

# Magmatismo de arco en la Cordillera Occidental y en la región norte del Chocó (Colombia) entre el Jurásico y el Mioceno

*Arc magmatism in the Cordillera Occidental and the northern region of Chocó (Colombia) between the Jurassic and the Miocene*

Gabriel Rodríguez García<sup>1,3,\*</sup>, Tomás Correa Restrepo<sup>2,3,4</sup>

<sup>1</sup> Consultor privado, Calle 37B sur No. 27D - 02 interior 129, 055420, Envigado, Antioquia, Colombia

<sup>2</sup> Servicio Geológico Colombiano, Calle 75, No. 79A-51, 50034, Medellín, Antioquia, Colombia

<sup>3</sup> Grupo de Investigación Estudios Geológicos Especiales

<sup>4</sup> Grupo de Investigación en Amenazas Geológicas

\* Autor para correspondencia:  
(G. Rodríguez García) [gabrieldimera@gmail.com](mailto:gabrieldimera@gmail.com)

## Cómo citar este artículo:

Rodríguez García, G., Correa Restrepo, T., 2025, Magmatismo de arco en la Cordillera Occidental y en la región norte del Chocó (Colombia) entre el Jurásico y el Mioceno: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 77(1), A011124. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2025v77n1a011124>

Manuscrito recibido: 7 de Febrero de 2024

Manuscrito corregido: 15 de Julio, 2024

Manuscrito aceptado: 30 de Octubre, 2024

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

## RESUMEN

Este estudio analiza la evolución composicional y geocronológica del magmatismo asociado a eventos de arco insular y margen continental en la Cordillera Occidental y el norte del Chocó (Colombia) entre el Jurásico y el Mioceno. Se presentan nuevos datos y se revisan investigaciones previas para entender la evolución tectonomagmática de la región. Se identificó un magmatismo de arco del Jurásico Medio que generó cuerpos de cuarzdioritas en el norte de la Cordillera Occidental. Durante el Cretácico Temprano, se emplazaron gabro-piroxenitas y tonalitas cálcicas a calcoalcalinas en la cordillera y la llanura del Caribe. En el Cretácico Temprano-Tardío, se desarrolló un arco de islas en la margen oriental de la cordillera, con intrusiones gabroicas, andesitas subvolcánicas, basaltos y plagiogranitos cálcicos. Posteriormente, stocks y batolitos heterogéneos fueron seguidos por un magmatismo calcoalcalino vinculado a la colisión de un *plateau* oceánico con la margen continental. Tras la colisión, entre el Paleoceno y el Eoceno, se formó el Arco Chocó-Panamá al occidente de la cordillera, caracterizado por lavas andesíticas, cuerpos subvolcánicos y batolitos cálcicos. En el Paleoceno, el magmatismo en la margen oriental del bloque Cañasgordas produjo rocas volcánicas de afinidad boninitica y cuerpos porfídicos. Finalmente, entre el Oligoceno y el Mioceno se desarrollaron dos arcos: uno al sur de la cordillera con stocks y cuerpos batolíticos, y otro al norte, conocido como Arco El Botón, con magmatismo de arco y stocks alcalinos. Los resultados de este estudio proporcionan información clave para comprender la evolución geológica de los Andes del Norte.

**Palabras clave:** Colombia, Cordillera Occidental, Chocó, Arcos Magmáticos, Andes del Norte.

## ABSTRACT

This study analyzes the compositional and geochronological evolution of magmatism associated with island arc and continental margin events in the Western Cordillera and northern Chocó (Colombia) from the Jurassic to the Miocene. New data are presented, and previous research is reviewed to understand the tectonomagmatic evolution of the region. A Jurassic Middle arc magmatism was identified, forming quartz diorite bodies in the northern Western Cordillera. During the Early Cretaceous, calcic to calc-alkaline gabbro-pyroxenites and tonalites were emplaced in the cordillera and the Caribbean lowlands. Between the Early and Late Cretaceous, an island arc developed along the eastern margin of the cordillera, forming gabbroic intrusions, subvolcanic andesites, basalts, and calcic plagiogranites. Later, heterogeneous stocks and batholiths were followed by calc-alkaline magmatism related to the collision of an oceanic plateau with the continental margin. After the collision, between the Paleocene and Eocene, the Chocó-Panamá Arc formed to the west of the cordillera, characterized by andesitic lavas, subvolcanic bodies, and calcic batholiths. During the Paleocene, arc magmatism on the eastern margin of the Cañasgordas Block produced volcanic rocks with boninitic to calc-alkaline affinity and some porphyritic bodies. Finally, between the Oligocene and Miocene, two arcs developed: one in the southern cordillera, consisting of stocks and batholithic bodies, and another in the north, known as the El Botón Arc, with younger arc magmatism and alkaline stock intrusions. The results of this study provide crucial insights into the geological evolution of the Northern Andes.

**Keywords:** Colombia, Western Cordillera, Chocó, Magmatic Arcs, Northern Andes.

## 1. Introducción

Los modelos evolutivos propuestos para la formación de los arcos de la Cordillera Occidental son diversos, corresponden a modelos de arcos insulares y de margen continental, con desarrollo de modelos de doble vergencia tanto al este como al oeste a partir de la misma placa oceánica, con dos zonas de subducción paralelas o a partir de una sola zona de subducción de acuerdo al arco en cuestión (Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2018; Cetina *et al.*, 2019; Correa *et al.*, 2018; Correa-Restrepo *et al.*, 2023; Duque-Caro, 1990; León *et al.*, 2018; Nivia *et al.*, 2019b; Restrepo y Toussaint, 1989; Rodríguez-García *et al.*, 2023; Rodríguez *et al.*, 2012b; Rodríguez y Arango, 2013; Vallejo *et al.*, 2006; Weber *et al.*, 2015; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020; Zapata-Villada *et al.*, 2021).

Sin embargo, aún existen profundas dificultades para obtener consensos entre los investigadores en el número de los arcos y los modelos de subducción y generación. En esta contribución realizamos un ejercicio de integración de datos geoquímicos, petrográficos y geocronológicos de investigaciones anteriores, junto con nuevos datos de geocronología y geoquímica publicados por primera vez aquí.

El objetivo de este trabajo es darle una mirada regional a la historia del magmatismo de arco Jurásico-Mioceno en la Cordillera Occidental y la región norte del Chocó en Colombia (Figura 1). El trabajo abarca la zona desde la frontera con Ecuador hasta la frontera con Panamá. Adicionalmente, se proponen diferentes opciones evolutivas para explicar el desarrollo de los arcos, acogiendo algunos modelos previamente publicados y en otros casos proponiendo nuevos modelos.

Parte de la información publicada en esta contribución define, a nuestro parecer, nuevos eventos de arcos magmáticos, a la luz del contexto tectónico en el que ocurren y de acuerdo con las definiciones relacionadas con el concepto de arco magmático publicadas por Stern (2002), las cuales tomaremos como base para las discusiones planteadas aquí.

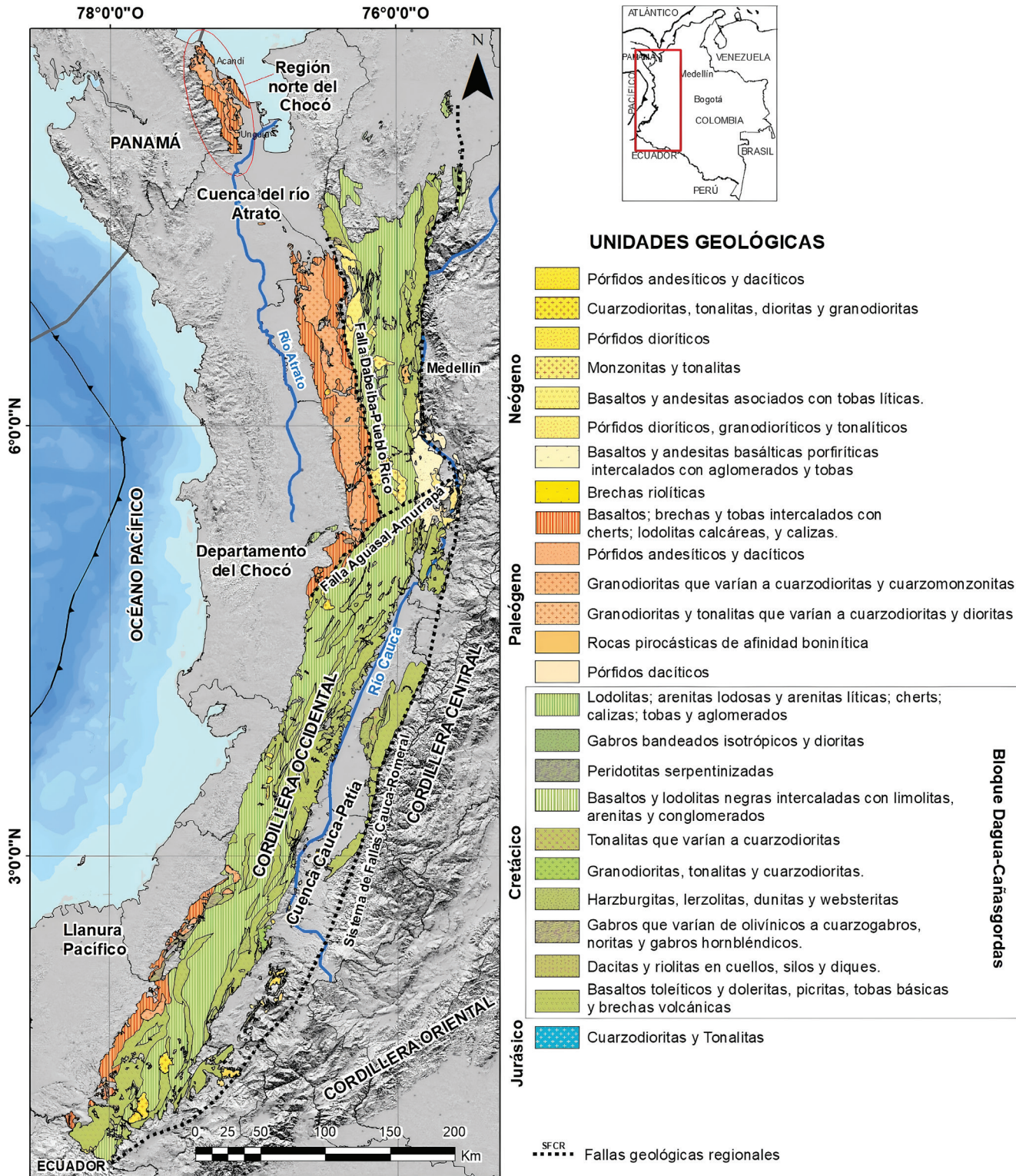
Es necesario mencionar que no hará parte de la información discutida en esta contribución la que se considera está relacionada con el magmatismo producto de procesos de construcción de *plateaus* oceánicos (Buchs *et al.*, 2018; Correa *et al.*, 2018, 2020; Kerr *et al.*, 1998; Nivia, 1996; Peláez *et al.*, 2022; Rodríguez y Arango, 2013).

## 2. Marco Geológico Regional

La Cordillera Occidental es una de tres cordilleras en las que se dividen los Andes en Colombia. Desde el punto de vista geográfico, la Cordillera Occidental comprende la cadena montañosa que se levanta entre la cuenca del río Cauca al oriente, la llanura Pacífica y la cuenca del río Atrato al occidente (Figura 1). Como límites geológicos del área de estudio, se consideran, al oriente la Falla Cauca-Almaguer y al occidente las unidades sedimentarias que ocupan el Andén Pacífico y la cuenca del río Atrato. Aunque la mayor parte del área de estudio se encuentra en la Cordillera Occidental, en algunos sectores se analiza la vertiente occidental de la cordillera Central y la cuenca del río Cauca. Adicionalmente, debido a la presencia de unidades Paleocenas en el norte del departamento del Chocó, analizaremos la información geológica de parte del sector conocido como región norte del Chocó, específicamente las unidades volcánicas y plutónicas que ocurren en los municipios de Unguía y Acandí de ese departamento (Figura 1).

El basamento de la Cordillera Occidental, al cual denominaremos en esta contribución Bloque Dagua-Cañasgordas, se encuentra limitado al oeste por la Falla Cauca-Almaguer (Maya y González, 1995) y al occidente por la llanura del pacífico y la falla Dabeiba-Pueblo Rico (Rodríguez y Zapata., 2012), comprende basaltos y gabros de *plateau* oceánico, intrusivos y rocas volcánicas formadas en arcos volcánicos insulares y continentales (Figura 1).

A las unidades de *plateau* oceánico se les ha dado nombres diferentes según la posición geo-



**Figura 1** Modificado de Gómez et al. (2015). Polígonos de las Tobas de Caicedo tomado de Correa et al. (2023). Polígono de la Dacita Porfídica del Concilio tomada de Peláez et al. (2022). Los trazos de fallas geológicas regionales son aproximados tomando como base los trazos de fallas de Gómez et al. (2015).

gráfica a lo largo de la cordillera: de sur a norte se han denominado Grupo Diabásico, Grupo Dagua, Formación Volcánica, Basaltos de La Trinidad, Formación Barroso y Diabasas de San José de Urama (Aspden, 1984; Nelson, 1962; Nivia, 2001; Parra, 1983; Rodríguez y Arango, 2013; Villagómez *et al.*, 2011 y Zapata-García *et al.*, 2017). Los escasos datos geocronológicos que existen sobre la edad de cristalización de las rocas de *plateau* (U-Pb en zircón y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ ) han arrojado edades entre *ca.* 155 Ma y *ca.* 60 Ma (Correa *et al.*, 2018, 2020; Peláez *et al.*, 2022; Rodríguez y Arango, 2013).

En cuanto a las rocas formadas en ambientes de arco, se han identificado al menos seis cinturones desarrollados entre el Cretácico y el Mioceno. La identificación de cinturones de arco se realizó con base en la distribución espacial, la composición y la edad. Los arcos del Cretácico, Paleoceno, Eoceno y Mioceno (*ca.* 105 Ma a *ca.* 65 Ma; *ca.* 57 Ma a *ca.* 59 Ma; *ca.* 59 Ma a *ca.* 37 Ma; *ca.* 30 Ma a *ca.* 15 Ma; *ca.* 13 Ma a *ca.* 7 Ma) corresponden a plutones emplazados en rocas de *plateau* oceánico de la Cordillera Occidental de Colombia y en las rocas de arco más antiguas.

El arco Cretácico se extiende desde Ecuador (Vallejo *et al.*, 2006) hasta el norte de Colombia (Cetina *et al.*, 2019; Correa *et al.*, 2018; Nivia *et al.*, 2019b; Rodríguez-García *et al.*, 2023; Rodríguez y Arango, 2013; Weber *et al.*, 2015), y ha sido denominado en el norte de la cordillera como Arco Barroso-Sabanalarga (ABS; Correa-Restrepo *et al.*, 2023; Rodríguez *et al.*, 2012a; Rodríguez y Arango, 2013). Las rocas de *plateau*, en el norte de la Cordillera Occidental, se les asignó el nombre de diabasas de San José de Urama (Rodríguez y Arango, 2013). Algunos arcos de margen continental se formaron con posterioridad a la colisión de las rocas de *plateau* y los arcos insulares contra la margen occidental de Suramérica, colisión que ocurrió inicialmente *ca.* 70 Ma (Restrepo y Toussaint, 1989; Vallejo *et al.*, 2006; Zapata-Villada *et al.*, 2021).

Posteriormente se formó un cinturón de plutones y rocas volcánicas, que han sido consi-

deradas como desarrolladas en un arco de islas durante el Paleoceno-Eoceno (Arco Chocó-Panamá; Cardona *et al.*, 2018; Duque-Caro, 1990; León *et al.*, 2018; Pindell, 1993; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020). Al mismo tiempo, pero en diferente posición geotectónica, inició en la margen continental un arco, caracterizado recientemente por una unidad litoestratigráfica principalmente volcanoclástica del Paleoceno (*ca.* 57 Ma; Correa-Restrepo *et al.*, 2023).

A finales del Oligoceno y principios del Mioceno, inició en el segmento sur de la Cordillera Occidental, al sur del Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá de dirección E-W (también llamada falla de San Juan; Arboleda *et al.*, 2009; Figura 1) un nuevo arco de margen continental, el cual migraría a la cordillera Central y está activo actualmente (volcanes Nevado del Ruiz, Nevado del Tolima, Nevado del Huila, Puracé, Azufral, entre otros).

En el segmento norte de la cordillera, al norte del Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá, durante el Mioceno superior (Serravaliano-Tortoniano), se formaron plutones y vulcanitas de arco de afinidad shoshonítica (Arco El Botón; Rodríguez y Zapata, 2012; Zapata y Rodríguez, 2011). El magmatismo del Arco El Botón se limitó a la Cordillera Occidental y la cuenca del río Cauca. Las Fallas Aguasal-Amurrapá corresponden al límite tectónico entre ambos arcos.

Sobre el *plateau* oceánico y las rocas de arco insular jurásicas y cretácicas reposan unidades sedimentarias pelágicas del Complejo Estructural Dagua, Formación Lázaro y Formación Penderisco (Álvarez y González, 1978; Nivia, 2001; Parra, 1983; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020; León *et al.*, 2018). El conjunto de unidades se localiza al norte de la cordillera entre las fallas Cauca-Almaguer al este (Maya y González, 1995) y Dabeiba-Pueblo Rico al oeste (Cetina *et al.*, 2019; Rodríguez y Zapata García, 2012); dentro del bloque Cañasgordas (González, 2001). Al sur de la cordillera las unidades sedimentarias cretácicas ocupan la vertiente oeste de la Cordillera Occidental.

### 3. Materiales y métodos

Para el desarrollo de la investigación se realizó un muestreo regional que abarcó algunos sectores de la Cordillera Occidental. Adicionalmente, se integraron los datos nuevos con los recopilados de trabajos anteriores (Álvarez y Parra, 1979; Álvarez y Linares, 1979; ANH - U. de Caldas, 2011; Arboleda *et al.*, 2009; Aspden *et al.*, 1987; Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Botero, 1975; Brook, 1984; Buchely *et al.*, 2009; Calle y González, 1980; Cetina *et al.*, 2019; Correa-Restrepo *et al.*, 2023; Correa *et al.*, 2018, 2020; García *et al.*, 2021; Giraldo, 2017; GRP, 2014; Kerr *et al.*, 1997; Leal, 2011; Lesage, 2011; McCourt *et al.*, 1990; Montes *et al.*, 2015; Muñoz *et al.*, 1990; Nivia, *et al.*, 2019b; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020; Peláez *et al.*, 2022; Restrepo *et al.*, 1979; Risnes, 1995; Rodríguez-García *et al.*, 2023; Rodríguez y Arango, 2013; Rodríguez-García y Bermúdez-Cordero, 2015; Rodríguez y Zapata García, 2012; Sillitoe *et al.*, 1982; Villagómez, 2010; Villagómez *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2015; Zapata-Villada *et al.*, 2021; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020; Zapata y Rodríguez, 2011). Los datos químicos y de geocronología se agrupan de acuerdo con la correlación de unidades de cada pulso magmático de arco (Figura 2).

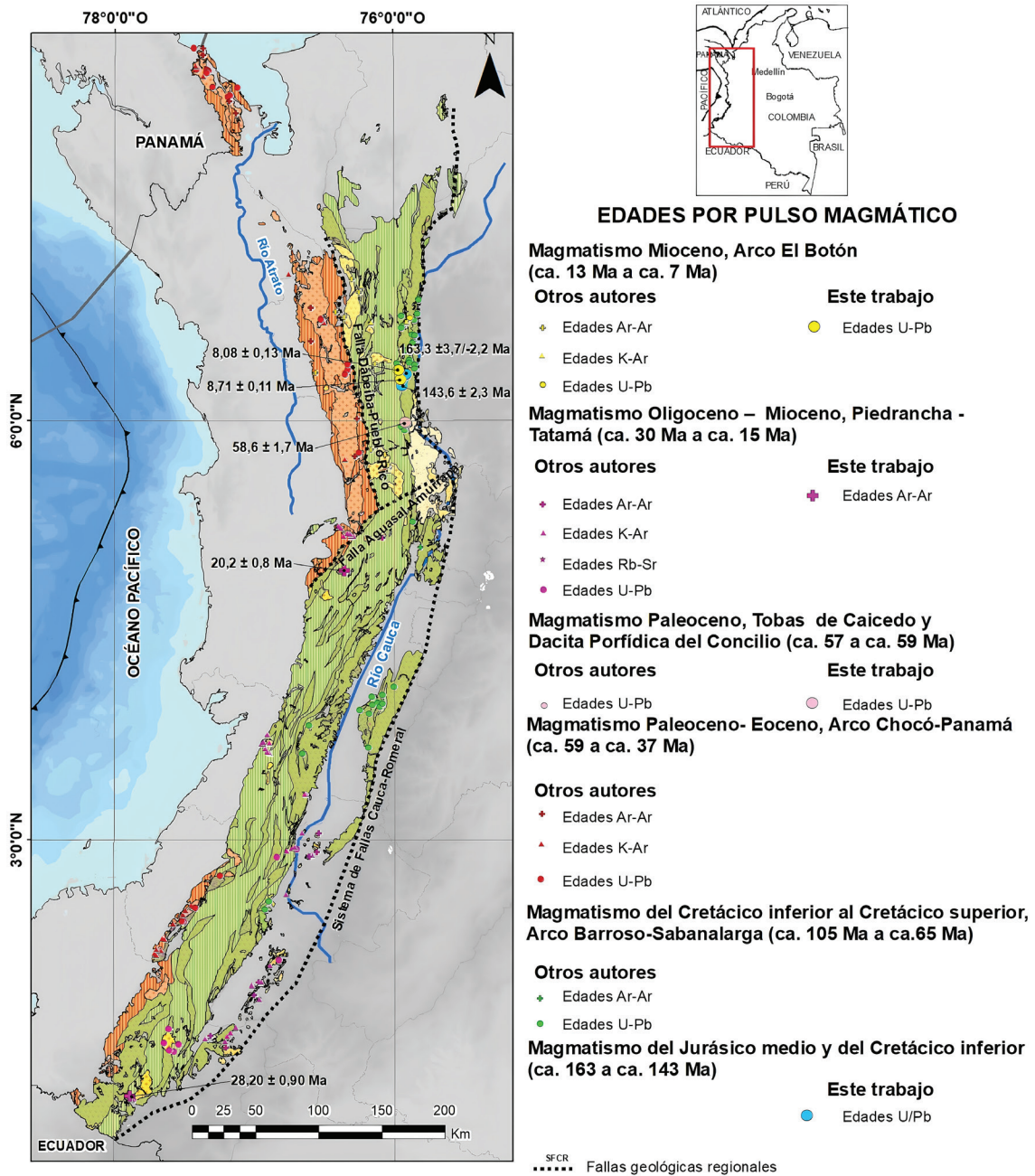
#### 3.1. ANÁLISIS QUÍMICO DE ROCA TOTAL

Se recopilaron los análisis químicos de roca total de las unidades que conforman cada arco magmático de la Cordillera Occidental desde el Jurásico hasta el Mioceno (Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2018; Correa-Restrepo *et al.*, 2023; Correa *et al.*, 2018, 2020; Geoestudios, 2005; GRP, 2014; Leal, 2011; Lesage, 2011; Nivia *et al.*, 2019b; Peláez *et al.*, 2022; Rodríguez-García y Bermúdez-Cordero, 2015; Rodríguez, *et al.*, 2012; Rodríguez y Zapata, 2014; Rodríguez y Zapata García, 2012; Rodríguez García *et al.*, 2010; Villagómez *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2015; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020; Zapata y Rodríguez, 2011). Los análisis químicos se rea-

lizaron principalmente por el método ICP-MS en el laboratorio canadiense ActLabs. En algunos plutones se realizaron análisis químicos de roca total en el Laboratorio de Geoquímica Analítica del Servicio Geológico Colombiano, sede Bogotá (Correa *et al.*, 2018, 2020; Peláez *et al.*, 2022), utilizando para el análisis de elementos mayores y algunos elementos menores un espectrómetro de fluorescencia de rayos X, FRX, Panalytical AXIOS Mineral. La cuantificación de los óxidos mayores se realizó en muestra fundida con meta-borato y tetraborato de litio, y la cuantificación de elementos menores se llevó a cabo en muestra prensada. Para el análisis de elementos traza, se usó un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado, ICP-MS, Perkin Elmer NEXION (Tabla Suplementaria 2 -TS2).

#### 3.2. GEOCRONOLOGÍA

Se recopilaron los análisis geocronológicos de las unidades que conforman cada arco magmático de la Cordillera Occidental desde el Jurásico hasta el Mioceno (Álvarez y Parra, 1979; Álvarez y Linares, 1979; ANH-U. de Caldas, 2011; Arboleda *et al.*, 2009; Aspden *et al.*, 1987; Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Botero Arango, 1975; Brook, 1984; Buchely *et al.*, 2009; Calle y González, 1980; Cetina *et al.*, 2019; Correa-Restrepo *et al.*, 2023; Correa *et al.*, 2018, 2020; García *et al.*, 2021; Giraldo, 2017; GRP, 2014; Kerr *et al.*, 1997; Leal, 2011; Lesage, 2011; McCourt *et al.*, 1990; Montes *et al.*, 2015; Muñoz *et al.*, 1990; Nivia, *et al.*, 2019b; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020; Peláez *et al.*, 2022; Restrepo *et al.*, 1979; Risnes, 1995; Rodríguez-García *et al.*, 2023; Rodríguez-García y Bermúdez-Cordero, 2015; Rodríguez y Zapata García, 2012; Sillitoe *et al.*, 1982; Villagómez, 2010; Villagómez *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2015; Zapata-Villada *et al.*, 2021; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020; Zapata y Rodríguez, 2011). En algunas unidades no descritas se realizaron nuevos análisis por el método U-Pb en circón, mediante ablación laser, junto a espectrometría de masas de acoplamiento inductivo a plasma (LA-ICP-MS, por sus siglas en



**Figura 2** Mapa geológico con edades que identifican los pulsos magmáticos analizados para la Cordillera Occidental y la región norte del Chocó. Modificado de Gómez *et al.* (2015). Para la leyenda litológica y referentes geográficos consultar la Figura 1. Las coordenadas, localidades e información complementaria de cada muestra se presentan en la Tabla Suplementaria 1 (TS1). Los resultados isotópicos de las muestras datadas publicadas por primera vez en esta contribución se encuentran en la Tabla Suplementaria 3 (TS3). Las edades presentadas a excepción de las publicadas por primera vez en la presente contribución corresponden a los trabajos de otros autores (Álvarez y Parra, 1979; Álvarez y Linares, 1979; ANH - U. de Caldas, 2011; Arboleda *et al.*, 2009; Aspdén *et al.*, 1987; Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Botero Arango, 1975; Brook, 1984; Buchely *et al.*, 2009; Calle y González, 1980; Cetina *et al.*, 2019; Correa-Restrepo *et al.*, 2023; Correa *et al.*, 2018, 2020; D. García *et al.*, 2021; Giraldo, 2017; GRP, 2014; Kerr *et al.*, 1997; Leal, 2011; Lesage, 2011; McCourt *et al.*, 1990; Montes *et al.*, 2015; Muñoz *et al.*, 1990; Nakamura, 1974; Nivia, *et al.*, 2019b; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020; Peláez *et al.*, 2022; Restrepo *et al.*, 1979; Risnes, 1995; Rodríguez-García *et al.*, 2023; Rodríguez-García y Bermúdez-Cordero, 2015; Rodríguez y Zapata García, 2012; Sillitoe *et al.*, 1982; Villagómez, 2010; Villagómez *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2015; Zapata-Villada *et al.*, 2021; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020; Zapata y Rodríguez, 2011).

inglés) y por el método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en roca total.

Los análisis nuevos de U-Pb en circón se realizaron en el Servicio Geológico Colombiano, en esquirlas de roca que fueron trituradas, pulverizadas y tamizadas siguiendo los procedimientos de separación de Castaño *et al.* (2018), y analizadas en LA-ICP-MS de acuerdo con los procedimientos descritos en Peña *et al.* (2018).

Los circones fueron concentrados en el Laboratorio Químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Medellín, utilizando separación hidrodinámica y magnética, y algunas muestras se concentraron en el campo mediante bateo; luego se seleccionaron manualmente con la ayuda de una lupa binocular Olympus en el Laboratorio de Petrografía de la sede Medellín del Servicio Geológico Colombiano. Las superficies pulidas de los granos de circón fueron fotografiadas en catodoluminiscencia (CL), utilizando un microscopio electrónico de barrido *JEOL JSM IT-300LV* equipado con un detector de catodoluminiscencia *Gatan miniCL EGA 0028*. Los resultados isotópicos de los análisis realizados se presentan en la Tabla Suplementaria 3 (TS3).

Los análisis se realizaron en un equipo de ablación Photon Machines con un láser Excimer de 193 nm, acoplado a un espectrómetro de masas tipo Element 2. La corrección por plomo común se realizó de acuerdo con el modelo de evolución según Stacey y Krammers (1975). Los resultados finales corresponden a la media de los datos obtenidos luego de aplicar una discriminación de datos a dos desviaciones estándar.

Las dataciones reportadas corresponden a las obtenidas a partir de la relación  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . La discordancia se calculó con la siguiente fórmula (%)  $\text{Disc} = ((^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * 100$  y el error es el asociado a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Todas las edades finales fueron calculadas con el software *Isoplot/Ex 3.75-4.15* (Ludwig, 2012). Como patrones de referencia se usaron: Plešovice (Sláma *et al.*, 2008), FC-1 (Coyner *et al.*, 2004), Zircón 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995, 2004) y Mount Dromedary (Renne *et al.*, 1998). Los puntos analizados en los circones fueron de 20 micrones de diámetro.

La reducción de datos se realizó mediante el programa *Iolite v2.5*® en *IGORPro 6.3.6.4*® (Hellstrom *et al.*, 2008; Paton *et al.*, 2010).

Los análisis de argón fueron realizados en el laboratorio de ActLabs de Canadá por el método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  *step heating dating* en roca total. Las rocas fueron preparadas en un molino no contaminante en malla -200. Las muestras envueltas en papel aluminio se cargaron en un recipiente de cuarzo sellado al vacío con sales de K y Ca y paquetes de biotita LP-6, utilizados como monitor de flujo intercaladas con las muestras. Las muestras fueron irradiadas en el reactor nuclear durante 48 horas. Se colocaron los monitores de flujo cada dos muestras, permitiendo la determinación precisa de los gradientes de flujo dentro del tubo. Después de que se corrieron los monitores de flujo, los valores J fueron calculados para cada muestra, utilizando el gradiente del flujo medido. La biotita LP-6 tiene una edad supuesta de 128.1 Ma. La lectura de gradiente de neutrón no supera 0.5% en tamaño de muestra. La composición isotópica del argón fue medida en un espectrómetro de masas estático *Micromass 5400*. La lectura del blanco 1200°C de  $^{40}\text{Ar}$  no excede  $n * 10^{-10}$  cc STP. Las edades *plateau* obtenidas a partir de los espectros de edades compuestos por las diferentes fracciones de gas liberado por calentamiento gradual de las muestras representan más del 50% del  $^{39}\text{Ar}$  liberado por la muestra, y las fracciones liberadas están dentro de un nivel de confianza de 1s.

## 4. Resultados

En la Figura 2 se muestra la localización actual de los pulsos magmáticos en el área de estudio y en la Tabla 1 se presentan las nuevas edades obtenidas en la presente contribución. Así mismo, en la Tabla Suplementaria 1 (TS1) se resumen las edades de cristalización U-Pb en circón y las edades de cierre  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  y K-Ar, la fuente de los datos utilizadas para obtener los gráficos de densidad de probabilidad de los arcos magmáticos y de correlación de unidades.

Tabla 1. Nuevas edades publicadas en la presente contribución.

Muestra	Tipo de roca	Unidad	Long (WGS84)	Lat (WGS84)	Edad (Ma)	MSWD	Método
FHO-305	Cuarzodiorita	Cuarzodiorita de La Pitanjá	-75.9104	6.3288	163.3 +3.7/-2.2	0.45	U-Pb
ARO-413	Tonalita	Tonalita de La Purco	-75.9416	6.2479	143.6 ± 2.3	0.91	U-Pb
MTM-201	Dacita Porfídica	Dacita porfídica del Concilio	-75.9184	5.9815	58.6 ± 1.7	2.5	U-Pb
GZ-6097RR	Cuarzomonzodiorita	Plutón de Torrá	-76.3522	4.9243	20.2±0.8	1.6	<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar
MIS-115	Tonalita	Batolito de Piedrancha	-77.8821	1.1597	28.20±0.90	1.1	<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar
MTM-029	Andesita	Pórfido Andesítico	-75.9506	6.2887	8.71 ± 0.11	2.1	U-Pb
FHO-199	Andesita	Pórfido Andesítico	-75.9658	6.3585	8.08 ± 0.13	0.29	U-Pb

En la Tabla 2 se resumen las unidades litológicas que conforman cada pulso magmático y la composición general de las unidades. En la Tabla Suplementaria 2 (TS2) se presenta la recopilación de los resultados químicos del área de estudio, la mayoría de los cuales provienen de otros autores, junto con seis nuevos análisis de esta contribución, que en conjunto se utilizaron en los diagramas de clasificación química de cada pulso magmático.

Se obtuvieron cinco edades por el método U-Pb en circón (LA-ICP-MS) en un plutón Jurásico (Cuarzodiorita de La Pitanjá), en un plutón Jurásico-Cretácico (Tonalita de La Purco), en un cuerpo porfídico Paleoceno (Dacita Porfídica del Concilio) y en dos cuerpos litológicos sin nombre de edad miocena, uno de composición diorítica y otro de composición andesítica y textura porfídica (Figura 2). Adicionalmente, se obtuvieron dos edades miocenas por el método <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar en roca total en la Granodiorita de Torrá y en el Batolito de Piedrancha.

La Cuarzodiorita de La Pitanjá (muestra FHO-305-cuarzodiorita-) fue datada por el método U-Pb en circón. Se realizaron 40 ablaciones para un total de 36 circones; en cuatro circones se hizo dos ablaciones localizadas en el núcleo y el borde de cada cristal. En general, los circones son prismáticos cortos y algunos en forma de prismas largos (Figura 3), de tamaños entre 50 a 180 µm, incoloros. Se excluyeron los datos con discordia >

5% (n=11) y errores > 5.5% (n=1), para un total de 12 datos, teniendo en cuenta los datos cuyas edades oscilan entre ca. 156 y 169 Ma. Los circones son multifacéticos achatados de 50 a 150 µm. Los datos aceptados (n=27) arrojaron resultados de <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U entre 147.86 Ma y 486.69 Ma (Figura 4a). Se obtuvo una edad a partir de la mediana de 163.3 +3.7/-2.2 Ma a partir de 26 datos.

La muestra FHO-199 se colectó en un cuerpo de andesita porfídica. Para la reducción de los datos no se utilizaron los resultados con discordancia > 50% o errores > 15%, descartando 43 datos. Los circones son prismáticos largos y cortos, de tamaño entre 50 y 200 µm, con zonación oscilatoria (Figura 3). La edad media ponderada a partir de 28 datos es de 8.08 + 0.13 Ma, con relación Th/U entre 0.18 y 0.61. Tiene un circón ígneo heredado que arrojó una edad de 1009 + 41 Ma (Figura 4b).

La muestra ARO-413 (tonalita) fue analizada para datar a la Tonalita de La Purco. En esta muestra se realizaron 29 ablaciones en 26 circones incoloros, en cristales prismáticos elongados, ovalados y cristales redondeados con texturas de zonación oscilatoria concéntrica y tamaños desde 20 µm hasta 230 µm (Figura 3). Se excluyeron los datos con discordias >10% o errores >5%. Las edades varían entre 132 Ma y 1063 Ma. La edad de cristalización de la muestra se calculó con 7 datos localizados en bordes de cristales prismá-

Tabla 2. Resumen las unidades litológicas que conforman de cada pulso magmático y la composición general de las unidades.

Edad del Magmatismo	Arco magmático	Unidades	Tipos de roca
Jurásico	?	Cuarzodiorita de La Pitanjá	Cuarzodioritas , gabros, dioritas, monzodioritas y monzonitas
Cretácico Temprano	?	Gabro del Porvenir Tonalita de La Purco	Gabro y peridotitas Tonalita
Cretácico Temprano al Cretácico Tardío	Arco Barroso-Sabanalarga	Pluton El Palmar Plutón de Caicedo Plutón de Mistrató Tonalita de Buriitica	Piroxenitas, gabros, plagiogranito, tonalitas y diorita
		Tonalita de Santa Fe de Antioquia Batolito de Buga	Plagiogranitos, tonalitas, granodioritas, cuarzodioritas, dioritas y gabros
		Tobas de Caicedo Dacita Porfídica del Concilio	Tobas vitreas y lavas basálticas Dacita
Paleoceno	?		
Paleoceno-Eoceno	Arco Chocó-Panamá	Complejo Santa Cecilia - La Equis Formación Timbiquí Batolito de Acandí Batolito de Mandé Tonalita de Napi Plutón del Salto Plutón de Balsillas Ultramafita de Guapi	Tobas, aglomerados, andesitas, dacitas y basaltos  Tonalitas, cuarzodioritas, granodioritas, monzogranitos, dioritas y gabros  Peridotitas y gabros
		Batolitos de Piedrancha Batolito de Anchicayá Stock de Arboledas Stock de Lerma Stock de Cuenbi Stock El Vergel Stock de Garrapatero Stock de Arrayanes-La Playa Stock de Suarez Stock de Santa Ana Stock de Pance Stock de El Cobre-Bolivar Stock de Santa Rosa Stock La Chapa Stock La Medina Granodiorita de Tatamá Granodiorita de Torrá Porfido de Dominical Complejo zonado Alto Condoto	Tonalitas, granodioritas, cuarzodioritas, cuarzomonzodioritas y diotitas  Peridotitas y gabros
		Basaltos de El Botón Andesitas basálticas de El Morito Formación Combia Monzonita de Nudillales Monzodiorita de Carauta Cuarzodiorita de Pérdidas Gabro de Cerro Frontino Granodiorita de Farallones Cuarzodiorita de Cerro Plateado Monzonita del Páramo de Frontino Diorita de San Juan Monzodiorita de La Horqueta Diorita de Morrogacho Andesita de Buriitica	Basaltos, andesitas, tobas y aglomerados  Monzonitas, monzodioritas, cuarzomonzodioritas, cuarzodioritas, granodioritas, monzogabros, gabros, dioritas, piroxenitas

ticos con textura oscilatoria en CL, que forman la población más joven, obteniendo una edad media ponderada  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $143.6 \pm 2.3$  Ma y  $\text{MSWD} = 0.91$ , con relación Th/U entre 0.42 y 0.73. Se obtuvieron en los núcleos dos poblaciones de herencias, con medias ponderadas de  $158 \pm 11$  Ma con un  $\text{MSWD} = 5.0$  y relación Th/U entre 0.57 y 1.00 y de  $226 \pm 21$  Ma con un  $\text{MSWD} = 8.7$  y relación Th/U entre 0.12 y 0.80. Otras herencias son de  $464 \pm 16$  Ma,  $674.8 \pm 23.3$  Ma y  $1032 \pm 41$  Ma (Figura 4c).

La muestra MTM-029 corresponde a un cuerpo de diorita. Se seleccionaron 54 circones con forma de prismas largos y algunos largos y delgados, de tamaños variables entre 50 y 300  $\mu\text{m}$ . En las imágenes de catodoluminiscencia, muy

pocos circones muestran texturas de zonación; la mayoría son homogéneos (Figura 3). Se realizaron 67 ablaciones en 53 circones, de las cuales se tuvieron en cuenta 21 ablaciones para la interpretación luego de excluir los datos con discordias  $> 50\%$  o errores  $> 6\%$ . Las edades obtenidas y aceptadas varían en un rango entre 8.26 Ma y 9.86 Ma. La edad de cristalización interpretada a partir de la media ponderada es de  $8.71 \pm 0.11$  Ma,  $\text{MSWD} = 2.1$  con relación Th/U entre 0.35 y 0.82 (Figura 4d).

Para la datación de la Dacita Porfídica del Concilio se extrajeron 57 circones (MTM-201-dacita porfídica) y se realizaron un total de 54 ablaciones. Los cristales de circón son subhedrales a euhedrales, traslúcidos, incoloros a amarillo

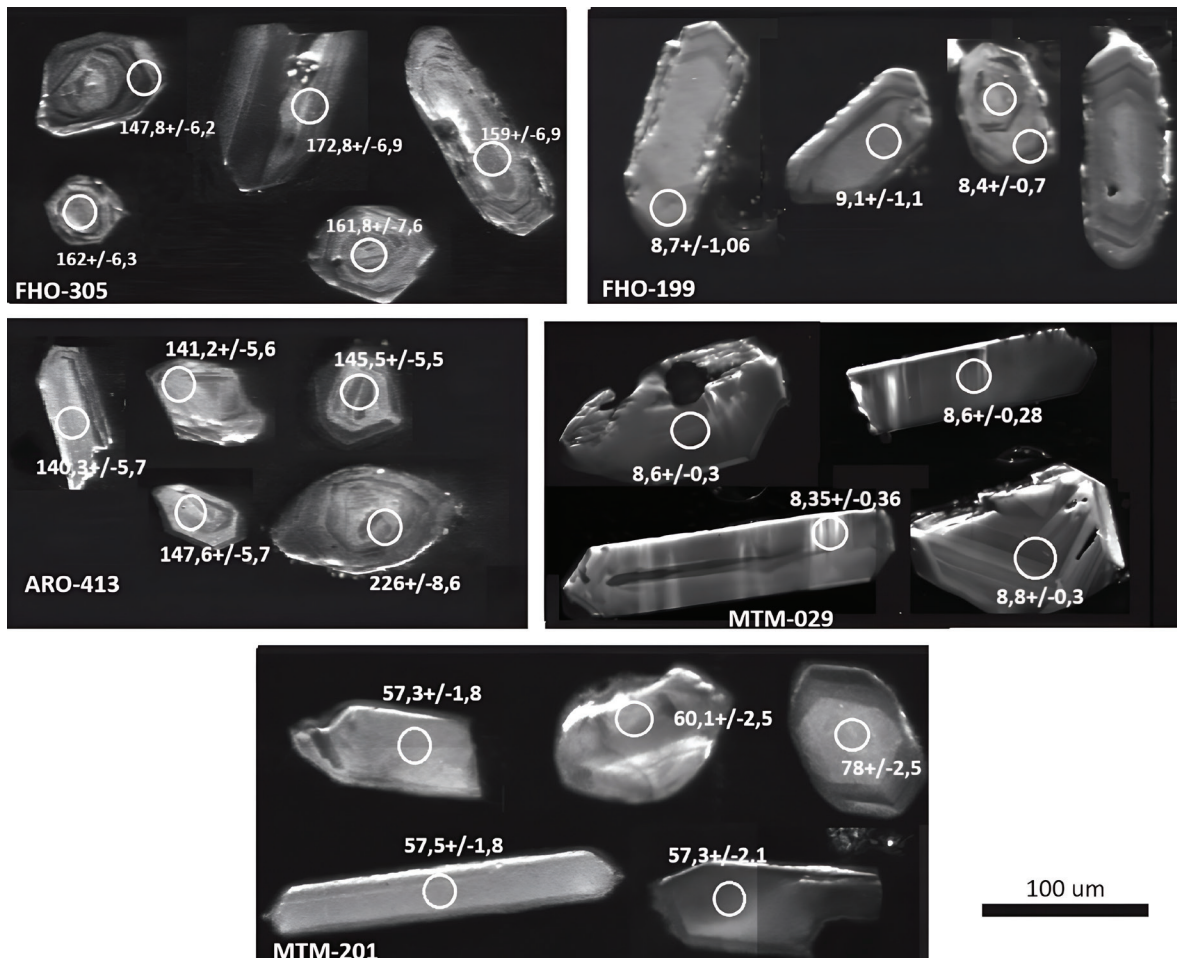


Figura 3 Imágenes de Cátodoluminiscencia de circones representativos de las muestras utilizadas para las dataciones por LA-ICP-MS U-Pb en circón.

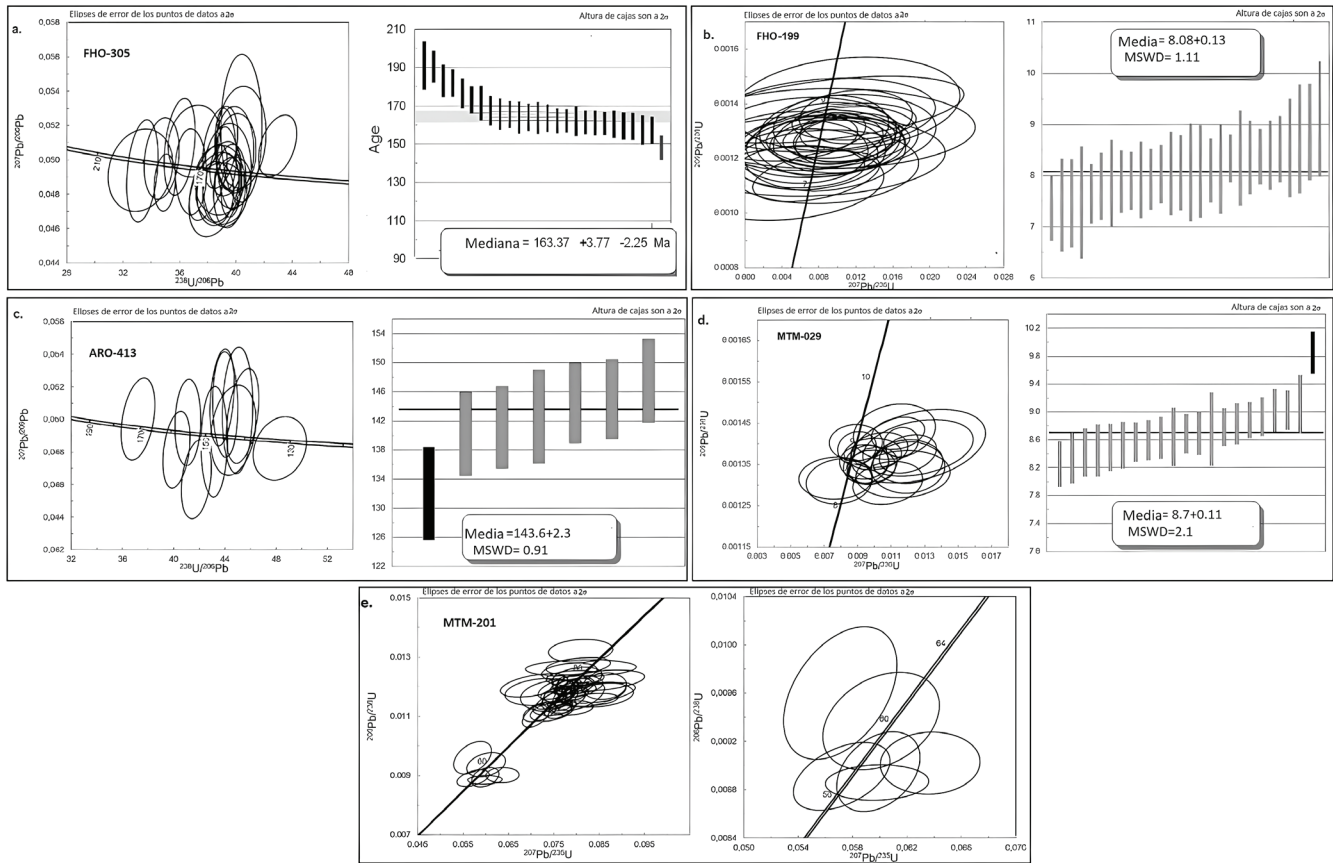
pálido, con formas de prismas largos, algunos achatados, y tamaño entre 50  $\mu\text{m}$  y 200  $\mu\text{m}$ . En imágenes de CL se observa zonación concéntrica (Figura 3). Para la reducción de los datos se usaron aquellos análisis cuyo valor de discordancia es  $< 10.5\%$  o error  $< 5.5\%$ .

En el diagrama de concordia, los datos aceptados ( $n=40$ ) forman una población con edades del Cretácico Superior y otra agrupación con edades paleógenas. Con base en la edad media ponderada del grupo más joven se interpreta una edad de cristalización de  $58.6 \pm 1.7$  Ma (MSWD = 2.5) para la unidad (Figura 4e).

El Plutón de Torrá se fechó por el método  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  (roca total) usando la muestra GZ-6097RR, clasificada como cuarzomonzodio-

rita, la cual arrojó un espectro de edad de tres pasos caracterizada por  $93.7\%$  de  $^{39}\text{Ar}$ , que dieron una media ponderada de  $20.2 \pm 0.8$  Ma. En la gráfica de isócrona inversa, los puntos forman una tendencia lineal, caracterizada por un valor de edad de  $18.6 \pm 1.4$  Ma, MSWD = 1.6 (Figura 5a).

Del Batolito de Piedrancha se fechó una muestra por el método  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  (roca total), la muestra MIS-115 clasificada como tonalita, la cual arrojó un espectro de edad con meseta de tres pasos caracterizada por  $51.3\%$  de  $^{39}\text{Ar}$ , valor de edad *plateau* de  $28.20 \pm 0.90$  Ma. En la gráfica isócrona inversa, los puntos forman una tendencia lineal, caracterizada por un valor de edad de  $31.2 \pm 1.4$  Ma, MSWD = 1.1 (Figura 5b).



**Figura 4** Diagramas de concordia Wetherill y Tera - Wasserburg, mediana y edad media ponderada para rocas datadas por el método U-Pb en circón. a. Edad hallada para la muestra FHO-305 (Cuarzodiorita de la Pitánjá); b. Edad hallada para la muestra FHO-199 (cuerpo menor de Pórfido Andesítico); c. Edad hallada para la muestra ARO-413 (Tonalita de La Purco); d. Edad hallada para la muestra MTM-029 (cuerpo menor de Pórfido Andesítico); e. Edad hallada para la muestra MTM-201 (Dacita Porfídica del Concilio).

## 5. Discusión

La asignación de los plutones y unidades volcánicas a cada arco magmático se basa en su localización, contexto geológico, composición química y edad de cristalización. Algunos eventos magmáticos de arco fueron obtenidos a partir de las edades de cristalización U-Pb y de las edades de cierre  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  y K-Ar. Los eventos magmáticos de cada pulso se representan mediante gráficos de densidad de Kernel, donde se muestran la mayor cristalización durante la formación del arco. Además, cuando fue posible se muestra la correlación de unidades que definen el arco insular o de margen continental, y la composición litológica (Tabla 2), y química general que representan el arco magmático.

### 5.1. ARCOS MAGMÁTICOS INSULARES Y DE MARGEN CONTINENTAL EN LA CORDILLERA OCCIDENTAL DE COLOMBIA

#### 5.1.1. ACTIVIDAD MAGMÁTICA DEL JURÁSICO MEDIO Y DEL CRETÁCICO TEMPRANO (CA. 163 MA A CA. 143 MA)

A finales del Jurásico Medio ( $163.1 \pm 3.0$  Ma; este trabajo) se formó la unidad Cuarzodiorita de La Pitanjá, que corresponde a una unidad local en el sector norte de la Cordillera Occidental (Figura 1), sin que se tenga hasta la fecha otros registros de este evento magmático en otros sitios de la cordillera. Durante el magmatismo del Jurásico Medio cristalizó un plutón heterogéneo compuesto por

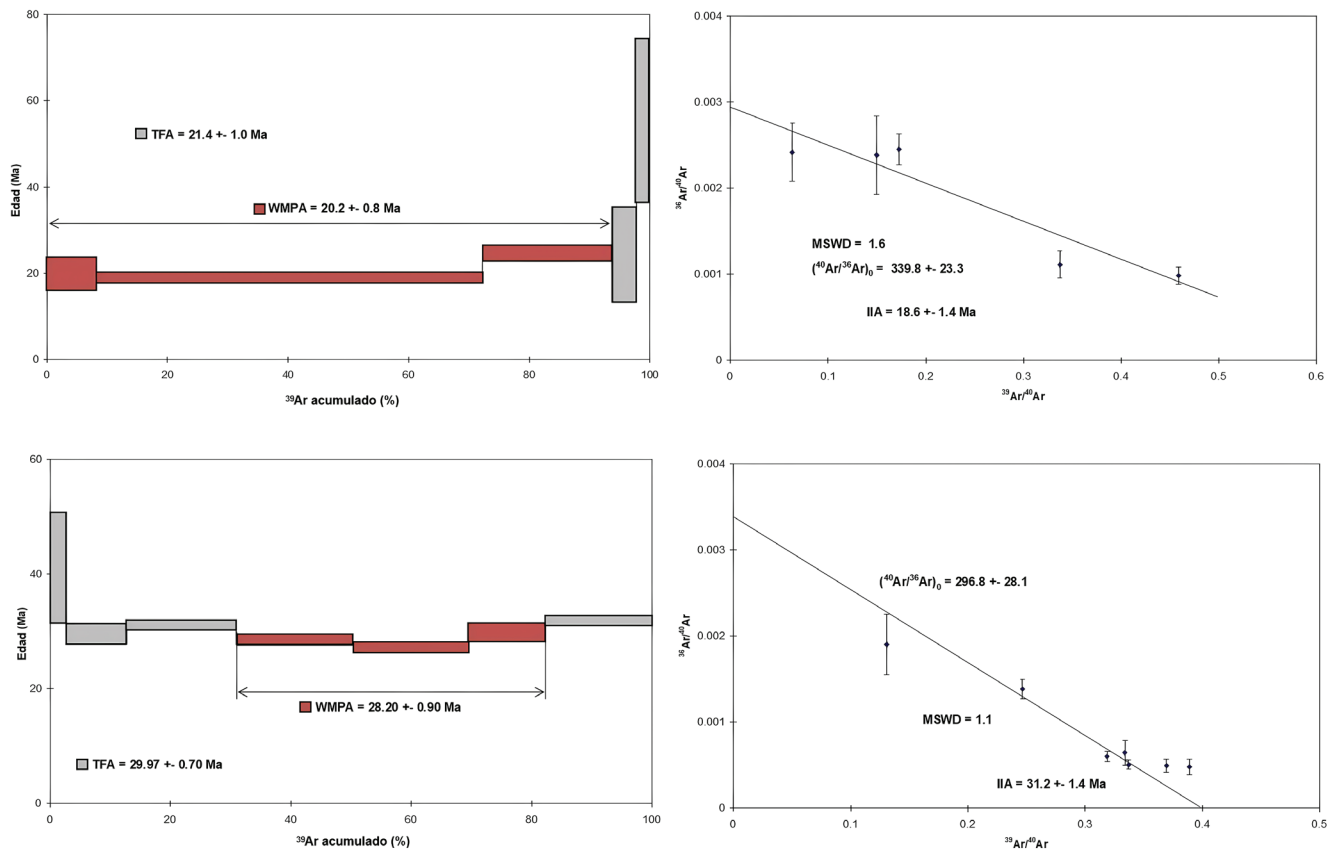
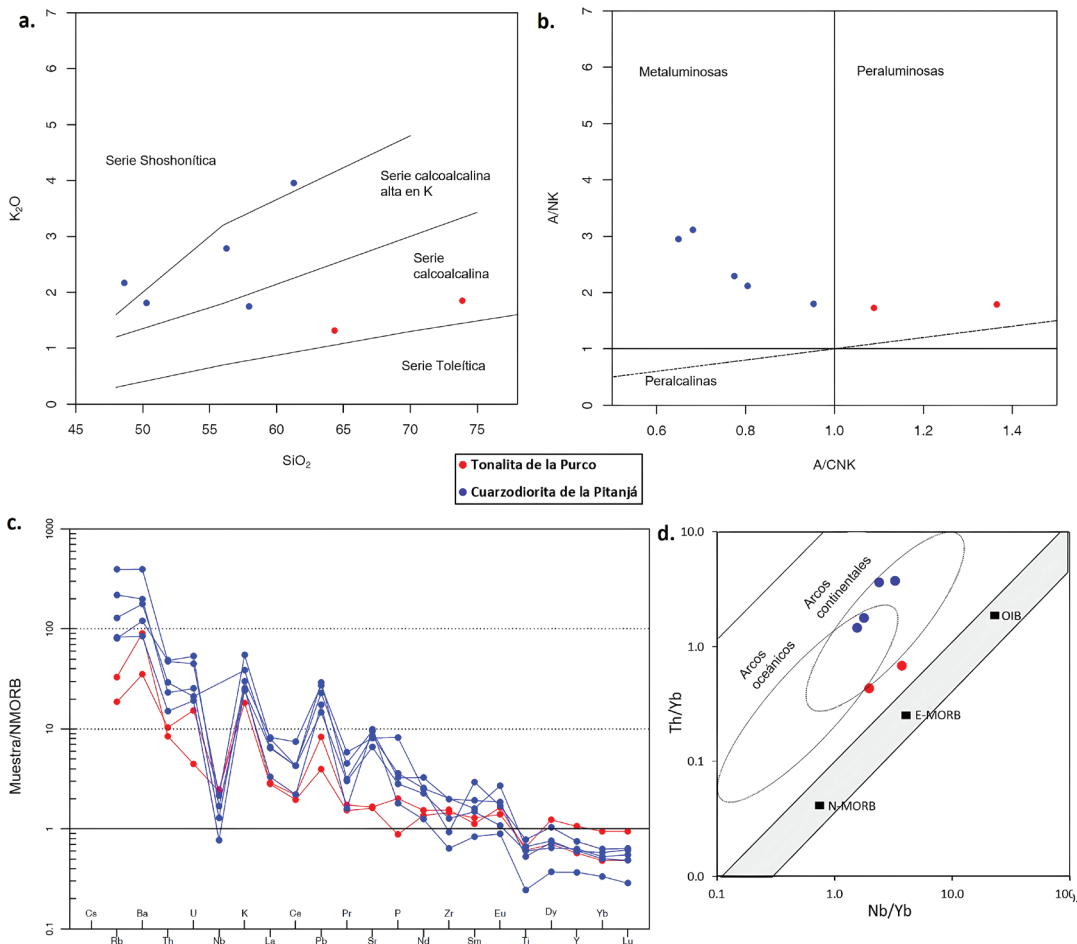


Figura 5 Edades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  halladas en el Plutón de Torrón y en el Batolito de Piedrancha. a. Muestra IGM-707258 (Plutón de Torrón); b. Muestra IGM-900214 (Batolito de Piedrancha).

cuarzodioritas, gabros, dioritas, monzodioritas y monzonitas de las series calcoalcalina alta en K a shoshonítica, de carácter metaluminoso, composición litológica que sugiere generación de diversos tipos de magmas en su formación (Figura 6a). El perfil de elementos trazas de estas rocas presenta un significativo paralelismo entre ellas, con una marcada pendiente negativa desde los elementos traza de radio iónico grande-LILE (por sus siglas en inglés) hacia los elementos traza de radio iónico pequeño-HFSE (por sus siglas en inglés) y anomalías negativas de Nb y Ti. Adicionalmente, los valores de Th/Yb vs Nb/Yb (1.45-3.70 vs 1.57-3.27) sugieren que estas rocas fueron formadas en un ambiente de arco magmático posiblemente continental (Figura 6b).

Posteriormente, luego de una brecha geocronológica de ca. 20 Ma, se formaron las unidades Gabro del Porvenir (149.7 ± 1.2 Ma; Ramírez-Cárdenas *et al.*, 2021) y Tonalita de La Purco (143.6 ± 2.3 Ma). La primera se localiza en una ventana tectónica al interior de rocas sedimentarias neógenas al norte de la Cordillera Occidental, y la segunda en una posición cercana a la Cuarzodiorita de La Pitanjá, en el segmento norte de la Cordillera Occidental (Figura 1). De acuerdo con los datos publicados por Ramírez-Cárdenas *et al.* (2021), el Gabro del Porvenir es una unidad de suprasubducción compuesta por piroxenitas asociada a fragmentos de la zona de transición corteza-manto pertenecientes a una paleolitósfera oceánica. Por su parte, la Tonalita de La Purco es



**Figura 6** Diagramas de análisis geoquímico de la actividad magmática de las rocas formadas en el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano. a. Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O (Peccerillo y Taylor, 1976); b. Diagrama A/CNK vs A/NK (Shand, 1943); c. Diagrama normalizado al N-MORB de (Sun y McDonough, 1989); d. Diagrama Nb/Yb vs Th/Yb con campos discriminatorios de tipo de arco (Pearce, 2014).

una unidad compuesta principalmente por tonalitas de la serie calcoalcalina y de carácter peraluminoso (Figura 6c; Tabla 2), con relaciones Th/Yb entre 0.43 y 0.69 y Nb/Yb entre 1.98 y 3.74. Al igual que la Cuarzodiorita de La Pitánjá, sus características geoquímicas sugieren que se formó en un ambiente de suprasubducción posiblemente continental (Figura 6d).

Debido a la limitada disponibilidad de datos geocronológicos y geoquímicos existentes relacionados con esta temprana actividad magmática en la Cordillera Occidental, la mayoría de los cuales se presentan por primera vez en este estudio, no consideramos adecuado establecer las características del evento magmático específico para este período de tiempo, hasta no tener más datos que soporten modelos evolutivos; por ahora consideramos que se trata de *slivers* tectónicos amalgamados con el *Plateau* Océánico Colombiano-Caribeño (CCOP por sus siglas en inglés, ver discusión del modelo evolutivo abajo).

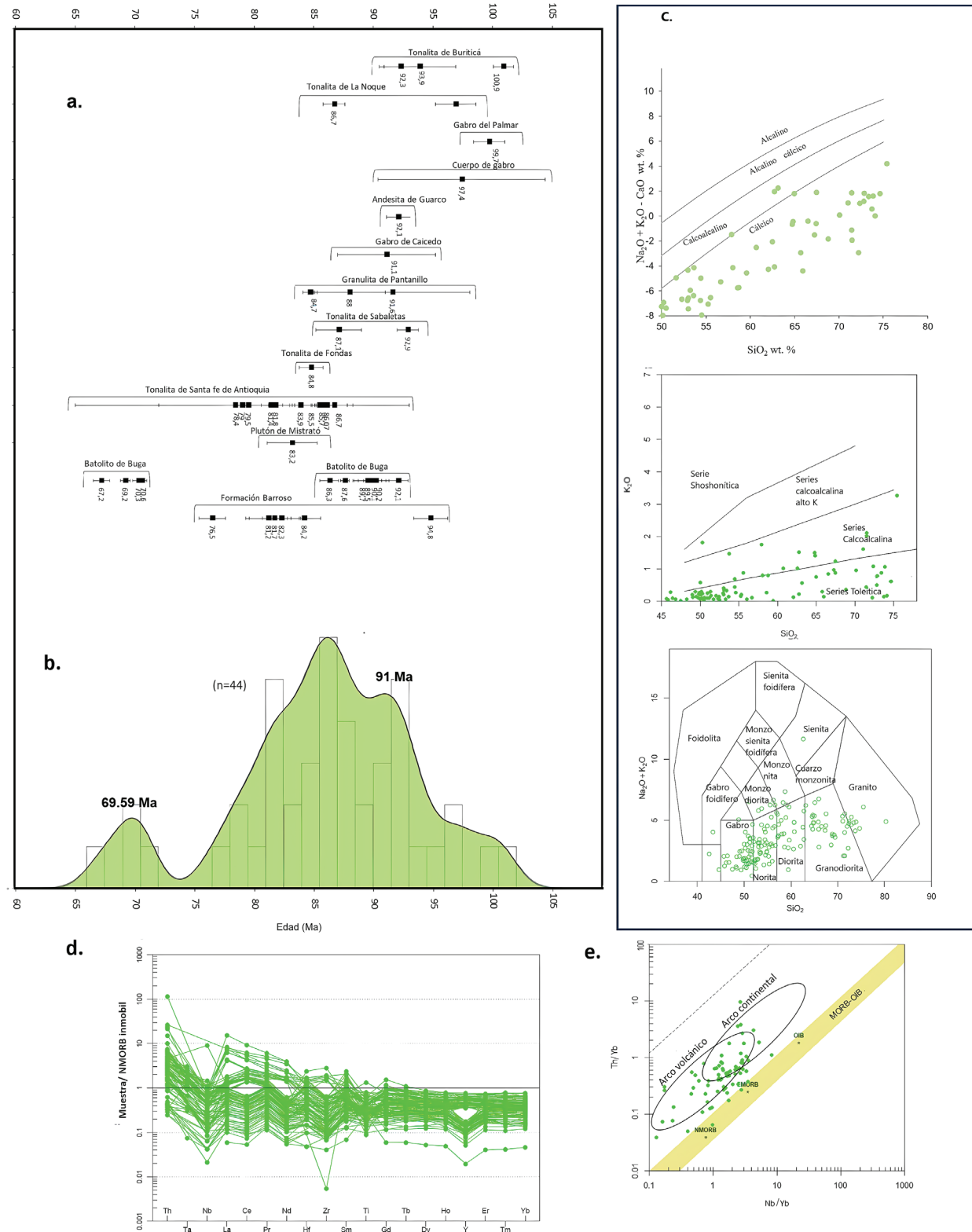
Sin embargo, el reporte de las características geoquímicas y geocronológicas de estas unidades es de suma importancia para futuras reconstrucciones de la evolución del norte de los Andes. El origen de arco continental que sugieren los resultados analíticos no es compatible con los modelos evolutivos de los movimientos de placas tectónicas globales disponibles para el Jr-K (Clennett *et al.*, 2020; Merdith *et al.*, 2021), teniendo en cuenta la localización del límite entre rocas oceánicas y rocas continentales representado por el sistema de Fallas Cauca Romeral (Figura 1). Adicionalmente, estos resultados podrían explicar al menos en parte la presencia de circones heredados que han sido reportados en unidades más jóvenes de la Cordillera Occidental (Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Cetina *et al.*, 2019; Correa-Restrepo *et al.*, 2023; Correa *et al.*, 2018).

### 5.1.2. CRETÁCICO TEMPRANO AL CRETÁCICO TARDÍO (CA. 101 MA A CA. 65 MA)

A finales del Cretácico Temprano *ca.* 100.9 ± 0.85 Ma y hasta finales del Cretácico Tardío *ca.* 76.5 ± 1.1 ocurrió actividad magmática de arco de islas

al occidente de la margen continental del norte de Suramérica (evento magmático de *ca.* 25 Ma, Figuras 7b y 7c), en una corteza oceánica tipo *plateau*. Se formaron grandes volúmenes de derrames lávicos, rocas volcanoclásticas y cuerpos plutónicos emplazados en rocas de *plateau* (diabasas de San José de Urama, Grupo Diabásico) y en las rocas volcánicas del mismo arco insular (Formación Barroso; Rodríguez-García *et al.*, 2023; Rodríguez y Arango, 2013). El arco de islas se localiza en la margen oriental del bloque de corteza oceánica, actualmente amalgamado a la margen occidental de Suramérica, amalgama que ocurrió aproximadamente hace *ca.* 70 Ma (Vallejo *et al.*, 2006; Zapata-Villada *et al.*, 2021), y cuyo límite con las rocas metamórficas de la margen continental en Colombia es la falla Cauca-Almaguer (Maya y González, 1995; Figura 1).

Al comienzo del arco de islas cristalizaron pequeños cuerpos gabroicos, andesitas subvolcánicas, rocas volcánicas basálticas y cuerpos de plagiogranito de afinidad toleítica subalcalina (Rodríguez-García *et al.*, 2023). Los primeros fundidos gabroicos cristalizaron entre 100.9 ± 0.85 y 91.1 ± 4.1 Ma, y están representados por plutones como El Palmar, Caicedo y Mistrató (Correa *et al.*, 2018; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020; Rodríguez-García *et al.*, 2023; Villagómez *et al.*, 2011). La generación de plagiogranitos y cuerpos gabroicos contemporáneos corresponde a fundidos con composiciones diferentes y contrastantes (Tonalita de Buriticá). La generación de magmas contrastantes continuó entre ~90 Ma y ~76 Ma con la formación de batolitos de composición heterogénea (Tabla 2), como la tonalita de Santa Fe de Antioquia (Correa *et al.*, 2018; Rodríguez-García *et al.*, 2023; Rodríguez *et al.*, 2012b; Weber *et al.*, 2015; Zapata-Villada *et al.*, 2021) y el batolito de Buga (Nivia *et al.*, 2019a, b). Estos dos cuerpos intrusivos resultaron de la cristalización de magmas máficos y félsicos, que permitió la generación de plutones con estructura de brecha intrusiva, constituidos por bloques máficos (gabros y dioritas) rodeados por rocas félsicas (tonalitas, granodioritas, cuarzodioritas, plagiogranitos) y localmente rocas híbridas, que



**Figura 7** Edad y composición de los plutones del arco insular Barroso - Sabanalarga. a. Diagrama de correlación de plutones; b. Diagrama de densidad de probabilidad a partir de las edades U-Pb de los plutones; c. Diagramas de clasificación de muestras de plutones; d. Diagrama de elementos trazas inmóviles normalizados al N-MORB; e. Diagrama de ambiente tectónico según Pearce (2008).

probablemente se formaron a partir de recargas sucesivas de la cámara magmática a partir de material que se encontraba debajo de la cámara (Rodríguez-García *et al.*, 2023). La formación de enclaves y su preservación fue controlada por contrastes de composición y térmicos entre la recarga y el magma huésped y la dinámica de mezcla (Ruprecht *et al.*, 2020; Wiebe, 2016). Las edades U-Pb obtenidas a partir de las rocas gabroicas y tonalíticas sugieren la cristalización durante el mismo periodo de gabros y tonalitas, entre  $86.7 \pm 1.6$  Ma y  $78.4 \pm 6.4$  Ma (TS1). Estos grandes plutones se desarrollaron a partir de múltiples pulsos magmáticos con diferentes edades de cristalización (Figuras 7a y 7b), probablemente a partir de recargas sucesivas de la cámara magmática, como sugieren los patrones de elementos trazas que se cruzan entre sí (Figura 7d). Durante el plutonismo de arco hay evidencias de vulcanismo lávico y piroclástico, como se deduce de las edades de cristalización U-Pb en circón obtenidas en rocas de la Formación Barroso (edades entre  $94.8 \pm 1.4$  Ma y  $76.5 \pm 1.1$  Ma, -TS1-).

Al mismo tiempo, en una posición más oriental, dentro de la margen continental del norte de Suramérica, se formó otro arco, el cual dio origen a grandes plutones calcoalcalinos (Batolito Antioqueño, Cuarzodiorita de Sabanalarga, Gabro de Altavista, entre otros), que se emplazaron en el basamento de la actual cordillera Central, constituido por rocas metamórficas de edades ordovicidas, Triásicas, Berrasianas y Albianas (Martens *et al.*, 2014; Restrepo y Toussaint, 2020; Correa-Martínez *et al.*, 2020; Restrepo *et al.*, 2011; Rodríguez *et al.*, 2005; Rodríguez *et al.*, 2016).

El registro geocronológico indica dos periodos de actividad magmática en el arco; el principal se dio entre  $100.9 \pm 0.85$  Ma y  $76.5 \pm 1.1$  Ma (pulso magmático con duración de *ca.* 25 Ma), con dos eventos principales de cristalización a *ca.* 86 Ma y 91 Ma (Figura 7b) previo al choque entre el *plateau* y la margen continental de Suramérica. El segundo evento de magmatismo ocurrió durante la colisión. Es un evento tardío reconocido en el sector norte del Batolito de Buga (Nivia *et al.*,

2019b), entre  $70.55 \pm 0.40$  Ma y  $67.24 \pm 0.69$  Ma, donde la mayor parte del volumen de este pulso cristalizó a *ca.* 69.6 Ma (Figuras 7a y 7b).

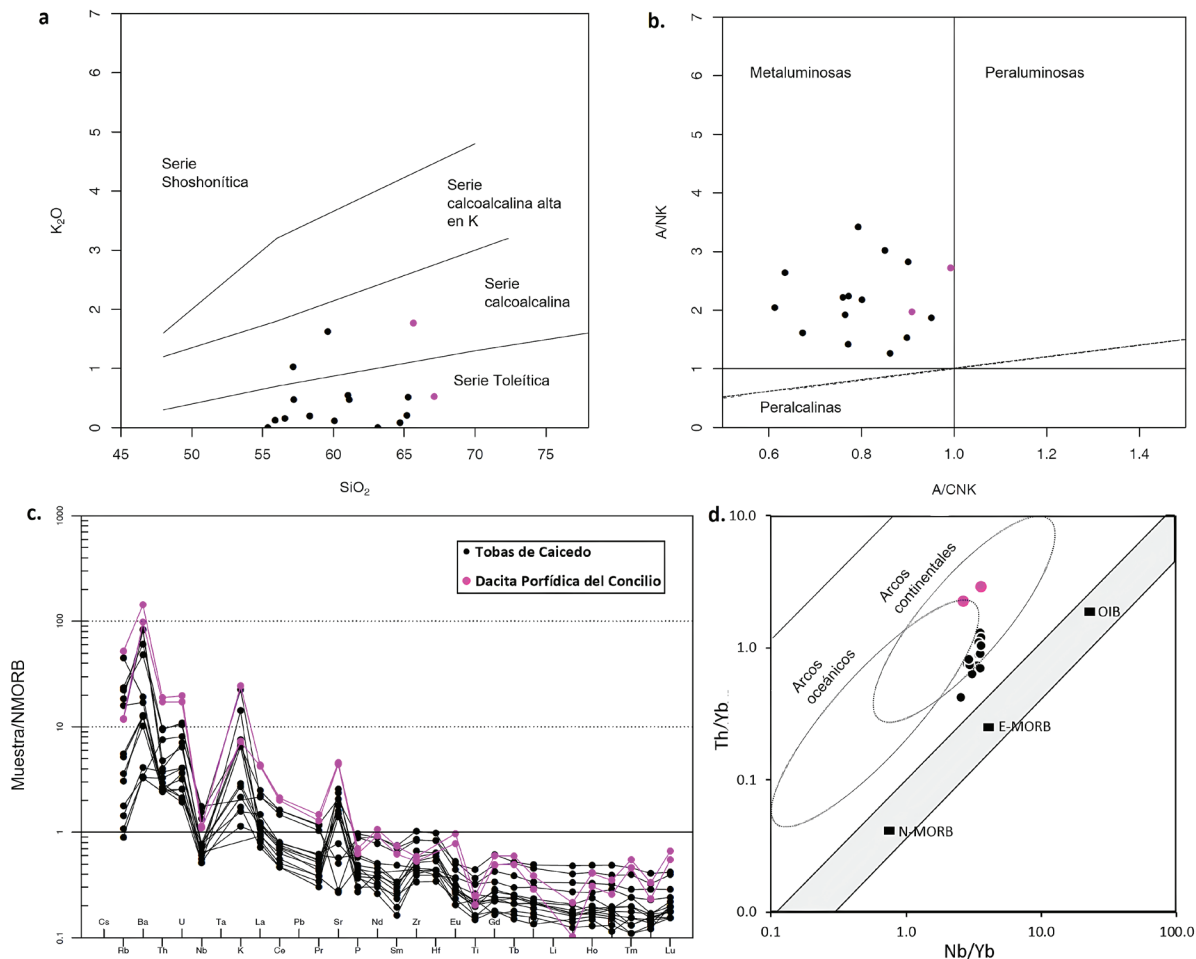
Las rocas del arco de islas que intruyeron el *plateau* oceánico, al occidente de la margen continental, corresponden a granitoides cálcicos (Figura 7c) de la serie toleítica, con algunas rocas de la serie calcoalcalina (Figura 7c), metaluminosas, con algunas rocas que alcanzan el campo peraluminoso, probablemente por fusión y contaminación de sedimentos (Figura 7c), con anomalía negativa de Nb y Ti en los diagramas multielementales normalizados al N-MORB (Figura 7d). Estos rasgos geoquímicos son típicos de rocas generadas en ambientes de arco. Rodríguez-García *et al.* (2023) analizaron la distribución espacial de las edades de cristalización en los plutones del arco que afloran al norte de la Cordillera Occidental, y establecieron que las edades de los plutones del arco insular son en general más viejas hacia el oeste y más jóvenes hacia el este, es decir, la migración de las edades de cristalización es en sentido oeste-este, así como el aumento de la profundidad de generación de los fundidos con valores de Sm/Yb entre 0.94 y 3.36, y mayores valores de esta relación en los plutones más jóvenes (He *et al.*, 2010).

### 5.1.3. PALEOCENO: TOBAS DE CAICEDO Y DACITA PORFÍDICA DEL CONCILIO (CA. 57 MA A CA. 59 MA)

A finales del Paleoceno, y luego de una brecha de *ca.* 10 Ma posterior a la acreción del *Plateau* Oceánico Colombiano-Caribeño al bloque Andino (ocurrido a finales del Cretácico; Zapata-Villada *et al.*, 2021), comenzaron a formarse rocas volcánicas submarinas y algunas rocas porfídicas que afloran en el borde oriental del sector norte de la Cordillera Occidental. Estas rocas afloran al oriente de la Falla Dabeiba-Pueblo Rico, la cual separa al bloque del Arco Chocó-Panamá (discutido más adelante) del Bloque Cañasgordas (*sensu* Zapata-García y Rodríguez-García, 2020; Figura 1). Todas las rocas de esta agrupación son metaluminosas, tienen anomalías negativas de Nb y Ti, y enriquecimiento de LILE respecto a HFSE (Figuras 8b y 8c).

Las rocas volcánicas submarinas de este arco magmático han sido llamadas Tobas de Caicedo (Correa-Restrepo *et al.*, 2023) y son principalmente fragmentales, de composición vítrea con algunas lavas subordinadas, toleíticas a calcoalcalinas, metaluminosas, con una afinidad boninitica, con anomalía positiva de Zr y Hf, y edades entre ca. 57 Ma y 59 Ma (Correa-Restrepo *et al.*, 2023). Por su parte las rocas porfídicas (Dacita Porfídica del Concilio) son más diferenciadas que las Tobas de Caicedo (Figuras 8a y 8c), presentan también una composición toleítica a calcoalcalina, afinidad metaluminosa, y una edad U-Pb en circón de 58.6 ± 1.7 Ma (este trabajo).

Los valores de Th/Yb vs Nb/Yb sugieren un ambiente de arco continental para este pulso magmático (Figura 8e). Los datos geocronológicos y geoquímicos que hasta ahora se conocen de este arco, definen un magmatismo local (Figura 2), geoquímicamente diverso y de corta duración. La presencia de rocas boniniticas con las que inicia cronológicamente este pulso magmático, podrían estar indicando el comienzo de una nueva subducción luego de la acreción del *Plateau* Océanico Colombiano-Caribeño al bloque Andino (Correa-Restrepo *et al.*, 2023; ver discusión del modelo genético más abajo) sin embargo, no se descarta la posibilidad de que existan más unidades de este



**Figura 8** Diagramas de análisis geoquímico de la actividad magmática de las rocas formadas en el Paleoceno (Tobas de Caicedo y Dacita Porfídica del Concilio). a. Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O (Peccerillo y Taylor, 1976); b. Diagrama A/NK vs A/CNK (Shand, 1943); c. Diagrama normalizado al N-MORB de Sun y McDonough (1989); d. Diagrama Nb/Yb vs Th/Yb con campos discriminadorios de tipo de arco (Pearce, 2014).

arco magmático en otros sectores a lo largo de la Cordillera Occidental que hasta ahora no hayan sido separadas de las rocas cretácicas volcánicas (Grupos Dagua y Cañasgordas). Tampoco se descarta la posibilidad de que el período de actividad magmática de este arco sea más largo de lo actualmente establecido, teniendo en cuenta que solo hasta ahora se comienza a establecer su existencia y sus características.

#### 5.1.4. PALEOCENO-EOCENO: ARCO CHOCÓ-PANAMÁ (CA. 59 MA A CA. 37 MA)

Durante el Paleoceno-Eoceno se desarrolló el Arco Chocó-Panamá, uno de los mayores arcos de isla que afloran en la Cordillera Occidental de Colombia y que se extiende hasta Panamá. En Colombia este arco está representado por tres bloques constituidos por plutones batolíticos, derrames de lavas, rocas piroclásticas y cuerpos subvolcánicos porfídicos: en el bloque norte afloran el Complejo Santa Cecilia - La Equis y el Batolito de Acandí; en la zona central afloran el Complejo Santa Cecilia - La Equis y el Batolito de Mandé, y en el bloque sur aflora la unidad volcano sedimentaria denominada Formación Timbiquí, la Tonalita de Napi, los plutones del Salto y Balsillas, y la Ultramafitas de Guapi (Tistl y Salazar, 1994; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020; Figura 1). En todos los segmentos de este arco se generaron cuerpos subvolcánicos tipo pórfido de Cu-Au. En este mismo intervalo de tiempo, al oriente del Arco Chocó-Panamá, sobre la margen noroccidental de Suramérica (cordillera Central), se formó un arco de margen continental representado por plutones de edades entre 60 Ma y 45 Ma (Bayona *et al.*, 2012; Bustamante *et al.*, 2017; Cardona *et al.*, 2011, 2014).

La actividad magmática del Arco Chocó-Panamá, de acuerdo con las edades K-Ar,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  y U-Pb, inició alrededor de 59 Ma y continuó hasta al menos *ca.* 37 Ma, con algunas edades K/Ar alrededor de 33 Ma que sugieren posible pérdida de Ar radigénico (pulso magmático de *ca.* 59 Ma a 37 Ma; Figura 9a). Los primeros datos indican que este arco se emplazó en

rocas oceánicas con afinidad de *plateau* de la Gran provincia del Caribe (Buchs *et al.*, 2010; Cardona *et al.*, 2018; Montes *et al.*, 2012). Los datos del basamento del arco en el bloque central presentados por Zapata-García y Rodríguez-García (2020), sugieren un basamento tipo T-MORB, diferente a las rocas que conforman el basamento del *plateau* Colombia de la Cordillera Occidental. El Arco Chocó-Panamá está representado por un cinturón de rocas volcánicas y plutones que se localizan actualmente al occidente de las unidades de *plateau* oceánico de la Cordillera Occidental de Colombia y de las secuencias sedimentarias turbidíticas del Cretácico Superior-Paleoceno que reposan sobre los basaltos de *plateau*, siendo el contacto del Arco Chocó-Panamá fallado con estas unidades (Falla Dabeiba-Pueblo Rico).

Las edades y la correlación de unidades se resumen en la Figura 9a, Tabla 2 y en la TS1. El registro geocronológico presenta una amplia variedad de métodos (K/Ar,  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ , U-Pb), obteniendo, con base en los datos, una mayor cristalización de rocas a *ca.* 42 Ma y *ca.* 48 Ma (Figura 9b). La composición de los cuerpos plutónicos es similar en los tres bloques (Tabla 2). Junto a los plutones se presentan pórfidos de composición andesítica y dacítica que intruyen las rocas plutónicas e incluyen zonas de mineralización de Cu-Au y Cu-Mo (Álvarez y Parra, 1979; Guarín y Álvarez, 1977; Ramírez *et al.*, 1979; Sillitoe *et al.*, 1982).

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas que conforman el Complejo Santa Cecilia-La Equis y la Formación Timbiquí son composicionalmente similares (Tabla 2). También ocurren algunas intercalaciones de limolitas y chert.

Desde el punto de vista geoquímico, los plutones del Arco Chocó-Panamá grafican dentro del campo de los granitoides cálcicos (Figura 9c), son granitoides magnesianos, que probablemente están relacionados con magmas de arco de islas siguiendo tendencias de diferenciación relativamente oxidantes e hidratadas (Zapata-García y Rodríguez-García, 2020). Las rocas plutónicas y volcánicas son de la serie toleítica a calcoalcalina (Figura 9c), metaluminosas con algunas

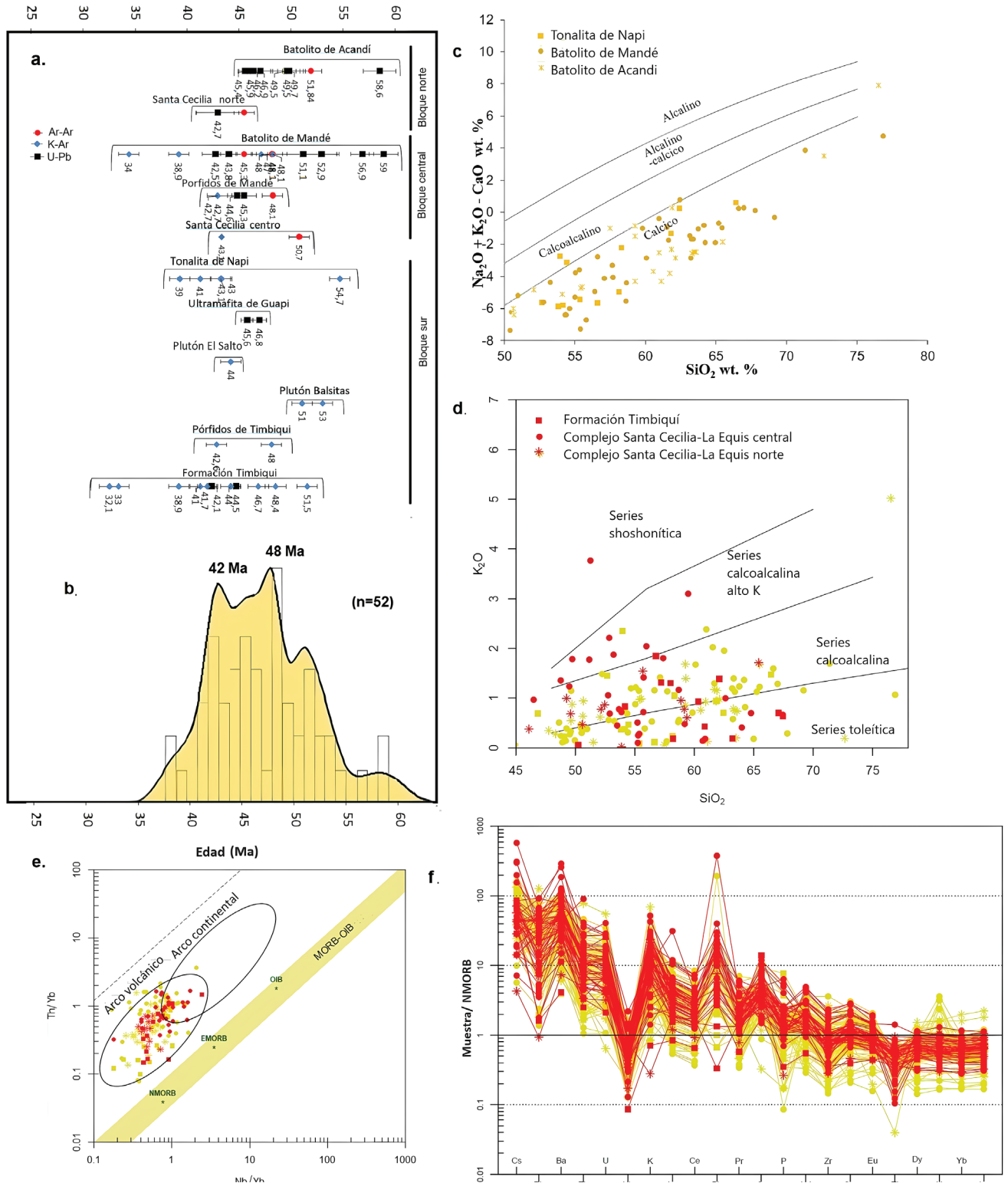
rocas peraluminosas (Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2018; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020), estas últimas probablemente debido a contaminación del magma por sedimentos. Los diagramas de tierras raras normalizados al N-MORB muestran patrones paralelos y similares en los tres bloques, con anomalías negativas de Nb, Ti y Zr, y positiva de Pb (Figura 9f). Los datos sugieren que el arco se formó en un ambiente de arco de islas (Figura 9e). La distribución en los diagramas de discriminación de ambiente tectónico de las unidades volcánicas y plutónicas del Arco Chocó-Panamá se ubican en el campo de los arcos de isla y en la interfaz con los arcos continentales (Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2018; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020). Las relaciones  $Eu/Eu^*$  para las muestras de los batolitos de Acandí y Mandé, y la Tonalita Napi están entre 1.45 y 0.71, muchas de ellas cercanas a 1. Los valores de  $(La/Yb)_N$  están entre 1 y 5.5 para la mayoría de rocas, con algunas excepciones del Batolito de Mandé y en algunas rocas de la Tonalita de Napi  $(La/Yb)_N < 1$ . Los valores de  $(La/Yb)_N$  son comparables en los tres plutones: 0.56 a 4.19 en Napi, 1.15 a 8.43 en Mandé y 0.89 a 5.32 en Acandí.

Algunos autores consideran que el Arco Chocó-Panamá se inició a lo largo del margen occidental del *plateau* ca. 72 Ma, en concordancia con los datos bioestratigráficos y geocronológicos de secuencias de arco temprano in situ en Panamá (Buchs *et al.*, 2010; Wegner *et al.*, 2011). En Colombia los datos del Arco Chocó-Panamá sugieren que la cristalización de rocas del arco inició ca. 59 Ma y continuó hasta al menos ca. 37 Ma, sin que se reconozca migración del magmatismo. Al mismo tiempo en la Cordillera Occidental, pero en una posición más oriental, cristalizaron rocas volcánicas y volcanoclásticas formadas en un arco de margen continental de afinidad boninitica, denominadas Tobas de Caicedo (Correa-Restrepo *et al.*, 2023), emplazadas en basaltos de *plateau* y en vulcanitas del arco de islas Cretácico (Arco Barroso-Sabanalarga). Ambos arcos (Chocó-Panamá y las rocas boniniticas) iniciaron su actividad al tiempo,

pero en diferentes posiciones geotectónicas. Más al oriente sobre la Cordillera Central, pero ligeramente posterior a la cristalización de las rocas boniniticas, cristalizaron plutones con afinidad de arco de margen continental. Lo que muestra la compleja historia magmática poscolisional entre el *plateau* oceánico y la margen continental en el norte de los Andes y la dificultad que existe para proponer los modelos geológicos con los pocos datos existentes. La edad y la composición química de las rocas volcánicas y plutónicas que conforman el arco es comparable (bloques Acandí-Santa Cecilia La Equis, Mandé-Santa Cecilia La Equis y Napi-Timbiquí; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020). Estas unidades ocupan una posición geotectónica similar.

#### 5.1.5. OLIGOCENO-MIOCENO: PULSO MAGMÁTICO PIEDRANCHA-TATAMÁ (CA. 30 MA A CA. 15 MA)

Durante el Oligoceno y Mioceno se desarrollaron en la Cordillera Occidental de Colombia dos cinturones de plutones de arco de diferente edad, composición y localización espacial (Figura 2). El primer cinturón se formó al sur del Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá (Figura 1), el cual divide la Cordillera Occidental en dos segmentos: segmento sur y segmento norte. El segmento sur tiene como límites al oeste la llanura pacífica y al este el río Cauca o la Falla Cauca - Almaguer en el sentido de Maya y González (1995), al norte lo limita el Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá y al sur continua el bloque en Ecuador (Figura 1). La Cordillera Occidental en el segmento sur tiene una dirección general NNE. Al norte del Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá inicia el segmento norte, limitado al oriente por la Falla Cauca-Almaguer (Maya y González, 1995), al occidente por la cuenca del río Atrato, al sur por el Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá y al norte está cubierto por los sedimentos cenozoicos del Cinturón Sinú-San Jacinto y el Grupo Sincelejo. En este segmento se formó el Arco El Botón (Rodríguez y Zapata García, 2012; Zapata y Rodríguez, 2011). La Cordillera Occidental en el segmento norte adquiere una tendencia general N-S (Figura 1).



**Figura 9** Edad y composición de los plutones y unidades volcánicas del arco Chocó-Panamá. Rojo unidades volcánicas y amarillo resultados en rocas plutónicas. a. Diagrama de correlación de plutones; b. Diagrama de densidad de Kernel partir de las edades U-Pb, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar y K/Ar de los plutones y unidades volcánicas; c. Diagramas de clasificación de muestras de plutones; d. Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O (Peccerillo y Taylor, 1976); e. Diagrama de ambiente tectónico (Pearce, 2008); f. Diagrama de elementos trazas normalizados al N-MORB.

Se propone el nombre de pulso magmático Piedrancha-Tatamá, el cual representa el magmatismo de arco del Mioceno en el segmento sur de la Cordillera Occidental, y su nombre corresponde al Batolito de Piedrancha que aflora al sur del segmento y a la Tonalita de Tatamá que aflora al norte del segmento. El pulso magmático Piedrancha-Tatamá está constituido por stocks y algunos cuerpos batolíticos epizonales a subvolcánicos (Tabla 2), dispersos a lo largo del segmento sur (Figura 1). Asociado al magmatismo de este arco se presentan mineralizaciones epitermales de Au. La Tabla 2 resume las unidades conocidas como parte del pulso magmático occidental de este arco (Figura 10a). Además, el segmento sur incluye otros cuerpos menores sin denominación. La actividad magmática del pulso Piedrancha - Tatamá, de acuerdo con las edades K-Ar,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  y U-Pb, inició alrededor de *ca.* 30 Ma hasta *ca.* 15 Ma en la Cordillera Occidental (pulso de 15 Ma, Figuras 10a y 10b). El magmatismo de este arco se extendió posteriormente a la cuenca del río Cauca (pórfidos del Cauca Medio y norte del Departamento del Cauca), a la cordillera Central (cuerpos porfídicos y vulcanismo actual), y probablemente alcanzó el Valle Superior del río Magdalena (vulcanismo monogenético alcalino del Valle Superior del Magdalena y el Macizo Colombiano), generando plutones subvolcánicos y el vulcanismo activo de los Andes Centrales de Colombia. Los primeros cuerpos en cristalizar en la Cordillera Occidental fueron el Batolito de Piedrancha y el plutón de Cuembi (entre *ca.* 21 Ma y *ca.* 23 Ma), posteriormente los demás cuerpos se formaron alrededor de 18 Ma en un corto periodo de cristalización.

Los plutones de este pulso magmático se emplazaron en rocas sedimentarias del Complejo Estructural Dagua, en rocas oceánicas de *plateau* y probablemente en rocas volcánicas del Arco Cretácico (Arco Barroso-Sabanalarga).

La mayor cristalización de rocas de este pulso magmático de arco es *ca.* 18 Ma. Al mismo tiempo que se formaron los plutones del pulso magmático Piedrancha-Tatamá, ocurrió el emplazamiento

del Complejo Zonado del Alto Condoto (Tistl *et al.*, 1994; Tistl y Salazar, 1994), cerca al Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá, límite norte del segmento sur, intruyendo rocas del Arco Chocó-Panamá. El Complejo Zonado del Alto Condoto ha sido considerado como un complejo máfico-ultramáfico tipo Alaska, el cual arrojó edades K/Ar entre 19 Ma y 21 Ma (TS1; Figuras 10a y 10b). El origen del complejo se ha relacionado a inyecciones magmáticas tipo pipe de magmas ultrabásicos, relacionado con el arco (Tistl y Salazar, 1994). Las rocas del Complejo Zonado del Alto Condoto tiene composición toleítica y su procedencia se ha considerado de dos fuentes: fusión parcial de alto grado del manto (20%) moderadamente empobrecido sobre una zona de subducción (la mayor parte) y modificación por un líquido metasomático abundante en LILE y ligeramente enriquecido con LREE, que pudo haberse originado por deshidratación de la losa en subducción (Tistl *et al.*, 1994). La intrusión del Complejo Zonado del Alto Condoto a *ca.* 21 Ma, limita la edad de amalgamación del Arco Chocó-Panamá a la margen continental dentro del intervalo entre 37 Ma y 21 Ma (intervalo entre el final del magmatismo del Arco Chocó-Panamá y la intrusión del Complejo Zonado del Alto Condoto en rocas del Arco Chocó-Panamá).

Los plutones del pulso magmático Piedrancha-Tatamá son granitoides cálcicos y algunas muestras alcanzan el campo calcoalcalino (Figura 10c), son granitoides que se formaron en un arco de margen continental (Figura 10e). Las rocas son subalcalinas de la serie calcoalcalina a calcoalcalina alta en K (Figura 10c), metaluminosas con algunas rocas peraluminosas, magnesianas. Los patrones de tierras raras normalizados al N-MORB muestran anomalías negativas de Nb y Ti, y positiva de Sr y K (Figura 10d). Las relaciones  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  son cercanas a 1. Los valores de  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  están entre 2.13 y 6.4, con algunas excepciones en el Pórfido Dominical y el Stock El Vergel, con rocas con valores de 10 a 11. A la fecha no se han determinado unidades volcánicas relacionadas con este pulso magmático, pero deben existir y responde probablemente a un

problema de falta de datos geocronológicos asociado a rocas volcánicas en la mayor parte de la Cordillera Occidental de Colombia.

Mientras en el segmento sur de la Cordillera Occidental el pulso magmático Piedrancha-Tatamá finalizó a *ca.* 15 Ma, la actividad del arco ha continuado hasta el presente y migró hacia la cuenca del río Cauca, la cordillera Central y el Valle Superior del Magdalena, formando cinturones de plutones y rocas volcánicas más jóvenes.

#### 5.1.6. MIOCENO: ARCO EL BOTÓN (CA. 13 MA A CA. 7 MA)

Al norte del Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá, en el segmento norte de la Cordillera Occidental de Colombia, comenzó un nuevo pulso magmático de arco alrededor de 13 Ma, durante el Mioceno (Serravaliano-Tortoniano), representado por cuerpos plutónicos (stocks), derrames de lavas, rocas piroclásticas y cuerpos subvolcánicos porfídicos, que ha sido llamado Arco El Botón (Zapata y Rodríguez, 2011; Rodríguez y Zapata., 2012). Asociado a este magmatismo se formaron importantes depósitos tipo pórfido y mineralizaciones epitermales de Au. (mina de Au de Buriticá).

El Arco El Botón está formado por plutones que intruyen el bloque central del Arco Chocó-Panamá, la zona de sutura del Arco Chocó-Panamá con el Bloque Cañasgordas y el Bloque Cañasgordas, que en conjunto forman el segmento norte de la Cordillera Occidental (Figura 1).

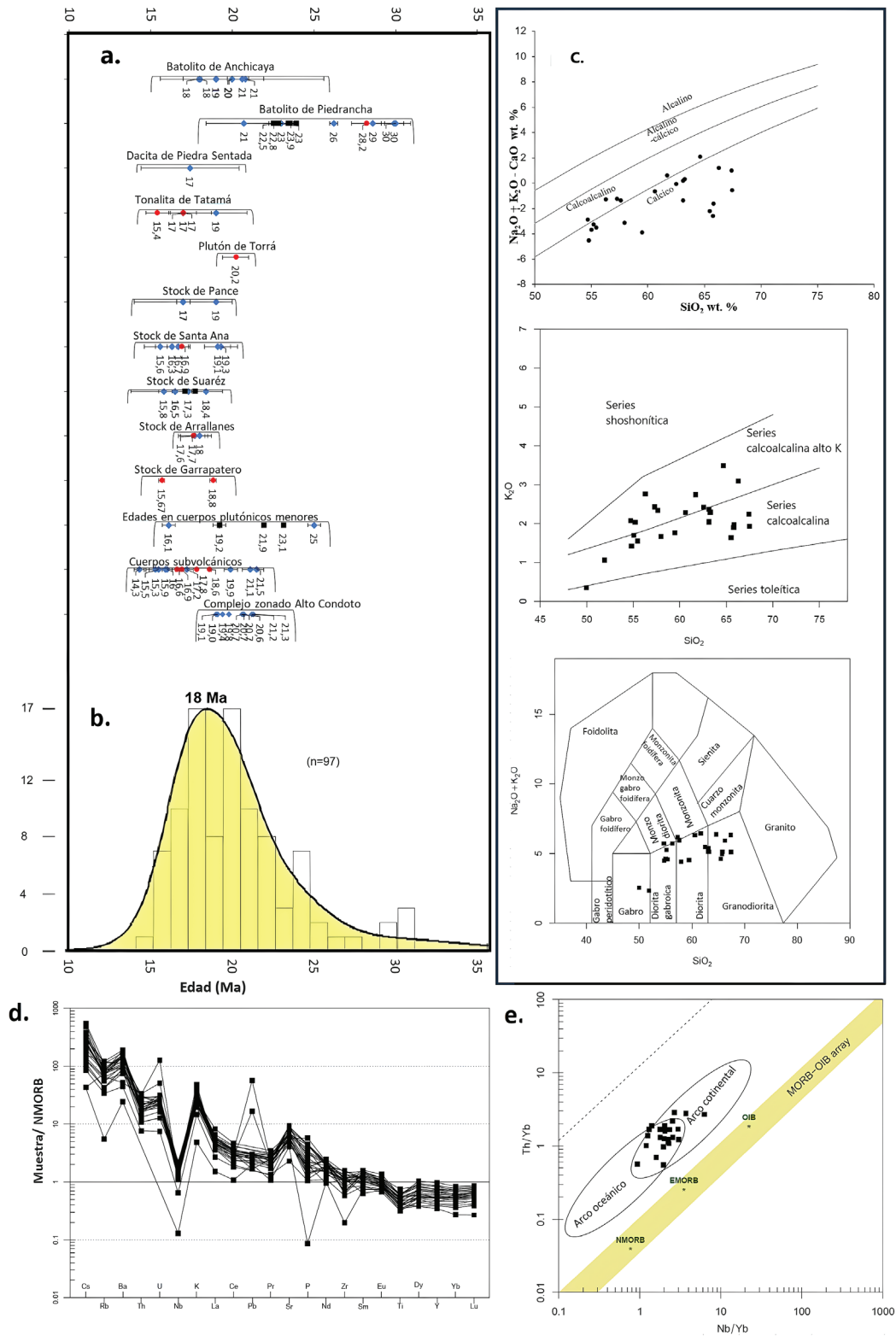
Los derrames de lavas y rocas piroclásticas se localizan al interior del Bloque Chocó-Panamá, en las zonas de amalgamación con el Bloque Cañasgordas (basaltos de El Botón; Zapata y Rodríguez, 2011) y en la zona de amalgamación de las rocas oceánicas de *plateau* con la corteza continental (Andesitas basálticas de El Morito y Formación Combia; Rodríguez y Zapata, 2014; Weber *et al.*, 2020).

La Tabla 2 resume los plutones identificados en este arco y la composición general de las rocas que lo conforman; además se presentan cuerpos porfídicos andesíticos y plutones menores sin nombre

(Álvarez y González, 1978; Calle y González, 1980; Correa *et al.*, 2018, 2020; González y Londoño, 2002; Peláez *et al.*, 2022; Rodríguez y Zapata García, 2012; Figura 11a). La mineralogía de las facies básicas (gabros y piroxenitas) tienen biotita en cantidades que pueden llegar hasta el 17% (Gabro de Cerro Frontino). La presencia de biotita en las facies más básicas es indicativa de magmas hidratados con contenidos altos de potasio que reflejan la composición alcalina primitiva de los magmas (Figura 10c). Algunos cuerpos presentan olivino junto a orto- y clinopiroxeno, este último de tipo augita-egirina (Rodríguez y Zapata, 2012).

Las edades obtenidas para los plutones y las rocas volcánicas del Arco El Botón en la Cordillera Occidental se resumen en la Figura 10a y en la TS1. El registro geocronológico de este magmatismo en la Cordillera Occidental presenta edades entre  $12.3 \pm 0.4$  Ma y  $7.41 \pm 0.40$  Ma (pulso magmático de *ca.* 5 Ma), con dos eventos de mayor cristalización a 11 Ma y a 7.9 Ma (Figura 11b). El magmatismo del arco continuó activo, más al oriente, en la parte central de la cuenca del río Cauca donde se presentan lavas basálticas y depósitos piroclásticos (Formación Combia) y cuerpos subvolcánicos de andesitas y dacitas porfídicas. En este trabajo nos limitaremos a discutir las características que tuvo este magmatismo en la Cordillera Occidental.

La composición química de los cuerpos intrusivos y las rocas volcánicas y piroclásticas son en su mayoría de las series shoshonítica, con alto contenido de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$ ), altas razones  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $> 0.6$  a los 50% de  $\text{SiO}_2$ ,  $> 1.0$  a los 55% de  $\text{SiO}_2$ ), bajo  $\text{TiO}_2$  ( $< 1.3\%$ ), alto pero variable  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14-19 %). Las rocas ultrabásicas y básicas tienen generalmente alto contenido de MgO entre 8% y 14% y en las facies ácidas el  $\text{MgO} < 3.6\%$  (Figura 11c). Algunos cuerpos como la Diorita del río San Juan, la Granodiorita de Farallones y pequeños cuerpos de gabros emplazados en el Complejo Santa Cecilia-La Equis tienen afinidad con la serie calcoalcalina (Rodríguez y Zapata, 2012).



**Figura 10** Edad y composición de los plutones del pulso magmático Piedrancha-Tatamá. a. Diagrama de correlación de plutones; b. Diagrama de densidad de Kernel a partir de las edades U-Pb,  $^{40}Ar-^{39}Ar$  y K/Ar de los plutones y unidades volcánicas; c. Diagramas de clasificación de muestras de plutones; d. Diagrama de elementos trazas normalizados al N-MORB; e. Diagrama de ambiente tectónico (Pearce, 2008).

Los plutones se localizan en el campo de las rocas alcalinas y únicamente la Granodiorita de Farallones tiene algunas muestras dentro de las rocas subalcalinas. Las rocas se distribuyen dentro de los campos de los gabros, sienodioritas, sienitas y granitos alcalinos, mientras la Granodiorita de Farallones, además de presentar las litologías normales de los otros cuerpos, tiene dioritas, granodioritas y cuarzdioritas subalcalinas. Las rocas son metaluminosas y solo algunas rocas localizadas en los bordes de los plutones y hacia los contactos con unidades sedimentarias grafican en el campo peraluminoso por contaminación. El arco ha sido clasificado como un arco de margen continental (Rodríguez y Zapata, 2012; Figuras 11c y 11e).

Los diagramas multielementales de elementos trazas normalizados al N-MORB (Figura 11d) presentan anomalías negativas de Nb-Ta-Ti y algunas rocas de la Granodiorita de Farallones tienen anomalía en Y (Rodríguez y Zapata, 2012; Zapata y Rodríguez, 2013), la cual sugiere una fuente de magma profundo y presencia de granate (Winter, 2001).

Las rocas que forman el Arco El Botón en el límite sur del segmento norte presentan variaciones composicionales notorias. La Granodiorita de Farallones está constituida por rocas alcalinas de la serie shoshonítica al norte del cuerpo y rocas subalcalinas de la serie calcoalcalina al sur del cuerpo; este mismo cambio en la composición química se presenta en las secuencias volcánicas y volcanoclásticas localizadas en el mismo sector en la cuenca del río Cauca entre la Andesita basáltica de El Morito formada por rocas alcalinas y shoshoníticas, y las rocas volcánicas toleíticas y calcoalcalinas de la Formación Combia. Weber *et al.* (2020) sugieren que el vulcanismo de la Formación Combia es heterogéneo y comprende series magmáticas toleíticas, calcoalcalinas y shoshoníticas que coexistieron entre 12 Ma y 6 Ma, resultado de diferentes procesos. Las rocas toleíticas se formaron a partir de una fuente de manto primitivo modificada, con limitado suministro de contaminante sedimentario o continental. Las rocas y magmas calcoalcalinos son principalmente

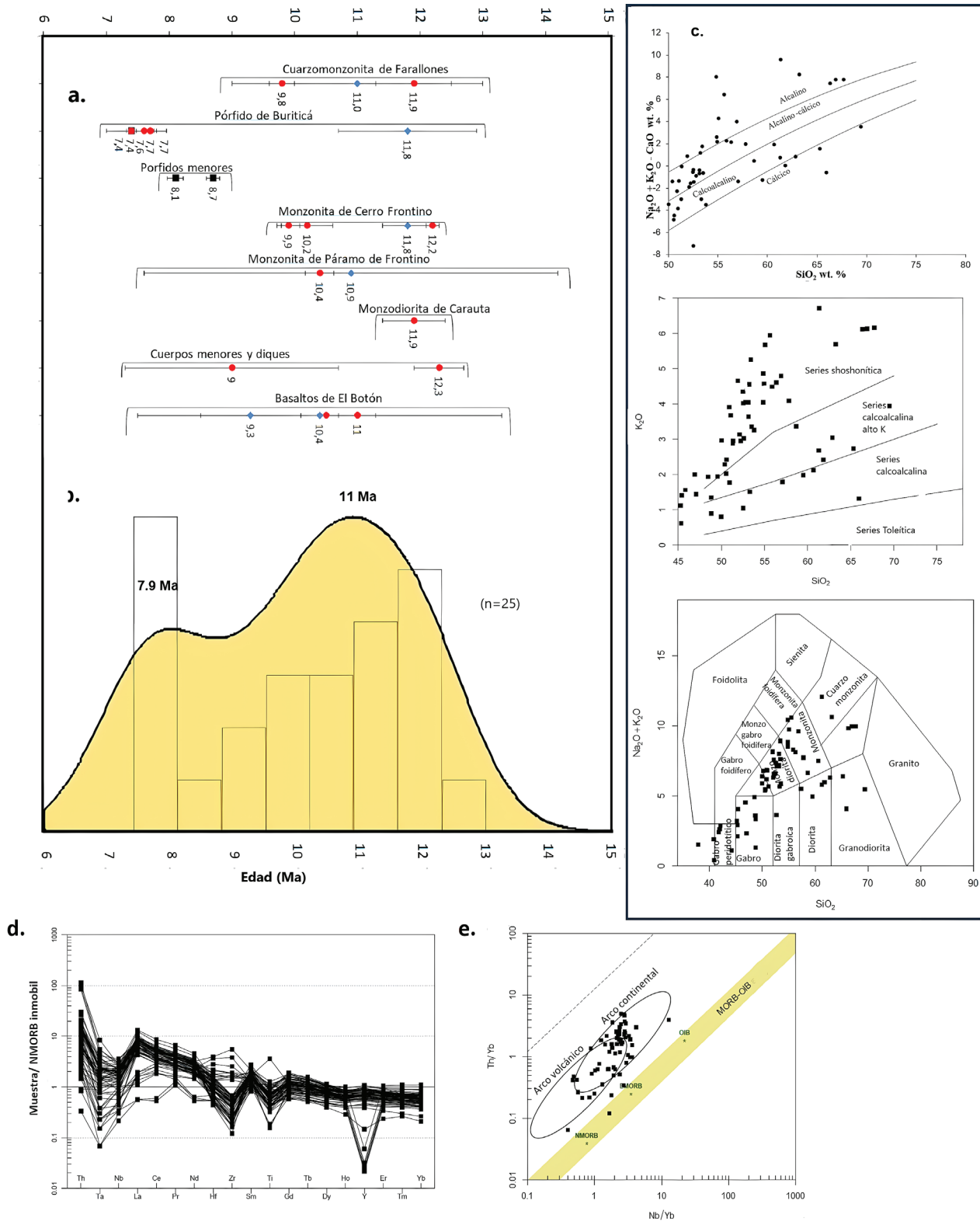
adakíticos y se formaron del fraccionamiento de granate y anfíbol a altas presiones a partir de un fundido hidratado proveniente de una fuente enriquecida.

Los magmas shoshoníticos se formaron a partir de una fuente mantélica con aporte sedimentario o continental, en el campo de estabilidad de la plagioclasa. Estos autores consideran que el vulcanismo del Combia fue acentuado por el Caldas *Tear* (desgarre de Caldas), una ventana en la placa desarrollada por la subducción del *Sandra Ridge* (dorsal asísmica) bajo la Placa de Suramérica.

Tanto el vulcanismo como el plutonismo del Arco El Botón cambió su composición cerca al límite sur del segmento norte de la Cordillera Occidental. El límite sur del segmento está representado en superficie por el Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá de dirección SW-NE, y coincide con el trazo del llamado Caldas *Tear*. En superficie el Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá forma una depresión transversal en la Cordillera Occidental (depresión de 20 km de ancho en superficie), depresión localizada entre el Páramo de Tatamá y los Farallones de Citará.

Este cambio composicional pudo ser causado por un doblaje de la placa subducida contra el límite tectónico representado en superficie por el Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá (Figura 1), generándose magmas a menor profundidad y dando como resultado el cambio en un corto trayecto de magmas shoshoníticos de fuente mantélica profundos a magmas toleíticos y calcoalcalinos menos profundos.

La composición y la edad de los plutones miocenos en el segmento sur de la Cordillera Occidental, es notablemente diferente a la edad y composición de los cuerpos plutónicos del segmento norte. Al sur son granitoides cálcicos y calcoalcalinos, subalcalinos de la serie calcoalcalina a calcoalcalina alta en K, magnesianos (pulso magmático Piedrancha-Tatamá), que cristalizaron entre 30 Ma y 15 Ma. Al norte los plutones son calcoalcalinos, alcalinocálcicos y alcalinos, de la serie alcalina y shoshonítica, magnesianos y ferrosos que cristalizaron entre 13 Ma y 7.5 Ma.



**Figura 11** Edad y composición de los plutones del Arco El Botón. a. Diagrama de correlación de plutones; b. Diagrama de densidad de Kernel a partir de las edades U-Pb, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar y K/Ar de los plutones y unidades volcánicas; c. Diagramas de clasificación de muestras de plutones; d. Diagrama de elementos trazas normalizados al N-MORB; e. Diagrama de ambiente tectónico (Pearce, 2008).

## 5.2. ESPESOR DE LA CORTEZA

Con el fin de inferir los cambios en el espesor de la corteza durante los diferentes pulsos magmáticos discutidos en la presente contribución, se utilizaron los resultados geocronológicos y geoquímicos compilados en las tablas TS1 y TS2 (respectivamente) para calcular el espesor de corteza de acuerdo con la metodología propuesta por Profeta *et al.* (2015), la cual utiliza únicamente los datos normalizados de La y Yb de las muestras con contenidos de MgO <4 % y de  $55\% < \text{SiO}_2 < 68\%$ . A partir de estos datos se construyeron la Tabla 3 y la Figura 12, que contienen la información geoquímica de las muestras datadas que cumplen con los parámetros de la metodología referida, a excepción de las muestras del pulso magmático Jurásico Medio-Cretácico Temprano (FHO-305-Cuarzodiorita de La Pitanjá- y ARO-413 -Tonalita de La Purco-) para las que se usaron los datos geoquímicos de muestras no datadas de estas unidades (ARO-414, Tonalita de La Purco y MGO-322, Cuarzodiorita de La Pitanjá). Para el pulso Jurásico Medio-Cretácico Temprano solo se tienen dos datos que indican una variación significativa entre *ca.* 163 Ma y 143 Ma, con valores de espesor de corteza que describen un adelgazamiento importante, pasando de 47 km a 11 Km (Figura 12) y que sugerirían un posible proceso de rifting o de delaminación.

Para las muestras del pulso magmático Cretácico Temprano al Cretácico Tardío (Arco Barroso-Sabanalarga), los valores de espesor de corteza calculados a partir de la TS2 varían entre 17 km y 61 km con un promedio de 28 km, el cual es similar a la muestra datada representativa de este pulso de 34 km (Tabla 3). Estos valores sugerirían una corteza anómalamente engrosada, posiblemente debido al hecho de que este arco de islas se emplazó en un *plateau* oceánico. Las dos muestras representativas del pulso Paleoceno Tobas de Caicedo y Dacita Porfídica del Concilio indican un engrosamiento importante de la corteza entre *ca.* 42 km y 49 km para este período, lo cual sumado a las características geoquímicas descritas arriba,

sugiere que la actividad magmática de este arco ocurrió en un ambiente de arco continental.

Los cálculos de espesor de corteza a partir de la TS2 para el Arco Chocó-Panamá arrojaron valores de espesores similares en los tres bloques, para la Tonalita de Napi entre *ca.* 13 km y 31 km, para el Batolito de Mandé entre *ca.* 12 km y 40 km y para el Batolito de Acandí entre *ca.* 11 km y 30 km. Estos valores indican que la corteza era similar en espesor en los tres bloques al momento de emplazar los plutones. Los valores calculados para muestras datadas de este pulso magmático que cumplen con los parámetros de Profeta *et al.* (2015) corresponden a muestras del Batolito de Acandí, con espesores de 24 km y 25 km (Tabla 3), que en comparación con las muestras de la Dacita Porfírica del Concilio, sugieren un adelgazamiento importante de la corteza (Figura 12).

Para el pulso magmático Piedrancha-Tatamá los cálculos del espesor de corteza arrojaron valores de entre *ca.* 29 y 51 km, con un espesor de corteza promedio de 36 km. Los valores de las muestras datadas de este pulso (Tabla 3) indican valores de entre 33 km y 39 km, los cuales indicarían una corteza de espesor normal para una margen continental.

Finalmente, los cálculos de espesor de corteza para el pulso correspondiente al Arco del Botón arrojaron valores de entre *ca.* 30 km y 49 km, con un espesor promedio de 40 km. Los cálculos de las muestras datadas de este pulso (Tabla 3) arrojaron valores de espesor de corteza de 43 y 49, sugiriendo una corteza continental gruesa para el emplazamiento de los plutones.

## 5.3. MODELOS EVOLUTIVOS DEL JURÁSICO AL MIOCENO

Como se mencionó anteriormente para el pulso entre el Cretácico Temprano y el Jurásico Medio, más allá de sugerir que las rocas formadas previo a *ca.* 105 Ma en la Cordillera Occidental están relacionados con una actividad magmática de suprasubducción posiblemente continental, no existen aún suficientes datos que permitan aventurarse a proponer un modelo que incorpore estas

Tabla 3. Espesores de corteza de muestras con datación representativas de los diferentes pulsos magmáticos.

Muestra	Tipo de roca	Unidad	Pulso magmático	Edad (Ma)	LaN	YbN	LaN/YbN	Espesor de corteza (Km)
MTM-201	Dacita	Dacita del Concilio	Arco El Botón	8.71 ± 0.11	16.8	2.3	7.3	43
706727	Monzodiorita	Cuarzomonzonita de Farallones	Arco El Botón	9.8±0.2	27.2	2.8	9.8	49
KD-WR-230	Tonalita	Pluton de Cuembí, La Llanada suite, Cumbitara	Piedrancha-Tatamá	23.1 ± 0.4	25.3	4.1	6.2	39
KD-WR-229	Granodiorita	Batolito de Piedrancha	Piedrancha-Tatamá	23.4 ± 0.5	16.8	3.7	4.5	33
MIS-115	Tonalita	Batolito de Piedrancha	Piedrancha-Tatamá	28.20±0.90	18.8	3.7	5.1	35
AB-02	Diorita	Batolito de Acandí	Arco Chocó-Panamá	45.9±1.1	12.4	3.9	3.2	25
VM-003	Granitoide	Batolito de Acandí	Arco Chocó-Panamá	49.5±1.6	12.2	4.1	3.0	24
MTM-201	Dacita	Dacita porfídica del Concilio	Paleoceno, Tobas de Caicedo y Dacita Porfídica del Concilio	58.6 ± 1.7	16.8	2.3	7.3	43
TCR-732	Granodiorita	Tonalita de Santa Fe de Antioquia	Arco Barroso-Sabanalarga	85.5 ± 2.3	16.5	3.4	4.9	34
ARO-414	Microtonalita	Tonalita de La Purco	Jurásico Medio-Cretácico Temprano	143.6 ± 2.3*	10.8	6.5	1.7	11
MGO-322	Cuarzodiorita	Cuarzodiorita de La Pitanjá	Jurásico Medio-Cretácico Temprano	163.1 ± 3.0**	30.9	3.5	8.9	47

\* Edad de la muestra ARO-413

\*\* Edad de la muestra FHO-305

unidades geológicas más antiguas. Por lo anterior, solo podemos sugerir que se trata posiblemente de *slivers* tectónicos acrecionados (obducidos?) con/sobre el basamento (*plateau*). La Figura 13 resume nuestro modelo para la evolución geotectónica de los arcos y pulsos magmáticos de arco de la Cordillera Occidental entre el Jurásico y el Mioceno, en concordancia con los datos de geocronología y los datos de química de roca total que se compilaron.

**5.3.1. CRETÁCICO TEMPRANO A CRETÁCICO TARDÍO (CA. 101 MA A CA. 75 MA) ARCO BARROSO - SABANALARGA**

Para explicar el magmatismo de arco de islas que se encuentra en la margen oriental de la Cordillera Occidental y que fue activo entre el Cretácico Temprano (ca. 100.9 ± 0.85 Ma) y el Cretácico Tardío (ca. 76.5 ± 1.1 Ma), se han planteado dos modelos de subducción. El primero propone dos zonas de subducción con buzamiento hacia el este, es decir, las placas del Caribe y Farallón debajo de América del Sur y el *plateau* respectivamente, que corresponde con dos zonas de subducción paralelas en el tiempo, las cuales causaron el cierre de los océanos marginales en el Cretácico Tardío-

Paleógeno Temprano (Botero-Garcia *et al.*, 2023; Taboada *et al.*, 2000). La posterior colisión del *plateau* con la margen continental y el desarrollo de los dos arcos al mismo tiempo, uno insular y el otro de margen continental. El segundo modelo considera una zona de subducción de doble divergencia (tipo Moluca), donde la placa del Caribe se inclina hacia el este debajo de América del Sur y a su vez debajo del *plateau*, con inclinación hacia el oeste (Villagómez y Spikings, 2013; Figura 13).

En ninguno de los dos modelos se ha tenido en cuenta que, durante el pulso magmático del arco insular cretácico, también ocurrió magmatismo de pluma alrededor de 90 Ma, generando pequeños plutones (gabros de Altamira y Niverengo- Correa *et al.*, 2018; 2020) y derrames de basaltos con afinidad de *plateau*, cuyas edades indican un periodo corto de magmatismo que ocurrió al mismo tiempo que se presentaba el magmatismo del arco que perduró por más tiempo. El emplazamiento de los plutones del arco insular ocurrió en una corteza oceánica anterior a los plutones, probablemente de afinidad de *plateau*, de acuerdo con los datos geocronológicos (Rodríguez y Arango, 2013, Correa *et al.*, 2018; Nivia *et al.*, 2019b; Rodríguez *et al.*, 2023).

**5.3.2. PALEOCENO-EOCENO; ARCO CHOCÓ-PANAMÁ (CA. 59-37 MA), TOBAS DE CAICEDO Y DACITA PORFÍDICA DEL CONCILIO (CA. 59 MA A CA. 55 MA)**

Entre ca. 70 Ma y ca. 60 Ma, prácticamente no hay registro de magmatismo de arco en la Cordillera Occidental. Algunos trabajos consideran que en este espacio de tiempo geológico ocurrió la colisión del *plateau* oceánico con la margen suramericana (Restrepo y Toussaint, 1989; Vallejo *et al.*, 2006; Zapata-Villada *et al.*, 2021), causando el estrangulamiento de los arcos. Reaparece el magmatismo a ca. 59 Ma, con dos frentes magmáticos diferentes en posición geotectónica y en composición: el Arco Chocó-Panamá y las Tobas de Caicedo.

El Arco Chocó-Panamá ha sido descrito como un arco de islas desarrollado a partir de una subducción con inclinación hacia el oeste (Salazar *et al.*, 1991; Tistl y Salazar, 1994). Cardona *et al.* (2018) y Barbosa-Espitia *et al.* (2019) consideran que los complejos Santa Cecilia-La Equis y San Blas probablemente se originaron en un entorno

de arco de islas intra oceánico, cerca al margen sudamericano antes de su acreción al margen andino. Respecto a la Formación Timbiquí, estos autores consideran que se formó en un arco moderadamente maduro de margen continental sobre escamas de la corteza oceánica previamente acrecionadas y se engrosó durante el desarrollo del complejo. También proponen que la Formación Timbiquí y los plutones asociados no hacen parte del Arco Chocó-Panamá y que ambos arcos son semejantes al de las islas Aleutianas, en el que el arco continental cambia lateralmente a un sistema puramente oceánico, a lo largo del borde posterior de la placa del Caribe, como consecuencia de la subducción hacia el este de la placa Farallón (Cardona *et al.*, 2018).

La revisión de los datos aquí analizados sugiere que los tres segmentos del arco se emplazaron en una corteza engrosada de espesor similar (ca. 25 km), donde se formaron cuerpos con una composición química y edad comparable desde el norte hasta el sur del arco en los tres bloques.

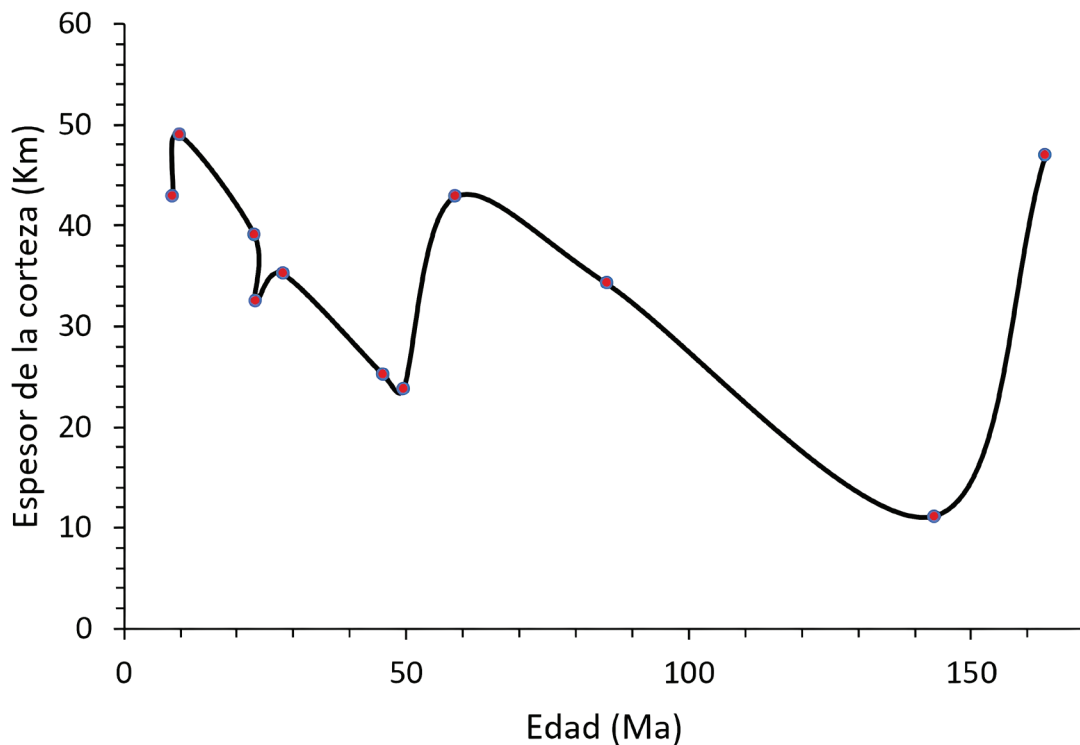


Figura 12 Variaciones en el espesor de corteza de los diferentes pulsos magmáticos. Basado en la metodología de Profeta *et al.* (2015).

Se proponen dos probables alternativas de modelo tectónico para el Arco Chocó-Panamá, semejantes al modelo del Arco Barroso-Sabanalarga: un primer modelo con dos zonas de subducción paralelas al tiempo y con vergencia hacia el oriente. La más occidental debajo del *plateau* oceánico formó el Arco Chocó-Panamá en una corteza de *plateau* engrosada (ca. 25 km) y la más oriental debajo del *plateau* oceánico y el arco Barroso acrecionados a la margen continental ca. 70 Ma, en la cual se formó la Dacita Porfídica del Concilio y probablemente las Tobas de Caicedo durante el Paleógeno en una corteza engrosada de entre ca. 42 km y 49 km (Figura 13).

La segunda alternativa considera una zona de subducción de doble vergencia (tipo Moluca), donde la placa se inclina hacia el este debajo de la margen continental de América del Sur y a su vez debajo del *plateau*, con inclinación hacia el oeste (Figura 13).

### 5.3.3. OLIGOCENO - MIOCENO: PULSO MAGMÁTICO PIEDRANCHA - TATAMÁ (CA. 30 MA A CA. 15 MA)

El modelo propuesto para el pulso magmático Piedrancha-Tatamá es un modelo de subducción de margen continental, donde la placa oceánica se subdujo por debajo de la margen continental suramericana.

La diferencia de edad entre los plutones del pulso magmático Piedrancha-Tatamá y los del Arco El Botón, podría deberse a diferencias en el ángulo de subducción y la profundidad de la placa subducida bajo la margen continental en los segmentos sur y norte de la Cordillera Occidental, siendo el límite entre ambos magmatismos la rasgadura de la placa oceánica a lo largo del Sistema de Fallas Aguasal-Amurrapá. Los plutones del segmento sur se emplazaron en una corteza con un espesor promedio de 36 km, menos gruesa que la corteza del segmento norte con espesor promedio de 40 km.

El ángulo de subducción pudo ser influenciado por las diferencias en el espesor cortical en ambos segmentos de la margen continental y por la presencia en el norte de la Cordillera Occidental

de un bloque amalgamado más grueso, amplio y continuo relacionado con el Arco Chocó-Panamá.

La subducción bajo la margen continental parece que fue menos profunda al sur y más profunda al norte, siendo el límite entre ambas la Falla Aguasal-Amurrapá, que segmentó la placa de Nazca subducida.

La configuración ortogonal de la subducción de *Sandra Ridge* explicaría las diferencias en los productos y composición magmática a cada lado de las placas de subducción como proponen Thorkelson y Breitsprecher (2005) para otros arcos. Además, podría explicar la migración del vulcanismo y plutonismo del Mioceno hasta el presente en los Andes del sur de Colombia, migrando de la Cordillera Occidental hacia la cordillera Central y el valle del río Magdalena.

### 5.3.4. MIOCENO-ARCO EL BOTÓN (CA. 13 MA A CA. 7 MA)

La placa subducida que generó los plutones alcalinos y shoshoníticos del Arco El Botón (placa de Nazca) en el norte de la Cordillera Occidental sugiere una subducción profunda y plana por debajo de la margen continental, debajo del Bloque Chocó-Panamá (Batolito de Mandé y Formación Santa Cecilia) y del Bloque Cañasgordas (*plateau* oceánico + arco insular Barroso-Sabanalarga).

En el segmento norte de la Cordillera Occidental se emplazaron plutones y rocas volcánicas alcalinas durante el Mioceno entre ca. 13 Ma y ca. 7 Ma, en una corteza con espesor promedio de 40 km.

La ausencia de plutones y vulcanismo reciente al oriente, en la cordillera Central de Colombia, probablemente se deba al agotamiento de los fundidos por la profunda subducción de la placa de Nazca debajo de la margen continental.

## 6. Conclusiones

Los arcos y pulsos magmáticos de arco que están representados en la Cordillera Occidental de Colombia corresponden a arcos insulares que fue-

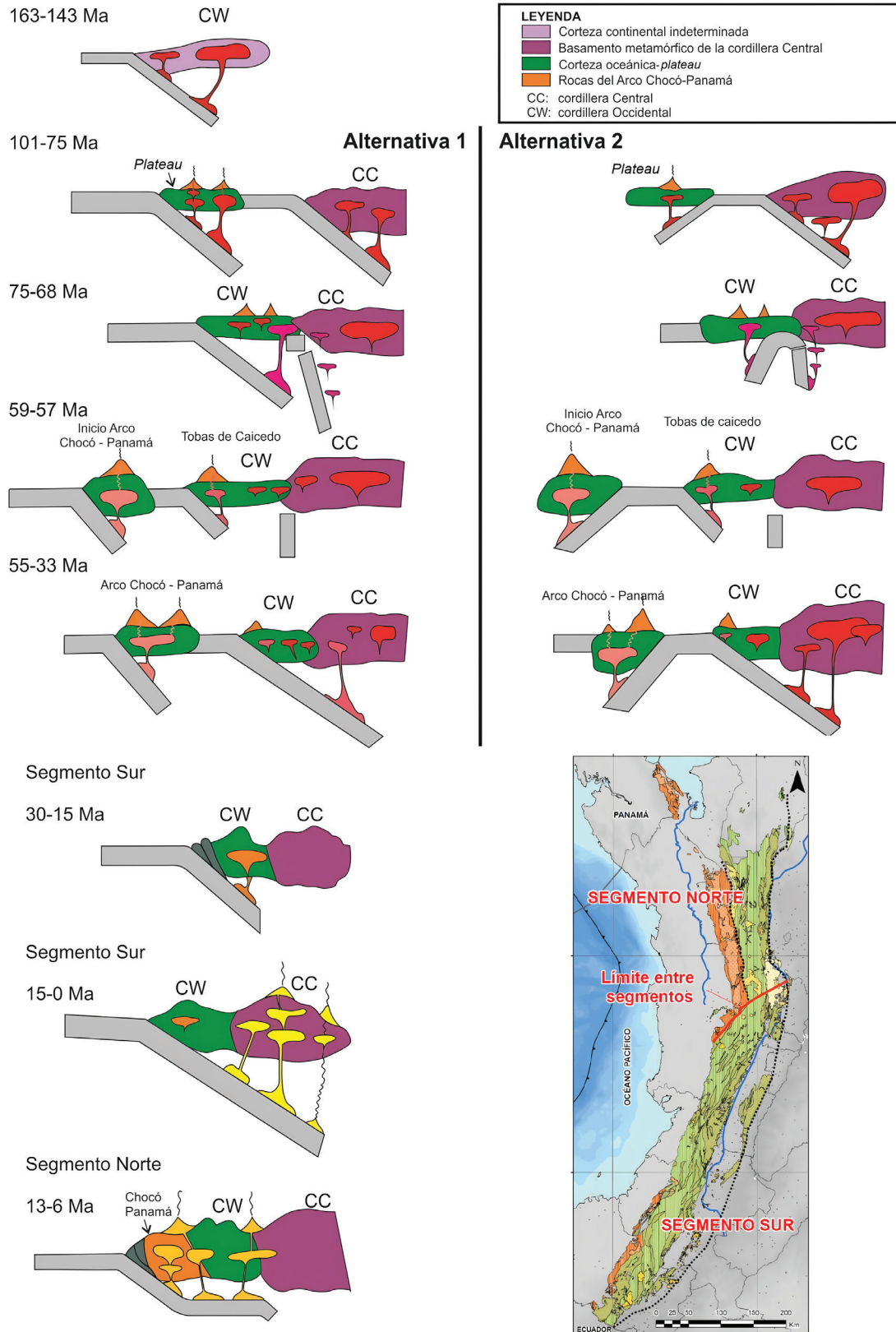


Figura 13 Propuesta de reconstrucción tectónica de los arcos y pulsos magmáticos de arco entre el Jurásico y el presente en la Cordillera Occidental de Colombia

ron acoplados a la margen durante el Cretácico Tardío-Paleoceno y el Oligoceno-Mioceno. Además, se desarrollaron arcos de margen continental, sobre rocas de *plateau* y sobre las rocas de arcos insulares acrecionadas a la margen occidental del norte de Suramérica. Ello ocurrió durante el Oligoceno-Mioceno y en el Mioceno.

El registro de la actividad magmática de los arcos en la Cordillera Occidental de Colombia comienza en el Jurásico (*ca.* 163.1 ± 3.0 Ma a *ca.* 160.3 ± 1.5 Ma); los pocos datos conocidos sugieren ambientes de arco de margen continental y de arco de islas. Se vuelve a registrar actividad de arco entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano (*ca.* 149.7 ± 1.2 Ma a *ca.* 143.6 ± 2.3 Ma) en un contexto de arco de margen continental.

Posteriormente se registra un arco insular (Arco Barroso-Sabanalarga) en la margen oriental de la Cordillera Occidental de Colombia, que inicia su actividad magmática a finales del Cretácico Temprano, extendiéndose hasta finales del Cretácico Tardío (*ca.* 100.9 ± 0.85 Ma a *ca.* 76.5 ± 1.1 Ma), con una duración de *ca.* 25 Ma a *ca.* 30 Ma, previa a la colisión del *plateau* con la margen occidental de Suramérica. Asociado al Arco Barroso-Sabanalarga se registra actividad magmática del arco durante la colisión, como un evento tardío entre *ca.* 70.55 ± 0.40 Ma y *ca.* 67.24 ± 0.69 Ma (Batolito de Buga).

Entre el Paleoceno y el Eoceno, se presenta el mayor de los arcos insulares (Arco Chocó-Panamá), en la margen occidental de la Cordillera Occidental de Colombia. Este inició su actividad hace *ca.* 59 Ma y continuó hasta al menos *ca.* 37 Ma (arco magmático con duración de *ca.* 32 Ma a 36 Ma).

Contemporáneo con el inicio del Arco Chocó-Panamá, comenzó un frente magmático en la margen continental a finales del Paleoceno, en el que se formaron rocas volcánicas submarinas de composición boninitica y algunas rocas porfídicas que afloran en el borde oriental del sector norte de la Cordillera Occidental (Tobas de Caicedo y Dacita Porfídica del Concilio).

La actividad magmática de arco volvería a

la margen continental luego de la acreción del Bloque Chocó-Panamá: en el sector sur de la Cordillera Occidental iniciaría a *ca.* 30 Ma y se extendería hasta *ca.* 15 Ma (pulso magmático Piedrancha-Tatamá), con la mayor cristalización de rocas hace *ca.* 18 Ma.

Al norte de la Cordillera Occidental, el magmatismo de margen continental fue predominantemente alcalino y shoshonítico (Arco El Botón), formado durante el Mioceno (*ca.* 13 Ma a *ca.* 7 Ma).

Nuevas dataciones U-Pb en circón presentadas en esta investigación dan a conocer nuevos registros de magmatismo de arco Jurásico y Cretácico Temprano, que sugieren una historia compleja de formación de la margen noroccidental de Suramérica, y que invita a abrir nuevos frentes de investigación para su entendimiento.

## Contribuciones de los autores

(1) Conceptualización: GR, TC; (2) Análisis o adquisición de datos: GR, TC; (3) Desarrollo metodológico/técnico: GR, TC; (4) Redacción del manuscrito original: GR, TC; (5) Redacción del manuscrito corregido y editado: GR, TC; (6) Diseño gráfico: GR, TC; (7) Trabajo de campo: GR, TC; (8) Interpretación: GR, TC.

## Financiamiento

Agradecemos al Servicio Geológico Colombiano (SGC) por la financiación, a Jimmy Alejandro Muñoz del Laboratorio de Geocronología del SGC por las dataciones radiométricas U-Pb en circón, a Uwe Martens y a un revisor anónimo por sus acertadas sugerencias al manuscrito, a los integrantes del Grupo de Estudios Geológicos Especiales por su participación durante la etapa de campo y a todos los investigadores que han producido gran parte de los datos compilados y analizados en esta contribución.

## Conflictos de Interés

Los autores hacemos constar que no existen conflictos de interés con otros autores, instituciones u otros terceros sobre el contenido del artículo Contribución al conocimiento de la historia de actividad magmática de arco en la Cordillera Occidental y en la región norte del Chocó-Colombia- entre el Jurásico y el Mioceno, el cual estamos presentando para que su publicación sea considerada en la revista.

## Editor a cargo

Alexander Correa-Metrio.

## Referencias

- Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) Universidad de Caldas, 2011, Estudio integrado de los núcleos y registros obtenidos de los pozos someros (slim holes) perforados por la ANH: Colombia, Contrato 093 de 2009: Manizales, 215 p.
- Álvarez, E., González, H., 1978, Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7 Urrao: Medellín, Ingeominas, 347 p.
- Álvarez, E., Parra, E., 1979, Evaluación del prospecto de cobre y molibdeno en las cabeceras del río Muerto, municipio de Acandí, departamento del Chocó: Medellín, Proyecto Ingeominas - Naciones Unidas COL 76 / 030: Medellín, 203 p.
- Álvarez, J., Linares, E., 1979, Edades K/Ar del Batolito de Piedrancha y el Stock de Arboledas, departamento de Nariño: Boletín de Ciencias de la Tierra, Publicación Especial - Geología, 22, 113-118.
- Arboleda, G., Celada, C., Forero, S., Montealegre, V., Padilla, J. C., Carmona, J., Medina, E., 2009, Cartografía geológica y muestreo geoquímico en la parte norte de la Cordillera Occidental planchas 165 y 185 (396 kilómetros cuadrados): Bogotá, Contrato 392 de 2007, Ingeominas, 185 p.
- Aspden, J.A., 1984, The geology of the western cordillera and pacific coastal plain in the department of Valle del Cauca, sheets 261, 278, 279, 280 and 299: Cali, Ingeominas, Misión Británica, 61 p.
- Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., 1987, Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia: Journal of the Geological Society, 144(6), 893-905. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.6.0893>
- Barbosa-Espitia, Á.A., Kamenov, G.D., Foster, D.A., Restrepo-Moreno, S.A., Pardo-Trujillo, A., 2019, Contemporaneous Paleogene arc-magmatism within continental and accreted oceanic arc complexes in the northwestern Andes and Panama: Lithos, 348-349. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105185>
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., Ayala, C., Montenegro, O., Ibañez-Mejía, M., 2012, Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau-continent convergence: Earth and Planetary Science Letters, 331-332. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.015>
- Botero, G., 1975, Edades radiométricas de algunos plutones colombianos: Revista Minera, 27, 169-178.
- Botero-García, M., Vinasco, C.J., Restrepo-Moreno, S.A., Foster, D.A., Kamenov, G.D., 2023, Caribbean-South America interactions since the Late Cretaceous: Insights from zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic data in sedimentary sequences of the northwestern Andes: Journal of South American Earth Sciences, 123, 104231. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104231>
- Brook, M., 1984, New radiometric age data from S.W. Colombia, Vol. 10: Cali, Ingeominas, Misión Británica, Reporte técnico, 25p.
- Buchely, F., Parra, E., Castillo, H., Gonzalez, F., Davila, C., Romero, O., 2009, Realización de la cartografía geológica y muestreo geoquímico en las planchas 144, 145, 128,

- 129, 113 y 114 (1580 km<sup>2</sup>): Bogotá, Contrato No. 390 de 2007, Ingeominas-GRP Ltda, 172 p.
- Buchs, D.M., Arculus, R.J., Baumgartner, P.O., Baumgartner-Mora, C., Ulianov, A., 2010, Late Cretaceous arc development on the SW margin of the Caribbean Plate: Insights from the Gofito, Costa Rica, and Azuero, Panama, Complexes: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, 1-35. <https://doi.org/10.1029/2009GC002901>
- Buchs, D.M., Kerr, A.C., Brims, J.C., Zapata Villada, J.P., Correa, T., Rodríguez, G., 2018, Evidence for subaerial development of the Caribbean oceanic *plateau* in the Late Cretaceous and palaeo-environmental implications: *Earth and Planetary Science Letters*, 499, 62-73. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.07.020>
- Bustamante, C., Cardona, A., Archanjo, C.J., Bayona, G., Lara, M., Valencia, V., 2017, Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism: *Lithos*, 277, 199-209. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.025>
- Calle, B., González, H., 1980, *Geología de la plancha 166 Jericó escala 1:100.000: Medellín*, Ingeominas, 232 p.
- Cardona, A., León, S., Jaramillo, J.S., Montes, C., Valencia, V., Vanegas, J., Bustamante, C., Echeverri, S., 2018, The Paleogene arcs of the northern Andes of Colombia and Panama: Insights on plate kinematic implications from new and existing geochemical, geochronological and isotopic data: *Tectonophysics*, 749, 88-103. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.10.032>
- Cardona, A., Valencia, V.A., Bayona, G., Duque, J., Duca, M., Gehrels, G., Jaramillo, C., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz, J., 2011, Early-subduction-related orogeny in the northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta Massif and Rancheria Basin, northern Colombia: *Terra Nova*, 23(1), 26-34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00979.x>
- Cardona, A., Weber, M., Valencia, V., Bustamante, C., Montes, C., Cordani, U., Muñoz, C.M., 2014, Geochronology and geochemistry of the Parashi granitoid, NE Colombia: Tectonic implication of short-lived Early Eocene plutonism along the SE Caribbean margin: *Journal of South American Earth Sciences*, 50, 75-92. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.12.006>
- Castaño, J.M., Rodríguez, F., García, C.A., 2018, Caracterización de parámetros en la concentración de circones para andesitas, monzogranitos, riolitas, cuarcitas y cuarzomonzonitas: *Boletín Geológico*, 44, 25-38. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/boletingeo.44.2018.6>
- Cetina, L.M., Tassinari, C.C., Rodríguez, G., Correa, T., 2019, Origin of pre-mesozoic xenocrystic zircons in cretaceous sub-volcanic rocks of the northern Andes (Colombia): paleogeographic implications for the region: *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102363. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102363>
- Clennett, E.J., Sigloch, K., Mihalynuk, M.G., Seton, M., Henderson, M.A., Hosseini, K., Mohammadzakeri, A., Johnston, S.T., Müller, R.D., 2020, A Quantitative Tomotectonic Plate Reconstruction of Western North America and the Eastern Pacific Basin: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(8), 1-25. <https://doi.org/10.1029/2020GC009117>
- Correa, T., Obando, M.G., Zapata Villada, J.P., Rincón, Á.V., Ortiz, F.H., Rodríguez, G., Cetina, L.M., 2018, *Geología del Borde Occidental de la Plancha 130, Santa Fe de Antioquia. Escala 1:50.000, Memoria Explicativa: Medellín*, Servicio Geológico Colombiano, 551 p.
- Correa, T., Obando, M.G., Ortiz, F.H., Tobón, M.J., Peláez, J.R., Zapata Villada, J.P.,

- Rodríguez, G., 2020, Geología del Borde Occidental de la Plancha 146 Medellín Occidental, Cartografía a escala 1:50.000, Memoria Explicativa: Medellín, Servicio Geológico Colombiano, 470 p.
- Correa-Restrepo, T., Buchs, D.M., Vinasco-Vallejo, C.J., Restrepo-Moreno, S.A., Rodríguez-García, G., Zuluaga-Castrillón, C.A., 2023, Evidence for a Paleogene boninitic arc following oceanic *plateau*-continent collision in the Western Cordillera of Colombia: *Lithos*, 456-457. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107313>
- Coyner, S.J., Kamenov, G.D., Mueller, P.A., Rao, V., Foster, D.A., 2004, FC-1: a Zircon Reference Standard for the Determination of Hf Isotopic Compositions via Laser Ablation ICP-MS: American Geophysical Union, Fall Meeting, V51C-0584.
- Duque-Caro, H., 1990, El Bloque del Chocó en el noroccidente suramericano: Implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas: *Boletín Geológico*, 31(1), 47-71.
- García, D., Acuña, A., Carrasco, E., Jiménez, J.F., Gómez, L., Conde, J., Morales, M.J., Jaimes, L., Guerrero, N., Durán, J.S., Moreno, A., 2021, Edades de mineralización Re-Os en molibdenita y cristalización U-Pb en circón para los depósitos de oro del Departamento de Nariño, en XVIII Congreso Colombiano de Geología: Medellín, Sociedad Colombiana de Geología.
- Geoestudios, 2005, Complementación geológica, geoquímica y geofísica de la parte occidental de las planchas 130 Santa Fe de Antioquia y 146 Medellín Occidental. Escala 1:100.000: Medellín, Ingeominas, 274 p.
- Giraldo, W.E., 2017, Novas idades U-Pb (LA-ICP-MS) de rochas granitoides na região de Sabanalarga (Colômbia) e sua correlação com a evolução da Placa do Caribe: Universidade do Rio de Janeiro, tesis de maestría, 88 p.
- Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, Á., Diederix, H., 2015, Mapa Geológico de Colombia 2015. Escala 1:1'000,000: Bogotá, Servicio Geológico Colombiano.
- González, H., 2001, Mapa Geológico del Departamento de Antioquia, Escala 1:400.000, Memoria Explicativa: Medellín, Ingeominas, 240 p.
- González, H., Londoño, A.C., 2002, Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Batolito de Sabanalarga, Cordillera Occidental departamento de Antioquia: Medellín, Ingeominas, informe técnico, 12 p.
- GRP, 2014, Plancha 341-El Plateado, Memoria explicativa: Bogotá, Servicio Geológico Colombiano, 435 p.
- Guarín, G., Álvarez, E., 1977, Geología y geoquímica de los prospectos de pórfido cupríferos en el área de Murindó (sectores La Rica, Jarapeto y Taparos), Municipio de Riosucio, Departamento del Chocó: Medellín, Ingeominas, 169 p.
- He, Q., Xiao, L., Balta, B., Gao, R., Chen, J., 2010, Variety and complexity of the Late- Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes: *Lithos*, 119(1-2), 91-107. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.020>
- Hellstrom, J.C., Paton, C., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., 2008, Iolite: software for spatially resolved LA-(quad and MC) ICPMS analysis: Mineralogical Association of Canada Short Course, 40, 343.
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., Sinton, C. W., 1997, Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis: *Journal of Petrology*, 38(6), 677-702. <https://doi.org/10.1093/ptro/38.6.677>
- Kerr, A.C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G. F., Saunders, A.D., 1998, The internal structure of oceanic *plateaus*: Inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean: *Tectonophysics*, 292(3-4), 173-188. <https://doi.org/10.1016/>

- S0040-1951(98)00067-5
- Leal, H., 2011, Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach: Barcelona, Universitat de Barcelona, tesis doctoral, 989 p.
- León, S., Cardona Molina, A., Parra, M., Sobel, E.R., Jaramillo, J.S., Glodny, J., Valencia, V.A., Chew, D., Montes, C., Posada, G., Monsalve Mejía, G., Pardo Trujillo, A., 2018, Transition From Collisional to Subduction-Related Regimes: An Example From Neogene Panama-Nazca-South America Interactions: *Tectonics*, 37(1), 119-139. <https://doi.org/10.1002/2017TC004785>
- Lesage, G., 2011, Geochronology, Petrography, Geochemical Constraints, and Fluid Characterization of Buriticá Gold Deposit, Antioquia Department: Edmonton, University of Alberta, tesis de maestría, 129 p.
- Ludwig, K.R., 2012, User's Manual for Isoplot 3.75-4.15. A geochronological toolkit Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 5, 75 p.
- Martens, U., Restrepo, J.J., Ordóñez-Carmona, O., Correa-Martínez, A.M., 2014, The Tahamí and Anacona Terranes of the Colombian Andes: Missing links between South American and Mexican Gondwana margins: *The Journal of Geology*, 122(5), 507-530. <https://doi.org/10.1086/677177>
- Maya, M., González, H., 1995, Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia: *Boletín Geológico*, 35, 44-57.
- McCourt, W.J., Muñoz, C.A., Villegas, H., 1990, Regional geology and gold potential of the Guapi-Napi drainage basin and upper Timbiquí river-Cauca Department, SW Colombia, Phase II: Cali, Misión Británica, Ingeominas, 62 p.
- Merdith, A.S., Williams, S.E., Collins, A.S., Tetley, M.G., Mulder, J.A., Blades, M.L., Young, A., Armistead, S.E., Cannon, J., Zahirovic, S., Müller, R.D., 2021, Extending full-plate tectonic models into deep time: Linking the Neoproterozoic and the Phanerozoic: *Earth-Science Reviews*, 214, 103477. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103477>
- Montes, C., Bayona, G., Cardona, A., Buchs, D.M., Silva, C.A., Morón, S., Hoyos, N., Ramírez, D.A., Jaramillo, C.A., Valencia, V., 2012, Arc-continent collision and orocline formation: Closing of the Central American seaway: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(4), 1-25. <https://doi.org/10.1029/2011JB008959>
- Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Pardo, A., Silva, J.C., Valencia, V., Ayala, C., Pérez-Angel, L.C., Rodríguez-Parra, L.A., Ramirez, V., Niño, H., 2015, Middle Miocene closure of the Central American Seaway: *Science*, 348(6231), 226-229. <https://doi.org/10.1126/science.aaa2815>
- Muñoz, R., Salinas, R., James, M., Bergmann, H., Tistl, M., 1990, Mineralizaciones primarias de minerales del grupo del platino y oro en las cuencas de los ríos Condoto e Iró (Chocó, Colombia): Medellín, Convenio Colombo-Alemán, Ingeominas, 304 p.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- Nelson, H.W., 1962, Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental. Sección carretera Cali-Buenaventura: *Boletín Geológico*, 10(1-3), 81-108.
- Nivia, A., 1996, The Bolivar mafic-ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic *plateau*: *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1-2), 59-68. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00027-2](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00027-2)
- Nivia, A., 2001, Mapa Geológico Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000, Memoria Explicativa: Cali, Ingeominas, 149 p.
- Nivia, Á., Tarazona, C., Paz, D., Ríos, J., 2019a, Petrogénesis y edad de las rocas ultramáficas y máficas del Complejo ultramáfico de Venus,

- el Macizo Ofiolítico de Ginebra y su relación con el Batolito de Buga, Valle del Cauca, en Memorias del XVII Congreso Colombiano de Geología: Santa Marta, 1021-1023.
- Nivia, Á., Tarazona, C., Paz, D., Ríos, J., Melo, A., Patiño, H., Torres, E., Montoya, A., 2019b, Geología de las planchas 261 y 280 en los sectores de afloramiento del Macizo Ofiolítico de Ginebra y el Batolito de Buga: Cali, Servicio Geológico Colombiano, 530 p.
- Pardo-Trujillo, A., Cardona, A., Giraldo, A.S., León, S., Vallejo, D.F., Trejos-Tamayo, R., Plata, A., Ceballos, J., Echeverri, S., Barbosa-Espitia, A., Slattery, J., Salazar-Ríos, A., Botello, G.E., Celis, S.A., Osorio-Granada, E., Giraldo-Villegas, C.A., 2020, Sedimentary record of the Cretaceous-Paleocene arc-continent collision in the northwestern Colombian Andes: Insights from stratigraphic and provenance constraints: *Sedimentary Geology*, 401, 1-26. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105627>
- Parra, E., 1983, Geología de la Plancha 223 El Cairo. Escala 1:100.000 Memoria explicativa: Medellín, Ingeominas, 138 p.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3), 1-36. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Pearce, J.A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, 100, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A., 2014, Immobile Element. Fingerprinting of Ophiolites: *Elements*, 10, 101-108. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>
- Peccerillo, A., Taylor, S.R.R., 1976, Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Peláez, J.R., Correa, T., Tobón, M., Ortiz, F.H., Giraldo, M.I., Obando, M.G., Rodríguez, G., 2022, Geología del Borde Occidental de la Plancha 166 Jericó. Cartografía a escala 1:50.000, Memoria Explicativa: Medellín, Servicio Geológico Colombiano, 406 p. <https://doi.org/https://doi.org/10.32685/10.143.2022.1044>
- Peña, M.L., Muñoz, J., Urueña, C., 2018, Avances sobre datación U-Pb en circones mediante la técnica LA-ICP-MS Servicio Geológico Colombiano: *Boletín Geológico*, 44, 39-56.
- Pindell, J.L., 1993, Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution, en Pindell, J.L., Perkins, B.F. (eds.), *Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: A Context for Hydrocarbon Exploration: G.C.S.S.E.P.M.*, 251-274. <https://doi.org/10.5724/gcs.92.13.0251>
- Profeta, L., Ducea, M.N., Chapman, J.B., Paterson, S.R., Henriquez Gonzales, S.M., Kirsch, M., Prtrescu, L., DeCelles, P.G., 2015, Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs: *Scientific Reports*, 5, 17786.
- Ramírez A.O., Arias T.A., Mosier, E.L., Alminas, H.V., 1979, Estudio geoquímico en el área Pantanos - Pegadorcito, municipios de Frontino y Dabeiba, Antioquia: *Boletín Geológico*, 22(2), 54-98. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol22.2.1979.400>
- Ramírez-Cárdenas, C., Weber, M., Tobón, M., Proenza, J., Beltrán-Triviño, A., Pujol-Solà, N., Betancur, S., von Quadt, A., Duque, J., 2021, Planeta Rica, NW Colombia: una ofiolita de zona de supra-subducción del Jurásico Tardío: *GeoTemas*, 5172(18), 1059.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998, Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating: *Chemical*

- Geology, 145(1-2), 117-152. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00159-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00159-9)
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., 1989, Terrenos alóctonos en los Andes Colombianos: explicación de algunas paradojas, en Memorias del V Congreso Colombiano de Geología: Bogotá, 92-107.
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., 2020, Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental terranes, in Gómez, J., Mateus-Zabala, D. (eds.), The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic: Bogotá, Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, 37–63. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., Zuluaga, J., Hoyos, P., 1979, Algunas consideraciones sobre la geología de la parte septentrional de la Cordillera Occidental: Geología, 5(6), 85-108, Publicación Especial.
- Restrepo, J.J., Ordóñez-Carmona, O., Armstrong, R., Pimentel, M.M., 2011, Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the central cordillera of Colombia: Journal of South American Earth Sciences, 32(4), 497-507. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.009>
- Risnes, K., 1995, Géodynamique du sud-ouest des Andes colombiennes (dépression du Cauca-Patía) durant le Néogène. Approche paléomagnétique : Génova, Université de Genève, tesis doctoral, 169 p.
- Rodríguez, G., Arango, M.I., 2013. Formación Barroso: Arco Volcánico Toleítico y Diabasas de San José De Urama : Un Prisma Acrecionario T-Morb en el Segmento Norte de la Cordillera Occidental de Colombia: Boletín Ciencias de la Tierra, 33, 17-38.
- Rodríguez, G., Zapata, G., 2012, Características del plutonismo Mioceno Superior en el segmento norte de la Cordillera Occidental e implicaciones tectónicas en el modelo geológico del Noroccidente colombiano: Boletín de Ciencias de La Tierra, 31, 5-22.
- Rodríguez, G., Zapata, G., 2014, Descripción de una nueva unidad de lavas denominada Andesitas Basálticas De El Morito - Correlación Regional Con Eventos Magmáticos de Arco: Boletín de Geología, 36, 85-102.
- Rodríguez, G., Zapata García, G., 2012, Características del plutonismo Mioceno Superior en el segmento norte de la Cordillera Occidental e implicaciones tectónicas en el modelo geológico del Noroccidente colombiano: Boletín de Ciencias de La Tierra, 31, 5-22.
- Rodríguez, G., Arango, M.I., Bermúdez, J.G., 2012a, Batolito de Sabanalarga, Plutonismo de arco en la zona de sutura entre las cortezas oceánica y continental de los Andes del Norte: Boletín de Ciencias de La Tierra, 81-98.
- Rodríguez, G., González, H., Restrepo, J.J., Martens, U., Cardona, J.D., 2012b, Occurrence of granulites in the northern part of the western cordillera of Colombia: Boletín de Geología, 34(2), 37-53.
- Rodríguez-García, G., Sierra, M. I., Zapata García, G., Correa Restrepo, T., y Peláez Gaviria, J.R., 2010, Geología de las planchas 58 - Sapzurro (capurganá), 68 - Acandí y 79BIS - Unguía (Cerro Tagarí): Medellín, Ingeominas, 246 p.
- Rodríguez-García, G., Bermúdez-Cordero, J.G., 2015, Petrography, geochemistry and age of Cerro Frontino Gabro: Boletín de Ciencias de la Tierra, 38, 25-40. <https://doi.org/10.15446/rbct.n38.46053>
- Rodríguez-García, G., Arango, M.I., Zapata, G., Bermúdez, J.G., 2016, Estratigrafía, petrografía y análisis multi-método de procedencia de la Formación Guineales, norte de la Cordillera Occidental de Colombia: Boletín de Geología, 38(1), 101-124.
- Rodríguez-García, G., Correa-Restrepo, T., Ortiz-Párraga, F.H., Tobón-Mazo, M.J., Obando-Quintero, M.G., Peláez-Gaviria, J.R., 2023, Nuevas edades, correlación y

- ciclo magmático de plutones de arco insular en el norte de la Cordillera Occidental de Colombia: *Boletín de Geología*, 45(2), 15-33. <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n2-2023001>
- Ruprecht, P., Simon, A.C., Fiege, A., 2020, The Survival of Mafic Magmatic Enclaves and the Timing of Magma Recharge: *Geophysical Research Letters*, 47(14), 1-9. <https://doi.org/10.1029/2020GL087186>
- Salazar, G., James, M., Tisl, M., 1991, El Complejo Santa Cecilia - La Equis: Evolución y acreción de un arco magmático en el norte de la Cordillera Occidental, en *Memorias del Simposio Sobre Magmatismo y su Marco Tectónico: Manizalez, Ingeominas*, 142-146.
- Shand, S.J., 1943, *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relations to Ore-deposits with a Chapter on Meteorites*: London, John Wiley and Sons, 350 p.
- Sillitoe, R.H., Jaramillo, L., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Escovar, R., 1982, Setting, characteristics, and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia: *Economic Geology*, 77(8), 1837-1850. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1837>
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Stern, R.J., 2002, Subduction zones: *Reviews of Geophysics*, 40(4), 3-1-3-38. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes: *Geological Society Special Publication*, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia): *Tectonics*, 19(5), 787-813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Thorkelson, D.J., Breitsprecher, K., 2005, Partial melting of slab window margins: Genesis of adakitic and non-adakitic magmas: *Lithos*, 79(1-2), 25-41. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.049>
- Tisl, M., Salazar, G., 1994, The tectono-magmatic evolution of North-Western South America: *Zentralblatt Für Geologie Und Paläontologie*, 1993(1/2), 439-453.
- Tisl, M., Burgath, K.P., Höhndorf, A., Kreuzer, H., Muñoz, R., Salinas, R., 1994, Origin and emplacement of Tertiary ultramafic complexes in northwest Colombia: Evidence from geochemistry and KAr, SmNd and RbSr isotopes: *Earth and Planetary Science Letters*, 126(1-3), 41-59. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90241-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90241-0)
- Vallejo, C., Spikings, R. A., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., Page, L., 2006, The early interaction between the Caribbean *Plateau* and the NW South American Plate: *Terra Nova*, 18(4), 264-269. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00688.x>
- Villagómez, D., 2010, *Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America: Génova, Université De Genève, tesis doctoral*, 143 p. <https://doi.org/10.13097/archive-ouverte/unige:14270>
- Villagómez, D., Spikings, R.A., 2013, Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the Northern Andes: *Lithos*, 160-161(1), 228-249. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.008>

- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltran, A., 2011, Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia: *Lithos*, 125, 875-896.
- Weber, M., Duque, J.F., Hoyos, S., Cárdenas-Rozo, A.L., Gómez, J., Wilson, R., 2020, The Combia Volcanic Province: Miocene post-collisional magmatism in the northern Andes, en Gómez, J., Mateus-Zabala, D. (eds.), *The Geology of Colombia: Bogotá, Servicio Geológico Colombiano*, 355-394. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.12>
- Weber, M., Gómez-Tapias, J., Cardona, A., Duarte, E., Pardo-Trujillo, A., Valencia, V.A., 2015, Geochemistry of the Santa Fé Batholith and Buriticá Tonalite in NW Colombia - Evidence of subduction initiation beneath the Colombian Caribbean Plateau: *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 257-274. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.04.002>
- Wegner, W., Wörner, G., Harmon, R.S., Jicha, B.R., 2011, Magmatic history and evolution of the Central American Land Bridge in Panama since Cretaceous times: *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(3-4), 703-724. <https://doi.org/10.1130/B30109.1>
- Wiebe, R.A., 2016, Mafic replenishments into flooded silicic magma chambers: *American Mineralogist*, 101(2), 297-310. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5429>
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V.O.N., Roddick, J. C., Spiegel, W., 1995, Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and Re Analyses: *Geostandards Newsletter*, 19(1), 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P. M., Zheng, Y.F., 2004, Further characterization of the 91500 zircon crystal: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1), 9-39.
- Winter, J.D., 2001, *An introduction to metamorphic igneous and petrology*: New Jersey, Prentice Hall, 710 p.
- Zapata, G., Rodríguez, G., 2011, Basalto De El Botón, Miocene Volcanic Arc of Shoshonitic Affinity To the North of Cordillera Occidental of Colombia: *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 30, 77-92.
- Zapata, G., Rodríguez, G., 2013, Petrografía, geoquímica y edad de la granodiorita de farallones y las rocas volcánicas asociadas: *Boletín de Geología*, 35(1), 81-96.
- Zapata-García, G., Rodríguez-García, G., 2020, New Contributions to Knowledge about the Chocó-Panamá Arc in Colombia, Including a New Segment South of Colombia, en Gómez, J., Mateus-Zabala, D. (eds.), *The Geology of Colombia: Bogotá, Servicio Geológico Colombiano*, 1-34. <https://doi.org/10.7551/mitpress/12605.003.0017>
- Zapata-García, G., Rodríguez García, G., Arango Mejía, M.I., 2017, Petrography, geochemistry and geochronology of metamorphic rocks outcropping in San Francisco Putumayo and the Palermo-San Luis road associated with the La Cocha - River Tellez and Aleluya complexes: *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 41. <http://dx.doi.org/10.15446/rbct.n41.58630>
- Zapata-Villada, J.P., Cardona, A., Serna, S., Rodríguez, G., 2021, Late Cretaceous to Paleocene magmatic record of the transition between collision and subduction in the Western and Central Cordillera of northern Colombia: *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103557. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103557>
- Zapata-Villada, J.P., Giraldo, W., Rodríguez, G., Geraldés, M.C., Obando, M., 2021,

Geoquímica y geocronología U-Pb de  
La Cuarzodiorita de Sabanalarga y el  
Gabro de Santa Fe, Colombia: Boletín de

la Sociedad Geológica Mexicana, 73(1)  
A270820. [http://dx.doi.org/10.18268/  
BSGM2021v73n1a270820](http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n1a270820)