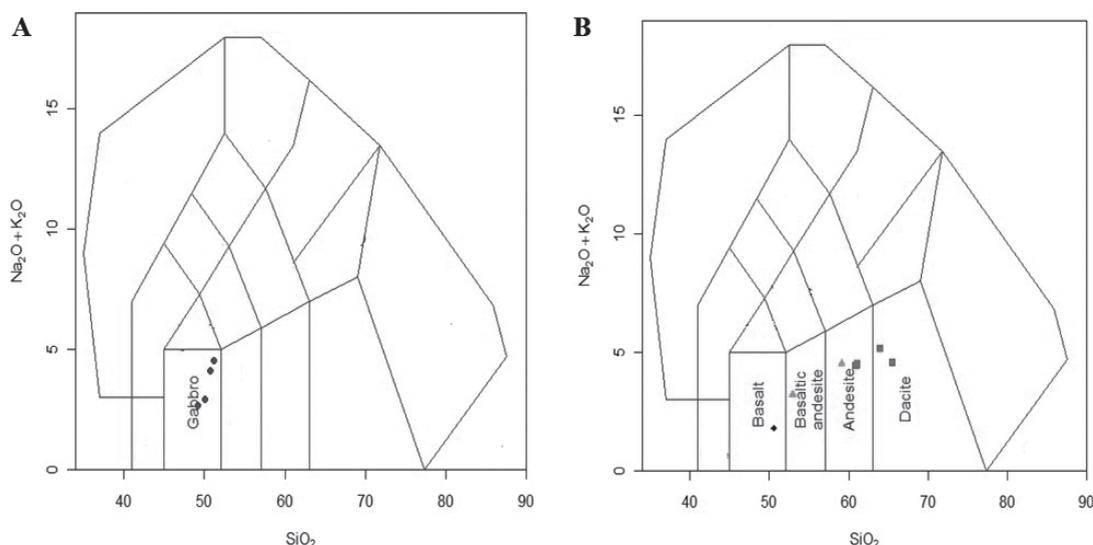
Muestra/ Elemento	W	Y	Yb	Zr	Ag	As	Au	Bi	Cd	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Tl	Zn
UD-01	0,000	17,4	2,27	71,3	0,2	0,000	0,000	0,000	0,000	20,4	0,000	0,2	1,0	1,2	0,000	0,000	0,000	37
UD-02	0,000	16,5	1,87	48,4	0,2	0,000	0,000	0,000	0,000	90,3	0,000	0,5	57,1	0,3	0,000	0,000	0,000	123
UD-4-1	0,000	17,9	2,22	72,2	0,1	0,000	0,9	0,000	0,000	3,6	0,000	0,000	1,4	0,6	0,000	0,000	0,000	42
UD-05	0,000	14,8	1,67	35,9	0,2	0,000	1,1	0,000	0,000	90,3	0,000	0,2	124,5	1,0	0,000	0,000	0,000	99
UD-08	0,000	21,7	2,68	60,6	0,1	0,000	0,000	0,000	0,000	61,1	0,000	0,8	4,3	1,1	0,000	0,000	0,000	57
UD-09	0,000	19,8	2,21	40,3	0,1	0,000	4,3	0,000	0,000	243,4	0,000	0,4	5,4	1,9	0,000	0,000	0,000	53
UD-10	0,000	18,4	2,16	37,7	0,1	0,5	5,5	0,000	0,000	393,8	0,000	0,6	6,3	2,1	0,000	0,000	0,000	50
UD-11	0,000	17,1	2,09	33,4	0,000	2,6	0,6	0,000	0,1	620,9	0,000	0,3	6,0	1,1	0,000	0,000	0,000	13
UD-12	0,000	16,4	1,73	40,7	0,000	0,6	0,000	0,000	0,1	151,6	0,000	0,2	16,7	1,4	0,000	0,000	0,000	41
UD-14-1	0,000	13,6	1,53	63,6	0,000	0,000	2,0	0,000	0,000	6,2	0,000	0,1	2,0	0,7	0,000	0,000	0,000	26
UD-14-2	0,000	12,3	1,62	56,9	0,000	0,000	2,7	0,000	0,000	10,7	0,000	0,2	2,0	0,8	0,000	0,000	0,000	27

**TABLA 2.** Composición mineral porcentual normalizada de las muestras del Batolito de Acandí y rocas que lo atraviesan. Norma CIPW.

Mineral/Muestra	UD-01	UD-02	UD-4-1	UD-05	UD-08	UD-09	UD-10	UD-11	UD-12	UD-14-1	UD-14-2
Q	25.597	7.285	21.768	6.084	15.972	3.202	3.789	2.473	5.003	19.538	19.685
Or	4.196	4.019	7.505	1.950	4.964	7.919	6.501	1.241	4.610	7.446	7.446
Ab	31.478	20.562	31.901	11.762	30.378	26.316	24.877	20.054	17.516	26.739	26.739
An	23.662	34.943	24.594	35.379	29.018	39.683	40.118	38.538	36.537	29.435	29.926
Di	2.254	8.450	0,705	13.304	2.363	3.505	5.074	16.003	12.058	2.373	2.415
Hy	3.912	12.397	5.153	17.969	6.576	7.118	7.038	7.203	9.953	5.525	5.605
Il	0,342	0,556	0,299	0,428	0,428	0,321	0,342	0,364	0,385	0,278	0,278
Hm	5.240	8.010	5.260	9.160	7.320	8.450	9.110	8.640	10.060	6.370	6.590
Tn	0,442	0,607	0,570	0,847	1.043	1.255	1.252	1.666	1.147	0,623	0,623
Ap	0,379	0,261	0,426	0,237	0,379	0,261	0,237	0,237	0,261	0,332	0,332
Sum	97.501	97.090	98.181	97.118	98.441	98.028	98.338	96.418	97.529	98.659	99.639

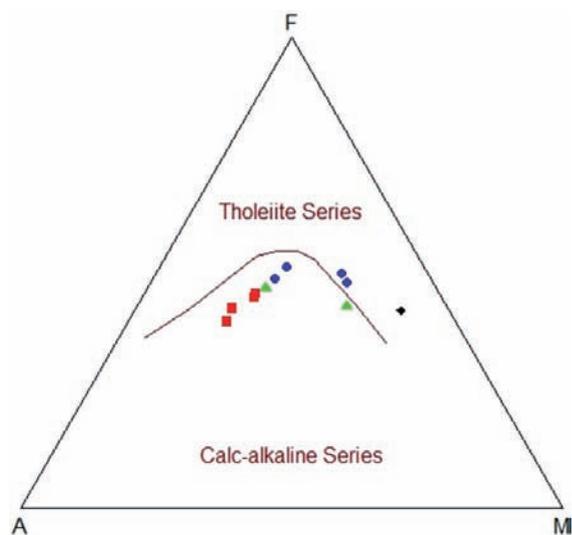
Dados los valores expuestos en la TABLA 1, y comparando estos resultados con el diagrama de clasificación geoquímica TAS de Middlemost (1994) (FIGURA 7), se clasifican químicamente las rocas según en cuatro grupos de rocas: las rocas del Batolito

como gabros, las de los cuerpos irregulares como andesitas y dacitas, y las de los diques como basaltos andesíticos presentando grandes diferencias en contenidos de magnesio, cromo y níquel, diferencias extraídas de los valores mostrados en la TABLA 1.

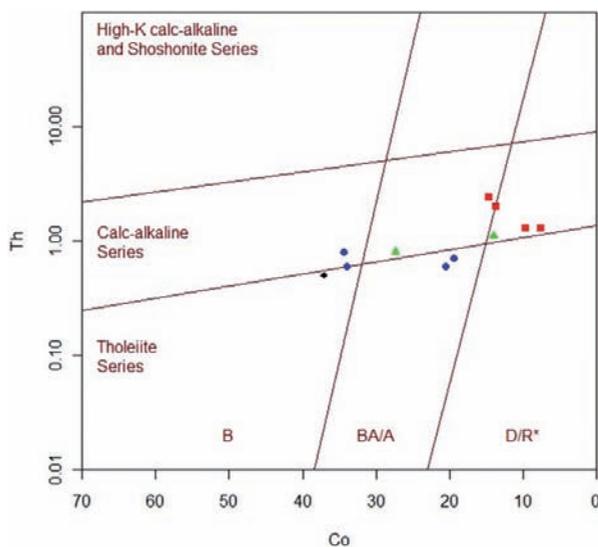


**FIGURA 7.** Diagramas de clasificación geoquímica. **A.** Diagrama TAS Middlemost 1994 ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ), adaptados, para rocas plutónicas aplicados a los litótipos del Batolito de Acandí. **B.** Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ) aplicados a los litótipos de los cuerpos de andecitas, dacitas y diques de basaltos. Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basalto.

A partir de diagrama de evolución AFM de Irvine y Baragar (1971) (FIGURA 8) se observa que las rocas pertenecen a la serie calco alcalina en la mayoría de las muestras. Sin embargo, las dacitas, presentan una mayor tendencia calco alcalina, a diferencia de las rocas más básicas, que sugieren una tendencia toleítica en este diagrama o representan rocas precoces calco alcalinas de más bajo potasio. Esto puede deberse, a una evolución progresiva del magma. Estas son comparadas con los diagramas de Hastie *et al.* (2007) (FIGURA 9), en donde se observa, en general, esta misma tendencia.



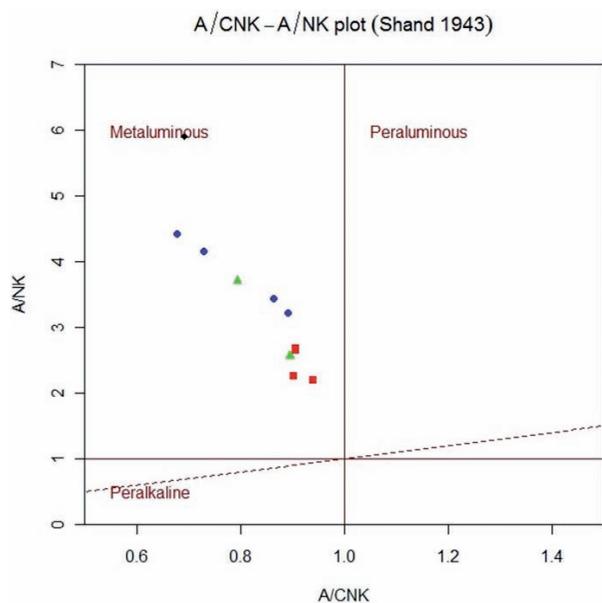
**FIGURA 8.** Diagramas de clasificación entre las series toleítica y calcio-alcalina AFM de Irvine y Baragar (1971). Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos.



**FIGURA 9.** Diagrama Co - Th de Hastie *et al.* (2007). Este diagrama es un reemplazo del diagrama hecho de Peccerillo y Taylor (1976), utilizando menos elementos móviles. Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos.

En estas series, se puede observar su bajo a medio contenido en potasio, lo que aumenta la abundancia de plagioclasa y clinopiroxenos y/o ortopiroxenos, hornblenda y óxidos de Fe y Ti, en comparación con la disminución de minerales como feldespato potásico y micas, en especial biotita, ya que esta ocurre en términos medios a finales. Tienen un carácter metaluminoso como lo muestra la FIGURA 10 (diagrama de saturación de alúmina de Shand, 1927). La anortita es prominente en la norma y contiene minerales oscuros como hornblenda,

dióxido, y titanita, productos de alteración hidrotermal e incrustada allí.



**FIGURA 10.** Diagrama de saturación de alúmina de Shand (1927), que distingue entre rocas metaluminosas de peraluminosas y a su vez, de peralcalinas. Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos.

El uso de diagramas Harker (1909) permite proyectar el  $\text{SiO}_2$  sobre la abscisa como el índice de diferenciación contra los óxidos restantes en la ordenada, lo que permite observar como los elementos mayores varían a medida que aumenta la concentración del  $\text{SiO}_2$ .  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  aumentan y  $\text{K}_2\text{O}$  tiene un comportamiento variable (FIGURA 11), lo que es común que ocurra con este elemento debido a su movilidad en procesos magmáticos e hidrotermales finales. Estas rocas presentan una baja a media concentración de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , y una alta concentración de  $\text{CaO}$ , característicos de las series calco alcalinas de bajo potasio. El contenido de  $\text{SiO}_2$  varía entre 45% y 65% y el de  $\text{K}_2\text{O}$  entre 0,2% y 1,4%. En estos diagramas se observan dos marcadas tendencias diferentes: un grupo de dacitas (rojos) que tienen afinidad con una andesita (verde); separado de otro grupo (gabros) que presenta afinidad con andesita (verde) y con basalto. La andesita que presenta afinidad con los gabros, puede ser llamada basalto andesítico según el diagrama TAS (FIGURA 7). La tendencia dispersa de una muestra de andesita, puede ser explicada a partir de las observaciones de campo: esta andesita es tomada cerca del arreglo de dacitas expuesto sobre el río Unguía. Sería posible una mezcla

entre esta roca más básica con las dacíticas, ya que los contactos descritos con anterioridad se observan irregulares sinuosos, de lo cual se puede inferir que el batolito aún estaba caliente cuando fue intruido por los cuerpos de andesitas y dacitas y no había pasado mucho tiempo desde su emplazamiento en ese nivel cortical hasta la intrusión del dique de composición basáltica. Ya que el basalto andesítico tiene mayor afinidad con los gabros, podría ser interpretado producto de pulsos más tardíos y diferenciados del magmatismo máfico.

El origen de los sistemas fundidos y los procesos evolutivos, puede ser definido usando los elementos trazas y los elementos de tierras raras, que son clasificados con base a su comportamiento geoquímico teniendo en cuenta varios parámetros que permiten un análisis global de estos elementos en sus fases de cristalización. Se comparan estos elementos con respecto al  $\text{SiO}_2$ , y muestran una variación irregular para el Rb, Y, Sr y K, ya que estos elementos son altamente móviles, que presentan un comportamiento disperso según lo muestra la FIGURA 12. Muestra también una variación positiva en donde se agrupan composicionalmente en campos determinados por el aumento o disminución de  $\text{SiO}_2$ , y una variación negativa en elementos como el Mg, correlación esperada a la cantidad de este elemento abundante en las rocas más básicas. En estos diagramas, se observa nuevamente los dos grupos geoquímicos: las dacitas, mostrando una tendencia diferente a los gabros, basalto y andesita basáltica, que marcan la siguiente tendencia resaltada. Cabe mencionar, también, el comportamiento diferente de la andesita muestreada junto a las dacitas.

Con relación al ambiente geotectónico, se observa que las muestras representan rocas asociadas a zonas de subducción. En los diagramas de Pearce *et al.* (1984), las muestras se encuentran todas dentro del campo de los granitoides de arco volcánico (FIGURA 13). Son rocas con características geoquímicas de magmas fraccionados mantélicos en ambientes pre-colisionales, como lo muestra el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) (FIGURA 14), en donde nuevamente, se observan los grupos geoquímicamente diferentes: la diferencia entre dacitas y andesita de gabros, basalto y un basalto andesítico. En el diagrama de Pearce *et al.* (1984) las muestras caen dentro del campo de rocas formadas en ambientes orogénicos (FIGURA 15).

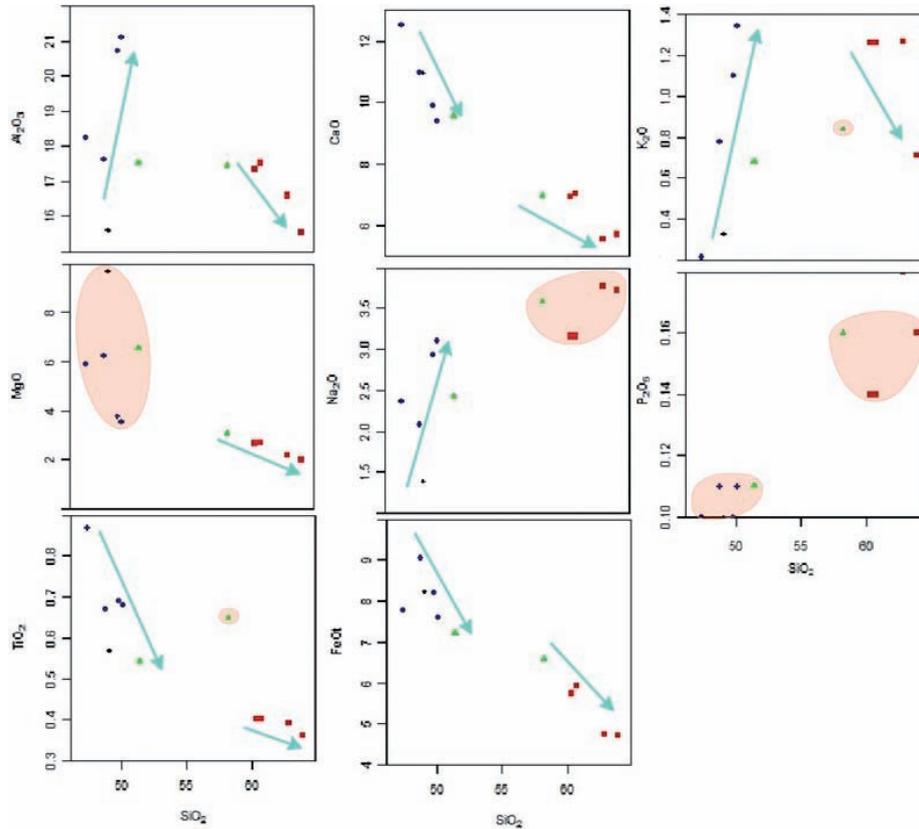


FIGURA 11. Diagramas Harker para elementos mayores vs  $\text{SiO}_2$ . Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos.

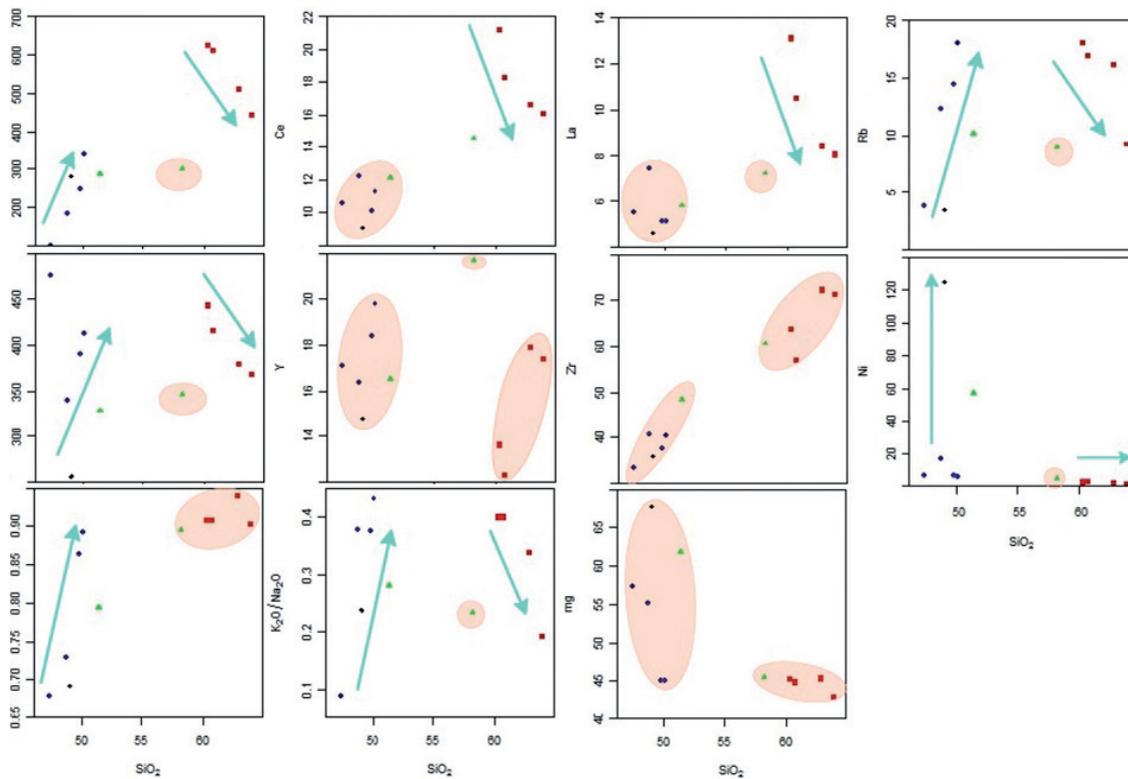
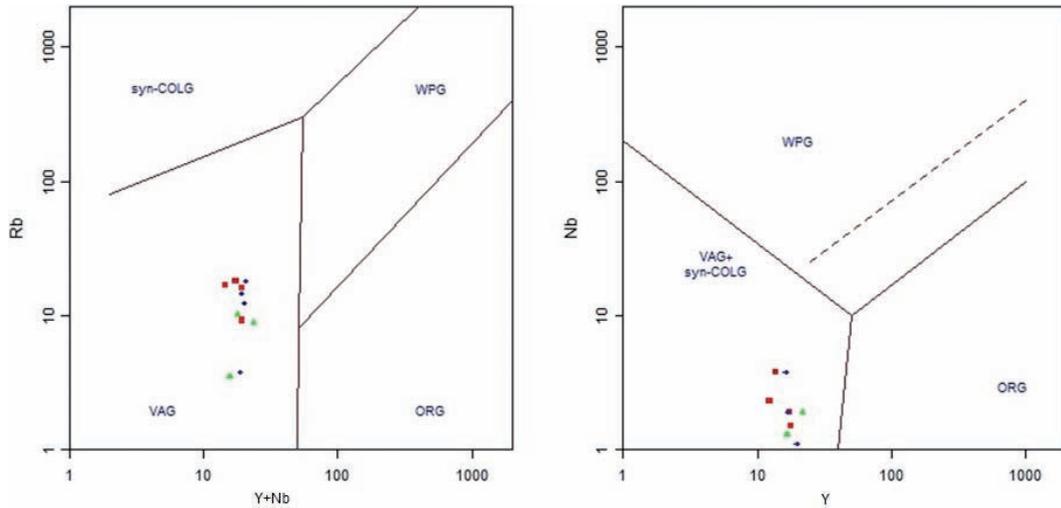
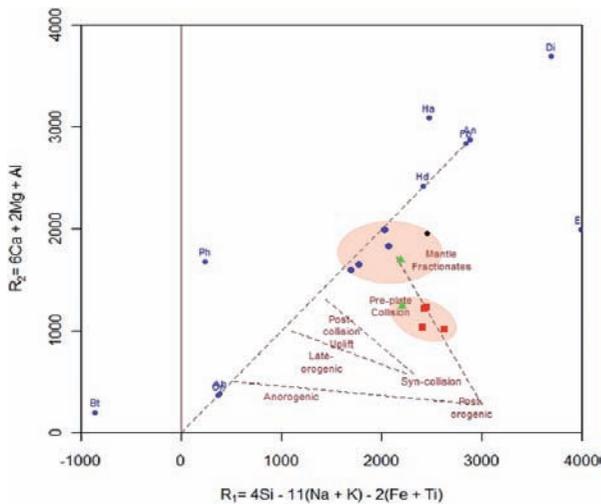


FIGURA 12. Diagramas Harker para elementos traza vs  $\text{SiO}_2$ . Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos.



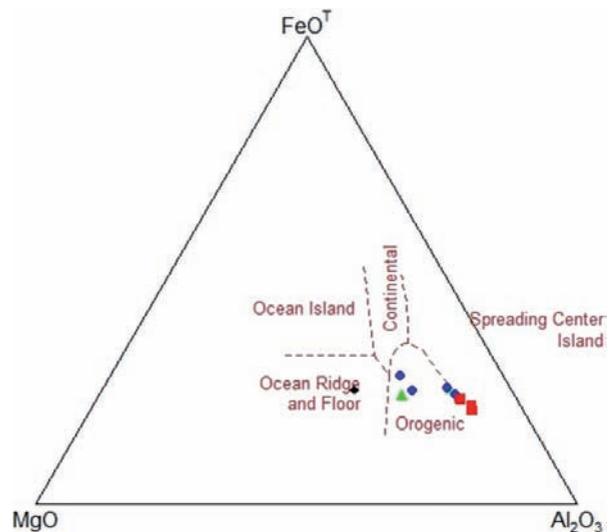
**FIGURA 13.** Diagramas de discriminación tectónica de granitoides (Nb vs Y+Nb y Rb vs Y), según Pearce *et al.* (1984) para caracterizar los campos (Syn-COLG granitos sin colisionales, WPG: granitos de intraplaca (rift), ORG granitos de dorsal oceánica. VAG: granitos de arco volcánico). Las rocas caen dentro del campo de los granitoides de arco volcánico (VAG). Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas.



**FIGURA 14.** Diagrama petrogenético multicatiónico R1 ( $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ) vs R2 ( $6Ca + 2Mg + Al$ ) de Batchelor y Bowden (1985), en donde se resalta las dos tendencias en círculo de las rocas estudiadas.

Conforme se plantea en el diagrama multi-elementar normalizado a MORB (Sun y McDonough, 1989) (FIGURA 16), hay empobrecimientos en los elementos de baja movilidad como Nb, Ti y P lo que puede indicar fraccionamiento de fases minerales accesorias como titanita y apatito reflejando la evolución magmática. La mayor concentración de los elementos litófilos de alto radio iónico como Cs, Ba y Th pueden estar sugiriendo una posibilidad de manto enriquecido o contaminación mantélica incipiente. Los mayores valores de Sr, Rb, K, Ba, Th, las anomalías negativas de Ta, Nb, Ti e Y, y las bajas concentraciones de Zr

son características de arcos magmáticos relacionados a ambientes de subducción. Sus mayores contenidos de Sr, Ca, y menores de Cr y Ni, sugiere que estas rocas son derivadas de una fuente ígnea mantélica, probablemente de la fusión parcial de la placa que está siendo subducida (Winter, 2001). En el diagrama se observan que los patrones de los gabros y andesitas son poco fraccionados, que las dacitas presentan un leve enriquecimiento de elementos de tierras raras leves, lo que es compatible con el fraccionamiento presentado para rocas calco-alcalinas de bajo potasio y poco evolucionadas.



**FIGURA 15.** Diagrama de  $Al_2O_3$ -MgO- $FeO^T$ , proporciones moleculares de las muestras, de Pearce *et al.* (1984). Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas.

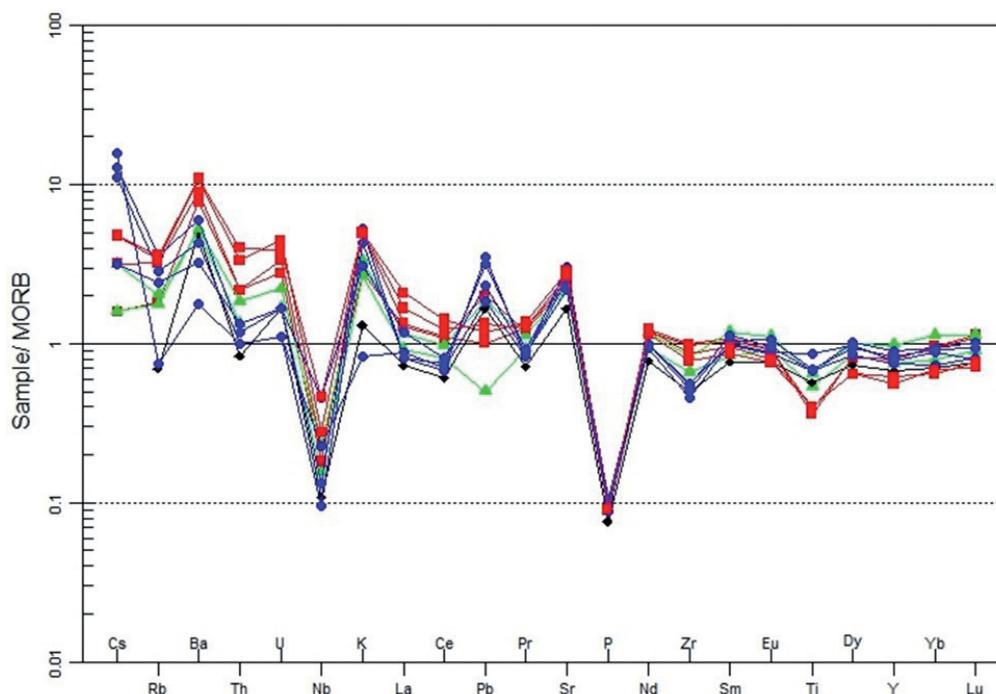


FIGURA 16. Diagrama multielementar normalizado a MORB por Sun y McDonough (1989). Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos.

Algunas diferencias específicas pueden ser observadas para Cs y Pb, con valores normalizados más bajos para el grupo de las dacitas y una andesita, y una anomalía positiva de Pb para gabros, andesita y basalto.

### Isótopos

En la TABLA 3, se presentan los datos Isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr. De estos datos isotópicos son

calculados los valores de las relaciones entre los isótopos de Nd y Sr, para lo cual se asume un tiempo estimado en 40 m.a. aproximadamente, edad propuesta en la bibliografía consultada para los cuerpos coetáneos al arreglo geológico estudiado (Álvarez 1971; Botero, 1975; González y Londoño, 2002; Villagómez *et al.*, 2011; Rodríguez *et al.*, 2010), para el cálculo de la razón inicial y de  $\epsilon_{Nd}$ .

TABLA 3. Resultados de los análisis isotópicos para las rocas analizadas.

Muestra/ Elemento	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Error (%)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t=0)}$	Error (ppm)	Epsilon Nd (0)	Epsilon Nd (t)	$T_{DM}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$
UD-01	2,71	12,57	0,1302	0,078	0,513017	28	7,40	7,74	96	0,512983
UD-02	2,37	9,16	0,1564	0,065	0,513061	27	8,25	8,46	31	0,513020
UD-04-1	2,53	11,75	0,1303	0,077	0,513079	32	8,59	8,93	-8	0,513044
UD-05	2,17	8,47	0,1546	0,065	0,513068	43	8,39	8,61	13	0,513028
UD-08	3,19	13,92	0,1384	0,073	0,513003	26	7,12	7,42	132	0,512967
UD-09	2,71	10,10	0,1624	0,062	0,513068	33	8,39	8,57	15	0,513026
UD-10	2,56	9,49	0,1629	0,062	0,513074	38	8,51	8,68	-1	0,513032
UD-11	2,57	9,21	0,1687	0,060	0,513078	36	8,59	8,73	-13	0,513034
UD-14-1	2,34	11,84	0,1195	0,084	0,513072	37	8,46	8,85	3	0,513040
UD-14-2	2,54	9,62	0,1595	0,063	0,513040	48	7,84	8,03	86	0,512998
UD-12	2,29	11,04	0,1252	0,081	0,513076	36	8,54	8,91	-4	0,513043

Muestra/ Elemento	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error (SD abs)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error (SD abs)	Model Age (Ma.)	Initial Ratio	Clasificación Geoquímica
UD-01	8,1529	319,8324	0,025491	0,074171	0,003061	0,703801	0,000063	3519,362830	0,703759	DACITA
UD-02	8,8355	278,1195	0,031769	0,092436	0,003634	0,703590	0,000056	2683,284452	0,703538	BAS. AND.
UD-04-1	15,6237	330,1799	0,047319	0,137684	0,009387	0,703812	0,000507	1923,240532	0,703734	SACITA
UD-05	3,0221	236,7709	0,012764	0,037139	0,000822	0,703768	0,000155	6804,977698	0,703747	BASALTO
UD-08	8,3302	309,2131	0,026940	0,078387	0,003163	0,703771	0,000077	3308,945700	0,703727	ANDESITA
UD-09	16,8811	356,4454	0,047359	0,137803	0,009968	0,703903	0,000176	1966,956000	0,703825	GABRO
UD-10	17,8671	367,5885	0,048606	0,141429	0,010060	0,703867	0,000056	1899,731200	0,703787	GABRO
UD-11	3,4755	437,4537	0,007945	0,023117	0,000516	0,703775	0,000169	10652,649106	0,703762	GABRO
UD-14-1	16,8788	369,3794	0,045695	0,132961	0,009450	0,704050	0,000211	2113,298640	0,703975	GABRO
UD-14-2	15,0692	302,4213	0,049829	0,144984	0,009025	0,703635	0,000127	1744,029103	0,703553	DACITA
UD-12	11,3655	365,3841	0,031106	0,090507	0,004408	0,703758	0,000056	2865,319175	0,703707	DACITA

En general, las composiciones de Sm, Nd, Rb y Sr y las razones isotópicas de las rocas estudiadas (TABLA 3) son relativamente homogéneas. Los valores de Rb y Sr son mayores en rocas más básicas lo cual incrementa su razón Rb/Sr. Todos los radios medidos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varían en el rango de 0,703590 a 0,704050, y los radios  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  están dentro de 0,512967 y 0,513044. Todos los grupos de rocas estudiados presentan la misma marca petrogenética, a lo que se puede asociar un mismo ambiente de formación. La FIGURA 17, permite discriminar a nivel isotópico las dos tendencias de rocas diferenciados con anterioridad (dacitas y andesita de gabros, basalto y andesita). Las semejanzas en los radios isotópicos, podrían ser heredadas de la misma fuente.

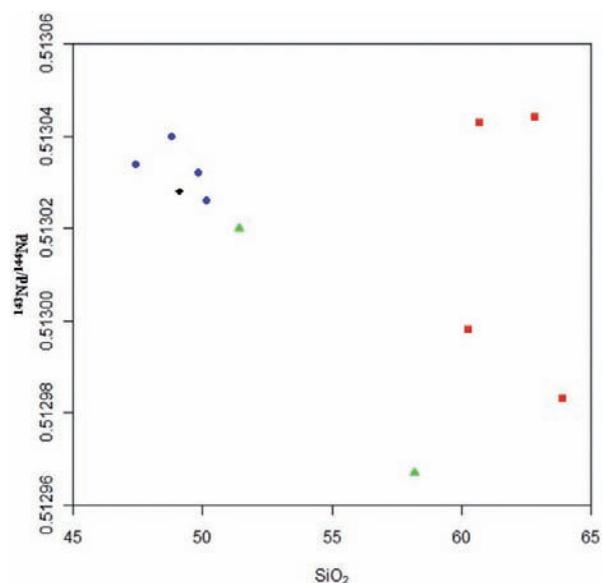


FIGURA 17. En los diagramas se observa la composición isotópica de Nd para las rocas estudiadas.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (t) vs  $\text{SiO}_2$ . Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos.

## DISCUSIÓN

Dada cierta tendencia en los gabros que indican una tendencia más primitiva (eventualmente toleíticos), deben discutirse en dos posibilidades. Podría interpretarse como el inicio de un arco juvenil, la muestra de rocas analizadas no es representativa para determinar que los gabros y las intrusiones se diferencien, en términos de generación. Dada la similitud de sus tendencias, aunque existe cierta afinidad toleítica, la mayoría de los gabros cae sobre la serie calco alcalina, y se sugiere, ampliar el rango de rocas a analizar para así poder determinar si se diferencian o no, en un espectro mucho mayor y no en muestras aisladas. Tomando como tendencia calco-alcalina predominante en las muestras como resultado de la evolución del magma, se observa que presentan una disminución inicial de  $\text{Fe}_{\text{TOTAL}}$  ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) por la intervención de estos elementos en fases cristalinas ricas en Fe. Son rocas que progresivamente van evolucionando, características de ambientes de arcos de islas.

En un amplio rango de variación de estas rocas, de gabros a dacitas se nota que los diferentes óxidos muestran una suave variación en sus tendencias, lo que indicaría que podrían estar genéticamente relacionadas. El decrecimiento en  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{FeO}$  con el incremento de la  $\text{SiO}_2$ , sería coherente con la cristalización temprana de plagioclasa y piroxenos desde el líquido inicial. El  $\text{CaO}$  es incorporado a la plagioclasa cálcica y al clinopiroxeno, en tanto el  $\text{MgO}$  y el  $\text{FeO}$  son incorporados en formación temprana por los minerales máficos, tanto en piroxenos como en anfíboles. El incremento de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , se debe a que durante la diferenciación no son incorporados a los minerales principales que cristalizan, se conservan y/o concentran en el líquido residual.

Los elementos trazas Sr, Ba, Rb y Tierras Raras Livianas se correlacionan positivamente con el K (FIGURA 12), y sus variaciones son usadas para estimar el grado de fraccionamiento e idealizar procesos petrogenéticos que controlan la evolución de un cuerpo. Este decaimiento es característico de ambientes de arco con series de bajo a medio K, donde el enriquecimiento en Sr, Rb, K y Ba se debe a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma (Barbarin, 1999). El Sr se concentra principalmente en las plagioclasas de composición intermedia (oligoclasa-andesina), mientras que el Rb es muy móvil y fácilmente afectado por mínimos cambios en sus condiciones de formación, lo que explica una tendencia dispersa en estas rocas. Las asociaciones calco-alcalinas caracterizan el magmatismo de arco y la evolución del mismo, reflejada en el aumento del contenido de K para rocas más diferenciadas.

Se normalizan los valores de tierras raras de las muestras del Batolito de Acandí y los cuerpos de andesitas y dacitas y diques a MORB (Sun y McDonough, 1989) (FIGURA 16) y se presentan valores levemente enriquecidos en tierras raras leves y poco empobrecidas en tierras raras pesadas, lo que comparativamente indica poco fraccionamiento y los hace compatibles con rocas calco-alcalinas de bajo K formadas en arcos magmáticos. Así pues, estos dos grupos de rocas presentan condiciones de formación muy parecidas. Son correlacionables con ambientes orogénicos puesto que presentan valores de tierras raras livianas con relaciones moderadas a altas de  $(La/Yb)=2,0-8,0$ ,  $(La/Ce)=0,45-0,62$  y relaciones de tierras raras pesadas de  $(Gd/Yb)=1,27-1,64$ ,  $La/Sm=2,30-5,30$ , características de esos ambientes (Gill, 1981). Importantes también son los valores empobrecidos de K y Nb, que aparecen comúnmente en las rocas formadas en arcos volcánicos. Están enriquecidas en elementos traza ligeros de forma variable, con respecto al valor normalizado. Los valores promedios que se acomodan a los típicos de arcos magmáticos según Winter (2001): Ni entre 1,0 a 60ppm, Cr entre 30 a 80ppm y V entre 100 a 300ppm son presentados.

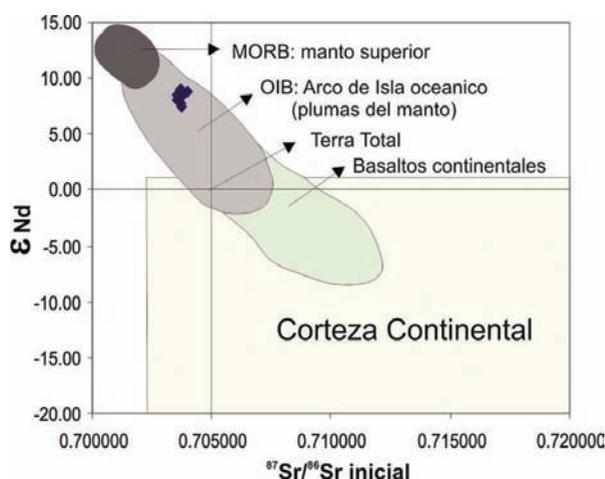
### Comportamiento de los isótopos en la petrogénesis del Batolito y de los Cuerpos subvolcánicos

Para una roca que tiene  $\epsilon_{Nd}=0$ , se puede inferir que ha sido derivada de un reservorio condritico (Hernández-Bernal *et al.*, 1997). Las muestras del Batolito de Acandí y de los Cuerpos de Andesitas y Dacitas presentan parámetros de  $\epsilon_{Nd}>0$ , lo que indica que puede ser derivada de un reservorio con relación Sm/Nd mayor

que la relación condritica. La mayoría de los basaltos mantelicos MORB como los oceánicos tienen valores de  $\epsilon_{Nd}$  que son similares a los presentados por las condritas o bien desplazados hacia valores más positivos. Si se considera a estos basaltos como magmas producidos por fusión parcial del manto, se puede interpretar que la relación Sm/Nd original del manto fue igual al valor de condrita y que muchas partes del manto han sufrido extracción de magma a lo largo de varios episodios en el pasado, haciendo más positivo el valor de  $\epsilon_{Nd}$  conforme se extrae mayor volumen de magma (DePaolo, 1988). Las muestras del área presentan valores más bajos de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  y altos de  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , lo cual sugiere que el manto fuente de esas rocas tiene bajas relaciones Rb/Sr y altas Sm/Nd relativo a la fuente de los OIB's. Todos los MORB's y la mayoría de los OIB's tienen valores positivos de  $\epsilon_{Nd}$ , ya que el Nd es incompatible en el manto (igual que las demás tierras raras ligeras), los valores de  $^{143}Nd/^{144}Nd$  son mayores que los de la composición global de la Tierra (CHUR). El hecho que el Rb sea más incompatible que el Sr, como el Nd lo es del Sm, sugiere que el manto ha sido afectado por procesos de fusión parcial y extracción del fundido que remueven a los elementos que son más incompatibles. Esto quiere decir que la extracción de un fundido rico en elementos incompatibles para formar la corteza deja, a su vez, un manto empobrecido en los mencionados elementos. El proceso que afecta predominantemente la composición del manto parece ser la fusión parcial. En el caso del sistema Lu-Hf, los basaltos tipo MORB y OIB, tienen valores e Hf positivos (e Hf definido en forma similar a  $\epsilon_{Nd}$ ), ya que el Hf es más incompatible que el Lu en el manto. Los datos isotópicos de Sr y Nd de los basaltos continentales muestran una mayor dispersión en la FIGURA 18 reflejando los efectos de la asimilación de la corteza continental en las firmas isotópicas de los magmas derivados del manto. Las variaciones en las relaciones isotópicas de los basaltos reflejan la heterogeneidad a gran escala en el manto.

Aunque los dos (2) grupos geoquímicamente clasificados presentan características y tendencias diferentes, isotópicamente presentan características similares, como se puede observar en la FIGURA 18. La aparente disminución de la razón  $^{143}Nd/^{144}Nd$  con el aumento del  $SiO_2$  (FIGURA 17), variación con el aumento de la diferenciación, como se sugiere también con el valor de  $\epsilon_{Nd}$  (valor menos positivo) indicando que está disminuyendo conforme la evolución do magma. Las rocas más ácidas, como las dacitas, no muestran esa variación, dado el aumento de la razón  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , lo que indicaría una posibilidad de evolución o fraccionamiento diferente en comparación

a las rocas más básicas. Eso no implica necesariamente que su formación se presente en otro ambiente tectónico, dada la similitud de sus características geoquímicas observadas con anterioridad.



**FIGURA 18.** Composición Nd-Sr de las muestras del Batolito de Acandí. Campos composicionales calculados para el Cenozoico, conforme datos de Nabatian *et al.* (2013) y DePaolo (1988).

La FIGURA 18 muestra la composición isotópica de las muestras del Batolito de Acandí en el espacio composicional isotópico de Sr y Nd. Todas las muestras presentan un mismo comportamiento isotópico, y están bien posicionadas en el campo de arcos de islas oceánicas. Los datos petrográficos y de campo, junto con los datos geoquímicos que muestran composiciones con poca evolución variando de toleíticas a calco-alcalinas de bajo potasio son compatibles con la marca isotópica y permite considerar las rocas del Batolito de Acandí como pertenecientes a un arco de islas posteriormente adherido tectónicamente al continente, dentro de lo que se conoce por algunos autores como el terreno “Chocó-Panamá”.

## CONCLUSIONES

Según los análisis petrográficos (Streckeisen, 1976), las rocas del Batolito de Acandí se clasifican como gabros. Los cuerpos subvolcánicos como andesitas y dacitas. Los diques que atraviesan a todas estas estructuras, son basaltos toleíticos. Las zonaciones y texturas ofíticas y subofíticas, así como las coronas de reacción, indican un desequilibrio termodinámico y composicional.

En los análisis geoquímicos realizados (Middlemost, 1994), las rocas del Batolito de Acandí se clasifican como gabros. Los cuerpos volcánicos asociados como

andesitas, basalto andesítico y dacitas. Los diques que atraviesan a todas estas estructuras, son basaltos toleíticos.

Todas las muestras son sub-alcalinas con tendencia calco-alcalina de bajo K (Cox *et al.*, 1979), con indicación petrogenética relacionada a zonas de subducción.

Las variaciones de elementos mayores, menores y los diagramas de discriminación geotectónica permiten concluir que las rocas analizadas se generaron a partir de sistemas de arcos de islas, puesto que todas las relaciones geoquímicas e isotópicas y todos los diagramas, presentan relaciones composicionales compatibles con este campo geotectónico de características de sistemas juveniles y calco-alcalinos de bajo K.

La variación de los elementos traza de estos cuerpos calco-alcalinos metaluminosos sugiere que se desarrollan en un arco volcánico por evolución magmática, a partir de fuentes mantélicas, desarrollados por fusión parcial o refusión de rocas de corteza oceánica.

Los diagramas multi-elementares normalizados a MORB indican características de sistemas orogénicos pre colisionales. Sugieren el origen de estos cuerpos a partir de arcos volcánicos.

Al analizar las relaciones isotópicas de estas rocas, por la aplicación del método Sm-Nd, Rb-Sr, se puede observar, que la relación del  $\epsilon Nd$  contra la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , encaja el origen de estos magmas como OIB, en un origen relacionado a un arco de isla oceánico.

Con los datos obtenidos, se identifican las rocas del Batolito de Acandí según su clasificación geoquímica de elementos mayores propuesta por Whalen *et al.* (1987) como de tipo I; según Pearce *et al.* (1984) como granitoides de arco volcánico.

Se destaca la importancia de seguir con la caracterización de estos cuerpos en otras localidades posibles, para profundizar acerca de la variedad composicional y textural en búsqueda de una petrogénesis completa en las localidades relatadas por otros autores.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al laboratorio de Geología isotópica de la *Universidade Federal do Rio Grande do Sul* en donde se realizaron los análisis y preparación de las muestras; a la población y autoridades de Unguía por permitir

las labores de campo. A Andreas Kammer y Alejandro Piraquive por toda la ayuda prestada. A los revisores del documento por sus observaciones y sugerencias en la búsqueda de exponer de forma clara y puntual las informaciones en este estudio obtenidas.

## REFERENCIAS

- Álvarez, J. (1971). Mapa geológico generalizado y localización del muestreo geoquímico de la Cordillera Occidental, departamentos de Chocó y Antioquia. INGEOMINAS, Informe Interno. Medellín.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00085-1.
- Batchelor, R.A., and Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4), 43-55. doi: 10.1016/0009-2541(85)90034-8.
- Botero, G. (1975). Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. *Revista Minería*, XXVII(169-179), 8336-8642.
- Cossio, U. (1994). Mapa geológico y de ocurrencias minerales del departamento del Chocó, Escala 1:400.000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Cox, K.G., Beil, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. London: Allen & Unwin.
- DePaolo, D. (1988). *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Berlin: Springer Verlag.
- Duque-Caro, H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71-84. doi: 10.1016/0895-9811(90)90019-W
- Gill, J.B. (1981). *Orogenic Andesite and Plate Tectonics*. Berlín: Springer.
- González, H., y Londoño, A.C. (2002). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Batolito de Mandé, Cordillera Occidental, departamentos de Risaralda, Chocó y Antioquia. INGEOMINAS.
- Harker, A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. New York: Macmillan.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A, and Mitchell, S.F. (2007). Classification of altered volcanic island Arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341-2357. doi: 10.1093/petrology/egm062.
- Hernández-Bernal, M.S., Tolson, G., y Solís-Pichardo, G. (1997). Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos. Parte I. *GEOS*, 17(1), 14-22.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. doi: 10.1139/e71-055.
- Kerr, P.F. (1959). *Optical mineralogy*. (3rd. ed). New York: McGraw-Hill.
- Middlemost, E.A.K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth-Science Review*, 37(3-4), 215-224. doi: 10.1016/0012-8252(94)90029-9.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.Y., von Quadt, A., and Bernroeder, M. (2013). Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184-187, 324-345. doi: 10.1016/j.lithos.2013.11.002.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81.
- Radelli, L. (1967). *Geologie des Andes Colombiennes*. Tesis Doctoral. Université de Grenoble. Grenoble.
- Ramírez, A.O., Alminas, H., Arias, A., y Mosier, E. (1979). Estudio geoquímico en el área de Pantanos

– Pegadorcito, municipios de Frontino y Dabeiba, Antioquia. *Boletín Geológico*, 22(2), 53-98. INGEOMINAS.

Trabajo recibido: septiembre 13 de 2016

Trabajo aceptado: octubre 31 de 2017

Restrepo, J.J., y Toussaint, J.F (1976). Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. Publicación Especial Geología. Universidad Nacional de Colombia.

Rodríguez, G., Sierra, M., Zapata, G., Correa, T., y Peláez, J. (2010). Geología de las planchas 58 Sapzurro (Capurganá), 68 Acandí y 79BIS Unguía (Cerro Tagarí). INGEOMINAS. Informe. Bogotá.

Shand, S, (1927). *Eruptive Rocks*. Nueva York: John Wiley and Sons.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12(1), 1-33. doi: 10.1016/0012-8252(76)90052-0.

Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, and M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins* (pp. 313-345). London: Geological Society Special Publication No 42.

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

Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407-419.

Winter, J.D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey: Prentice Hall.

---

---

Diana Sánchez-Celis  
ORCID: 0000-0002-9058-5633

José Carlos Frantz  
ORCID: 0000-0002-8890-7250

Juliana Charão-Marques  
ORCID: 0000-0003-0143-6925

Marcela Barrera-Cortés  
ORCID: 0000-0002-5893-4901

---

---