

Evolución de la deformación Cretácico-Paleoceno en el borde occidental de Colombia (sector norte)

Lina María Cetina^{1*} ; Mario Andrés Cuéllar-Cárdenas¹ 
Jairo Alonso Osorio-Naranjo¹ ; Carlos Augusto Quiroz-Prada¹ 

¹Grupo de Investigación en Geodinámica, Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia.
(*) l cetina@sgc.gov.co; macuellar@sgc.gov.co; josorio@sgc.gov.co; qprada@hotmail.com

Material Suplementario: este artículo contiene material suplementario (Figuras S1 y S2, Tablas S1, S2, S3, S4 y S5).

Resumen

En el occidente colombiano se registra una deformación extensional durante el Cretácico y una deformación transpresiva durante el Cretácico Superior-Paleoceno; esta última se considera como producto de la orogenia Calima. Evidencias de la deformación extensional incluyen la presencia de estructuras tipo *graben* y *horst* a escala de cartografía regional y la existencia de zonas miloníticas subhorizontales y núcleos metamórficos tipo *core complex*. A partir de la recopilación de datos geocronológicos y paleontológicos, y de un análisis estructural regional, se establece que el primer evento deformativo ocurrió en el Cretácico, con un esfuerzo extensional máximo de 103°N. Por su parte, el segundo evento deformativo inició en el flanco occidental de la Cordillera Central colombiana a los *ca.* 70 Ma, y se propagó al norte-noroccidente. Este evento se asocia con una deformación transpresiva dextral, y se caracteriza por reutilizar la fábrica extensional y generar inversión progresiva de las estructuras de *graben* existentes, con un esfuerzo compresivo máximo horizontal de 194°N. A partir de estas conclusiones, basadas en las características litológicas-estructurales de las unidades, se propone para el sector norte del occidente colombiano un origen *in situ* de la construcción de la margen continental del NW de Suramérica en el Cretácico. Esta margen experimentó un proceso orogénico que incluye eventos de levantamiento, construcción de relieve, colapso, erosión, desplazamiento de depocentros y cierre de cuencas del borde continental hacia el noroccidente colombiano.

Palabras clave: Occidente colombiano; Deformación extensional y transpresiva; *Core complex*.

Evolution of the Cretaceous-Paleocene deformation on the western edge of Colombia (northern sector)

Abstract

In the *occidente colombiano* we identified an extensional deformation during the Cretaceous, and a transpressive deformation during the Upper Cretaceous-Paleocene; the latter considered to belong to the Calima orogenic event. Evidence for the extensional deformation includes the presence of graben and horst structures at the scale of regional maps, the existence of sub-horizontal mylonitic zones, and dome-like structures that are indicative of core complexes. Based on the compilation

Forma de citar: Cetina, L.M.; Cuéllar-Cárdenas, M.A.; Osorio-Naranjo, J.A.; Quiroz-Prada, C.A. (2022). Evolución de la deformación Cretácico-Paleoceno en el borde occidental de Colombia (sector norte). *Boletín de Geología*, 44(2), 15-50. <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n2-2022001>

of geochronological and paleontological data and an analysis of regional structures, we concluded that the first deformative event occurred in the Cretaceous, with a maximum extensional stress displaying an azimuth of 103°N. A second deformative event started in the western flank of the *Cordillera Central* at ca. 70 Ma, and propagated to the north - northwest. This event is associated with a dextral-transpressive deformation and reworked the inherited extensional fabric, generating a progressive inversion of the existing graben structures under a prevailing contraction oriented at 194°N. From these conclusions, based on the lithological-structural characteristics of the units, we propose an in-situ origin for the Cretaceous margin of the NW of South America (northern sector of the *occidente colombiano*) and its subsequent consolidation during Cretaceous-Paleogene. Multiple events shaped this margin, including uplift, topography construction, collapse, erosion, depocenter movements, and closure of basins from the continental edge to northwestern Colombia.

Keywords: *Occidente colombiano*; Extensional and transpressive deformation; *Core complex*.

Introducción

El occidente colombiano (OcC) es el término, con connotación genética, frecuentemente utilizado en la literatura para agrupar la exposición de un conjunto de unidades geológicas formadas en un ambiente marino con un basamento de carácter máfico-ultramáfico (e.g. Case *et al.*, 1971; Bourgois *et al.*, 1982, 1987; McCourt *et al.*, 1984; Restrepo y Toussaint, 1988; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2002, 2003). Estas unidades están expuestas al occidente de la Falla San Jerónimo, que corresponde a la estructura de longitud regional más oriental de las Fallas de Romeral (cf. Kammer, 1993) o Zona de Cizalla de Romeral (Vinasco, 2019), y que marca el límite occidental de las rocas metamórficas Paleozoicas (Maya y González, 1995) o un límite de terrenos (Restrepo y Toussaint, 1988). De este modo, estudiar la formación y deformación del OcC se constituye en un elemento de gran importancia para el entendimiento de la evolución geotectónica de los Andes del Norte.

Los trabajos geológicos realizados en el OcC para las rocas del periodo Cretácico se enfocan principalmente en establecer el ambiente de formación de las unidades de afinidad oceánica, a partir de descripciones litológicas, datos de geoquímica elemental e isotópica y edades radiométricas y bioestratigráficas. Para las secuencias del Cretácico Inferior, los ambientes de formación propuestos están asociados a sistemas de subducción, ya sea entre corteza oceánica-continental, que generaría una cuenca *fore-arc* (Barrero, 1979; McCourt *et al.*, 1984), o una cuenca *back-arc* (Nivia *et al.*, 2006; Zapata *et al.*, 2019; Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2020), o entre corteza oceánica-oceánica, que formaría un arco de islas al occidente de un sistema de *rifting* (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Villagómez *et al.*, 2011). De manera similar, los ambientes de generación propuestos para las unidades del Cretácico Superior establecen un sistema de

subducción intra-oceánico, con zonas extensionales asociadas (Barrero, 1979; McCourt *et al.*, 1984; Bourgois *et al.*, 1987), o la formación de una meseta oceánica asociada a la Placa del Caribe (Nivia, 1996; Kerr *et al.*, 1997; Nivia *et al.*, 2006; Villagómez *et al.*, 2011), con desarrollo en su borde oriental de un sistema de subducción intra-oceánico (cf. Jaramillo *et al.*, 2017; Hincapié-Gómez *et al.*, 2017; Cetina *et al.*, 2019; Zapata *et al.*, 2019). La meseta oceánica se ha interpretado como un fragmento de la Gran Provincia Ígnea Cretácica del Caribe (CLIP, por sus siglas en inglés), según el modelo de formación de la Placa Caribe en el Pacífico (cf. Burke, 1988; Nivia, 1996; Kerr *et al.*, 1997; Pindell y Kennan, 2009; Villagómez *et al.*, 2011).

En línea con los ambientes de formación propuestos, la deformación de estas unidades se ha asociado a la dinámica de los sistemas de subducción, que conllevan a procesos de obducción y/o acreción sobre la margen NW de Suramérica durante el Cretácico-Paleoceno (e.g. Toussaint y Restrepo, 1990; Cediél *et al.*, 2003; Cordani *et al.*, 2005; Ramos, 2010; Villagómez *et al.*, 2011). Así mismo, estos procesos ocasionarían eventos de levantamiento y erosión durante el Santoniano-Mastrichtiano, asignados a la orogenia Calima por Barrero (1979), o de tipo Larámide para el lapso del Maastrichtiano (Van der Hammen, 1961).

Por lo tanto, la característica principal de los anteriores modelos es enmarcar la formación de las unidades a sistemas de subducción, que le asignan un carácter alóctono y/o paraalóctono con relación a la margen continental, especialmente para las secuencias volcánicas interpretadas como parte de la CLIP, formadas durante el Cretácico Superior. Sin embargo, aún no es claro cuáles son los límites temporales de la deformación presente en las unidades del OcC para el Cretácico – Paleoceno, ya que la integración de la información litológica y estructural no apoya

totalmente los modelos tectónicos propuestos, desconociendo en parte el posible desarrollo *in situ* de la margen NW de Sur América, la geometría de la deformación de carácter extensional, la distribución de las unidades volcanosedimentarias y la continuidad en los procesos ígneo - metamórficos que asisten la sedimentación y los eventos deformativos.

De este modo, el presente artículo tiene como objetivo establecer los límites temporales de la deformación ocurrida en el OcC durante el Cretácico-Paleoceno, y resaltar las evidencias geológico-estructurales que permiten plantear una hipótesis alternativa para su evolución. El trabajo se enfoca en el sector norte del OcC e incluye un análisis estructural regional y una revisión bibliográfica de las características litológicas, estructurales y geoquímicas de las unidades cretácicas presentes en la zona, con una recopilación de datos geocronológicos y bioestratigráficos publicados. El nuevo planteamiento sugiere la construcción *in situ* de la margen continental en el Cretácico, bajo un modelo extensional, con desarrollo de estructuras de *graben* y *horst* y la evolución a sectores de *core complex*. Para el límite Cretácico-Paleoceno, el borde continental estaría afectado por procesos compresivos, con formación progresiva de un orógeno transpresional.

Marco geológico

Los Andes del Norte incluyen las Cordilleras Oriental, Central y Occidental de Colombia (Figura 1B). El basamento del orógeno norandino se divide en la zona oriental de carácter ensialico y en la zona occidental de carácter oceánico (e.g. Restrepo y Toussaint, 1988; Cediél *et al.*, 2003; Ramos, 2010; Toussaint y Restrepo, 2020). La franja entre los dos tipos de basamento corresponde a una zona de transición (o megasutura), que separa materiales oceánicos, densos y de alta velocidad (zona occidental), de materiales continentales, menos densos y de más baja velocidad (zona oriental), evidenciado por estudios de gravedad (e.g. contrastes de anomalía de Bouger en Case *et al.*, 1971) y gradientes de velocidades sísmicas (Meissnar *et al.*, 1976).

En la zona de transición se localizan las Fallas de Romeral (cf. Kammer, 1993) o Zona de Cizalla de Romeral (Vinasco, 2019; Figura 1A), que constituye un área compleja de deformación, conformada por un conjunto de cuatro o más fallas paralelas a semiparalelas, localmente trezadas. Las fallas se extienden a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia y de la Cuenca Cauca-Patía, dentro de una zona de falla de 30 a 50 km de amplitud, incluyendo las

fallas San Jerónimo, Sabanalarga, Silvia-Pijáo y Cauca-Almaguer (e.g. Maya y González, 1995; Figura 1A).

En este trabajo se analizan las características litológicas, estructurales y geoquímicas de la zona occidental, conocida como OcC, específicamente su sector norte, que comprende el flanco occidental de la Cordillera Central, Cuenca Cauca-Patía, Cordillera Occidental, con los bloques Cañasgordas (*sensu* Cediél *et al.*, 2003) y Chocó-Panamá (*sensu* Duque-Caro, 1990), Cuenca del Atrato y Serranía del Baudó (Figura 1B y 2).

Al oriente del OcC aflora un basamento metamórfico, que incluye el Complejo Cajamarca, compuesto de esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos verdes, filitas, cuarcitas y algunas exposiciones de mármoles (Maya y González, 1995), intruido por granitos gnéisicos del Permo-Triásico (e.g. Granito Néisico de Palmitas, Gneis Tonalítico de Horizontes, Mejía, 1984; Milonita Granítica del Guacaica, López-Isaza *et al.*, 2018), stocks de edad Triásico Tardío (e.g. stocks de La Honda y El Buey, Restrepo *et al.*, 1991; Vinasco *et al.*, 2006) y plutones de composición intermedia del Cretácico Tardío (e.g. Batolito Antioqueño; Ordóñez *et al.*, 2007; Villagómez *et al.*, 2011; Leal-Mejía, 2011; Stock de Mariquita, Leal-Mejía, 2011) y del Paleógeno (e.g. Stock de Manizales, Bayona *et al.*, 2012; Batolito de Sonsón, Leal-Mejía, 2011).

El grado metamórfico del Complejo Cajamarca varía desde la facies esquistos verde baja a la facies anfíbolita epidota o anfíbolita, y el tipo bórico se reporta de baja presión, con formación de andalucita, variedad quistolita (Bedoya y Toro, 1996), que caracteriza un metamorfismo de tipo Abukuma (Feininger *et al.*, 1972; Hall *et al.*, 1972; González, 1980; McCourt *et al.*, 1984; Bedoya y Toro, 1996). La edad del metamorfismo de las unidades incluidas en este complejo se considera, según relaciones estratigráficas, como Paleozoica (cf. González, 1980; McCourt *et al.*, 1984; Restrepo *et al.*, 1991; Toussaint, 1993). Datos radiométricos U-Pb en circón, ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda y fengita y K-Ar en biotita, obtenidos en rocas metasedimentarias del Complejo Cajamarca, varían entre 256 y 67 Ma (Barrero y Vesga, 1976; Villagómez *et al.*, 2011; Blanco-Quintero *et al.*, 2014; Bustamante *et al.*, 2017; Correa *et al.*, 2018a; Tabla S1 del Material Suplementario), e indican eventos de metamorfismo regional en el Permo-Triásico y Jurásico (Restrepo *et al.*, 1991; Maya y González, 1995; Blanco-Quintero *et al.*, 2014; Correa *et al.*, 2018a) y metamorfismo dinámico-termal en el Cretácico (Barrero y Vesga, 1976). Este complejo metamórfico se encuentra en contacto fallado con el Complejo Quebradagrande a

través de la Falla San Jerónimo (González, 1980; Mejía *et al.*, 1983; Maya y González, 1995).

El Complejo Quebradagrande (*sensu* Maya y González, 1995) corresponde a la unidad más oriental del OcC. Está compuesto por dos conjuntos litológicos intercalados entre sí: un conjunto sedimentario y otro volcánico y volcanoclástico (González, 1980). El conjunto sedimentario presenta facies siliciclásticas limosas, arenosas y conglomeráticas (con líticos volcánicos), intercaladas con flujos basálticos y rocas piroclásticas, acumuladas en un ambiente marino, con abanico turbidítico proximal (*cf.* González, 1980; Gómez-Cruz *et al.*, 1995). Por su parte, el conjunto volcánico y volcanoclástico está compuesto de basaltos, diabasas y espilitas de color verde e intercalaciones menores de rocas piroclásticas, chert, arcillolitas y limolitas (*cf.* Botero, 1963; González, 1980), constituyendo la base y el techo de la unidad (González, 1980). Adicionalmente, en contacto fallado con el complejo, se presenta un conjunto de gabros localmente foliados y peridotitas serpentinizadas y milonitizadas (Botero, 1963; Álvarez y Eckardt, 1970; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Nivia *et al.*, 2006), rocas incluidas en el Complejo Ofiolítico del Cauca (Restrepo y Toussaint, 1974) e interpretadas como producto de la expansión de un fondo oceánico (*cf.* Nivia *et al.*, 2006; Zapata *et al.*, 2019).

Las edades radiométricas y bioestratigráficas reportadas para el Complejo Quebradagrande indican dos periodos de sedimentación y vulcanismo, uno en el Cretácico Inferior y otro en el Cretácico Superior (*cf.* Zapata *et al.*, 2019; Figura 2; Tablas S1, S2 y S3). Las rocas del Complejo Quebradagrande asignadas al Cretácico Inferior se correlacionan con la Formación Abejorral (González, 1980; Zapata *et al.*, 2019). Esta formación está expuesta al oriente del Complejo Quebradagrande y se encuentra en discordancia angular con el basamento de la Cordillera Central (Burgl y Radelli, 1962; González, 1980). Zapata *et al.* (2019) describen un contacto inconforme entre la Formación Abejorral y las rocas del Complejo Quebradagrande asignadas al Cretácico Superior, el cual se ve reflejado en la recopilación de edades radiométricas y bioestratigráficas expuestas en la Figura 2.

El Complejo Quebradagrande presenta deformación dinámica asociada a pulsos de reactivación tectónica de la Falla San Jerónimo, datada a partir de edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en tobas con fábrica milonítica entre 90-72 Ma, con metamorfismo en facies esquistos verdes (*cf.* Vinasco, 2001; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2003;

Vinasco y Cordani, 2012; Moreno-Sánchez *et al.*, 2016). También se reporta metamorfismo regional en facies ceolita, prehnita-pumpelita y esquistos verdes, atribuido a metamorfismo de fondo oceánico o debido a metamorfismo dinámico (González, 2001; Nivia *et al.*, 2006). La sucesión volcanosedimentaria para la zona de estudio está intruida por una serie de cuerpos de diorita y cuarzodiorita, con deformación cataclástica y edades U-Pb *ca.* 70 Ma (*e.g.* Diorita de Heliconia; Álvarez y González, 1978; Jaramillo *et al.*, 2017).

En términos de emplazamiento tectónico, se ha propuesto una acreción diacrónica del Complejo Quebradagrande a la margen (de sur a norte) durante el Albiano-Campaniano, que genera emplazamiento local de rocas de alta presión (McCourt *et al.*, 1984; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Nivia *et al.*, 2006; Villagómez *et al.*, 2011). También se ha propuesto el cierre de cuencas *back-arc* contra la margen continental, debido al cambio de régimen extensional a compresivo, ocurrido entre 100-86 Ma, y relacionado con la dinámica de un acercamiento progresivo de la meseta oceánica (Zapata *et al.*, 2019).

Al occidente del Complejo Quebradagrande se presenta el Complejo Arquía, en contacto fallado a través de la Falla Silvia Pijao (Maya y González, 1995). El Complejo Arquía corresponde al basamento metamórfico que aflora en el OcC e incluye en su sector norte: a) anfibolitas (*e.g.* Esquistos Anfibólicos del Río Cauca; González, 1976) y esquistos cuarzo-sericiticos y grafitosos (*e.g.* Esquistos de Sabaletas, Toussaint *et al.*, 1980) con metamorfismo regional Barroviano en facies esquistos verdes (Restrepo, 1986; González, 2001; García-Chinchilla, 2010); b) gneises cuarzo-feldespáticos y biotíticos, intercalados con esquistos biotíticos, cuarcitas micáceas y cuarcitas feldespáticas (*e.g.* Gneis de Chinchiná, Estrada *et al.*, 2001), el cual presenta metamorfismo en facies anfibolita de baja presión (González, 2001); y c) rocas meta-sedimentarias con bajo grado de metamorfismo en la parte inferior de la facies esquistos verdes (*e.g.* Metasedimentitas de Sinifaná; González, 1976; Mejía, 1984; González, 2001). Edades radiométricas de estas unidades y de cuerpos ígneos Triásicos, que intruyen las secuencias metasedimentarias del Complejo Arquía (*e.g.* Diorita de Pueblito con edad U-Pb en circón de 233 ± 14 Ma y 236 ± 15 Ma, Rodríguez-Jiménez *et al.*, 2018; Stock de Amagá con edad U-Pb en circón de $227,6\pm 4,5$ Ma, Vinasco *et al.*, 2006), indican protolitos sedimentarios del Paleozoico e ígneos del Triásico, y eventos de metamorfismo del Pérmico y Cretácico (Tablas S1 y S3).

El Complejo Arquía se encuentra en contacto fallado con la Formación Barroso a través de la Falla Cauca-Almaguer (cf. Álvarez y González, 1978; Mejía, 1984; Guiral-Vega *et al.*, 2015; Correa *et al.*, 2018b). A su vez, la Formación Barroso está en contacto fallado con el Complejo Cajamarca a través de la Falla Sabanalarga (cf. Álvarez y González, 1978; Mejía, 1984; Figura 1A). La Formación Barroso está compuesta en la base por rocas volcánicas y volcanoclásticas intercaladas con caliza y chert, y al tope por rocas sedimentarias que incluyen lodolitas, areniscas de grano fino y chert, con intercalaciones de rocas piroclásticas (Álvarez y González, 1978; Correa *et al.*, 2018a), acumuladas en un ambiente marino de plataforma a mar abierto, acompañado de vulcanismo submarino (Correa *et al.*, 2018a). Las edades bioestratigráficas y radiométricas restringen el periodo de vulcanismo y sedimentación para la Formación Barroso entre el Albiano medio y Campaniano (Figura 2; Tablas S1, S2 y S3), donde se resaltan edades en fósiles de amonitas del Albiano medio (Etayo-Serna *et al.*, 1980) y del Campaniano superior (Correa *et al.*, 2018a), foraminíferos que indican una edad Santoniano-Maastrichtiano (Etayo-Serna *et al.*, 1980) y edades U-Pb en circón obtenidas en rocas volcánicas y piroclásticas entre 95-78 Ma, interpretadas como edades de cristalización (Correa *et al.*, 2018a).

La Formación Barroso está intruída por: a) cuerpos plutónicos de composición intermedia sin deformación penetrativa, con edades de cristalización U-Pb en circón entre ca. 100 y 90 Ma (e.g. Tonalita de Buriticá, González y Londoño, 2002; Weber *et al.*, 2015; Correa *et al.*, 2018a); b) intrusivos de composición intermedia con deformación penetrativa y edades U-Pb en circón entre 86-79 Ma (e.g. Tonalita de Santa Fe de Antioquia, Correa *et al.*, 2018a; y Stock de Mistrató, Calle y González, 1982; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020); y c) cuerpos de composición intermedia a félsica sin evidencias de deformación penetrativa y con edades de cristalización U-Pb en circón de alrededor de 69 Ma (e.g. Stock Monzonítico de Irra, Mosquera, 1978; Leal-Mejía, 2011).

Particularmente, la Tonalita de Santa Fe de Antioquia presenta un núcleo de rocas metamórficas que alcanza facies granulita (Granulita de Pantanillo, Rodríguez *et al.*, 2012). Las dos unidades muestran contactos difusos y desarrollo de estructuras en *schlieren* (o fajas melanocráticas parcialmente reabsorbidas) que

indican la coexistencia de diferentes tipos de rocas a altas temperaturas (Weber *et al.*, 2015). La paragénesis de la granulita indica condiciones de formación a alta temperatura (~700°C) y baja presión (<0,6 GPa) (GEOESTUDIOS, 2005; Rodríguez *et al.*, 2012). Para la unidad metamórfica se reportan edades U-Pb en circón entre 87 y 80 Ma, interpretadas como la edad del protolito (Correa *et al.*, 2018a; Figura 2). Adicionalmente, el Stock de Mistrató presenta una gradación transicional a metagabros que alcanza facies granulita incluidos en la unidad Granulita de Mistrató (Toro-Toro *et al.*, 2020). La Granulita de Mistrató registra, según datos de modelamiento termodinámico, condiciones de presión y temperatura de 1,15±0,05 Gpa y 900±50°C (Toro-Toro *et al.*, 2020).

En la zona de contacto entre la Formación Barroso y la Tonalita de Santa Fe de Antioquia con el basamento metamórfico, se describen rocas volcánicas e intrusivas con fábrica planar (foliación milonítica y cataclástica) que definen zonas de cizalla (cf. Álvarez y González, 1978; Mejía, 1984; García-Chinchilla, 2010; Guiral-Vega *et al.*, 2015; Correa *et al.*, 2018a). Las estructuras planares se atribuyen a la actividad de las fallas Sabanalarga y Cauca-Almaguer, que generan un metamorfismo dinámico (cf. Álvarez y González, 1978; Mejía, 1984; Guiral-Vega *et al.*, 2015; Correa *et al.*, 2018a). Los planos de foliación milonítica en la Formación Barroso, asociados a la actividad de la Falla Cauca-Almaguer, presentan un rumbo N-S, inclinaciones entre 30-45° y 50-85° y buzamiento al E-SE preferencialmente (García-Chinchilla, 2010; Correa *et al.*, 2018a), y en general, indican un movimiento sinistral con componente normal (Correa *et al.*, 2018a). Por su parte, los planos de foliación milonítica en la Tonalita de Santa Fe de Antioquia, asociados a la actividad de la Falla Sabanalarga, presentan rumbos N, NNW y NNE, inclinaciones entre 22-70°, buzamiento preferencial al W y cinemática dextral (Correa *et al.*, 2018b).

Para esta zona de deformación, se reporta una edad U-Pb en una milonita a partir de la Formación Barroso de 75,3±3,8 Ma, con cristales de origen ígneo y metamórfico y sin clara interpretación de la edad; y una edad U-Pb en una milonita a partir de la Tonalita de Santa Fe de Antioquia de 69,3±1,9 Ma, interpretada como la edad de cristalización del protolito (Figura 2; Correa *et al.*, 2018a, 2018b).

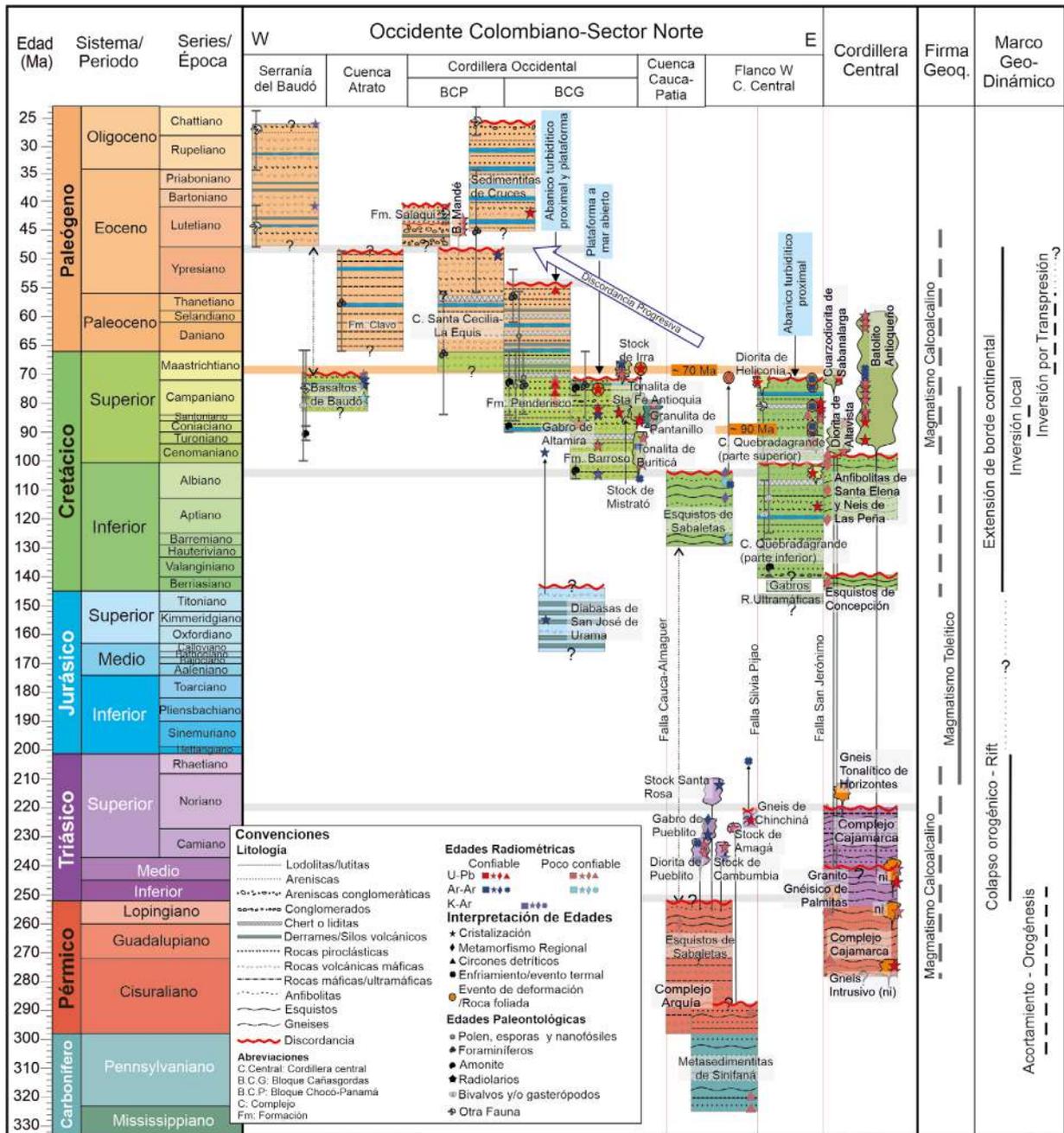


Figura 2. Carta cronoestratigráfica del OcC, sector norte. Referencias en el texto y Tablas S1 a S3. Se incluyen las firmas geoquímicas de las unidades ígneas y el marco geodinámico propuesto para la zona.

Al occidente de la Formación Barroso se encuentra la Formación Penderisco (Álvarez y González, 1978). La unidad está dividida en el Miembro Urrao, de carácter principalmente siliciclástico, y en el Miembro Nutibara de carácter biogénico/químico (Álvarez y González, 1978; González, 2001; González y Londoño, 2003). Estos miembros definen una secuencia continua de base a techo, con variaciones laterales de facies y contacto transicional (Álvarez y González,

1978; González, 2001; Díaz-Cañas, 2015; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020). El ambiente de sedimentación se ha interpretado de origen marino, con abanicos turbidíticos proximales (Miembro Urrao), acumulados sobre las rocas volcánicas de la Formación Barroso, y áreas más distales en zonas de talud continental (Miembro Nutibara) (*cf.* Hoyos-Estrada *et al.*, 1990; González, 2001; Díaz-Cañas, 2015; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020). Adicionalmente, se registran depósitos

marinos poco profundos atribuidos a islas oceánicas (Moreno-Sánchez *et al.*, 2002; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020).

Para el Miembro Urrao se reportan fósiles de radiolarios y foraminíferos con edad del Campaniano-Maastrichtiano (González, 2001 y referencias allí; Pardo-Trujillo *et al.*, 2002) y fósiles de amonitas del Coniaciano-Maastrichtiano (GEOESTUDIOS, 2005; Díaz-Cañas, 2015). Por su parte, el Miembro Nutibara presenta nanofósiles del Santoniano-Maastrichtiano (Pardo-Trujillo *et al.*, 2020), fósiles de radiolarios con edades entre el Maastrichtiano-Paleoceno y foraminíferos del Paleoceno tardío-Eoceno temprano (Bourgeois *et al.*, 1983 en Pardo-Trujillo *et al.*, 2020). Las edades U-Pb en circón detrítico indican edades de máxima acumulación entre 72-76 Ma (Correa *et al.*, 2018a; León *et al.*, 2018; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020) y de $55 \pm 4,8$ Ma (León *et al.*, 2018). Así, las edades bioestratigráficas y radiométricas indican un periodo de sedimentación del Coniaciano-Eoceno para la Formación Penderisco (Figura 2; Tablas S1, S2 y S3). Además, a partir de análisis de procedencia detrítica, con estudio de composición de líticos y edades U-Pb, se indica una fuente de sedimentos primaria de afinidad continental (Pardo-Trujillo *et al.*, 2020).

La Formación Penderisco presenta plegamiento y cizallamiento, con incipiente foliación penetrativa paralela a la estratificación y metamorfismo de bajo grado en facies prehnita-pumpellyta (*cf.* Álvarez y González, 1978; González y Londoño, 2003; Calle y Salazar, 1999; Estrada *et al.*, 2001). También, se reporta el aumento en la intensidad de la deformación de oriente a occidente (Botero, 2017; Tabla S3). El contacto entre las formaciones Barroso y Penderisco es de tipo concordante y localmente fallado (Álvarez y González, 1978; Hoyos-Estrada *et al.*, 1990; Correa *et al.*, 2018a) o discordante para otros autores (*cf.* GEOESTUDIOS, 2005; Díaz-Cañas, 2015; León *et al.*, 2018; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020).

Ambas formaciones están espacialmente relacionadas con la unidad informal denominada Diabasas de San José de Urama (Mejía y Salazar, 1989; Figura 1A y 2). Esta unidad agrupa una gran cantidad de derrames, diques y silos diabásicos, intercalados con capas de chert de la Formación Penderisco en contacto fallado (Rodríguez *et al.*, 2013a) y con basaltos de la Formación Barroso en contacto transicional (Correa *et al.*, 2018a). Para las diabasas intercaladas con las capas de chert, se reporta una edad meseta $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en roca total de $155,1 \pm 11$ Ma, interpretada como la edad de

cristalización (Rodríguez y Arango, 2013), y para las diabasas asociadas con los basaltos de la Formación Barroso se reporta una edad meseta $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en roca total de 97 ± 6 Ma, sin una clara interpretación (Correa *et al.*, 2018a).

Las unidades volcánicas del Cretácico Superior están incluidas en la CLIP (meseta oceánica), y para su emplazamiento tectónico se ha planteado un proceso de colisión y dispersión sobre la margen continental del NW de Suramérica en el límite Cretácico-Paleógeno, impulsado por el desplazamiento de la Placa del Caribe (Villagómez *et al.*, 2011; Cardona *et al.*, 2011; Vinasco y Cordani, 2012; Villagómez y Spikings, 2013; Spikings *et al.*, 2015; Jaramillo *et al.*, 2017; Zapata *et al.*, 2019). Las unidades sedimentarias del Campaniano-Maastrichtiano (*e.g.* Formación Penderisco) depositadas y/o intercaladas con las unidades volcánicas se han interpretado como unidades sin- a postcolisión y fragmentación del basamento oceánico (*cf.* León *et al.*, 2018; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020).

Finalmente, la sucesión volcano-sedimentaria Cretácica más occidental del sector norte del OcC, ubicada en la costa Pacífica, corresponde a los Basaltos de Baudó (Macía, 1985) (Figura 1A y 2). Esta unidad está compuesta de basaltos y gabros, con intercalaciones menores de tobas, chert, limolitas y areniscas (Macía, 1985; Kerr *et al.*, 1997; Parra y González, 2002). Para los basaltos se reporta una edad meseta $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en roca total de $73,6 \pm 0,8$ Ma, y para los gabros una edad meseta $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de $72,5 \pm 0,4$ Ma (Kerr *et al.*, 1997). La sucesión está suprayacida en contacto discordante por una secuencia sedimentaria de origen marino, intercalada con basaltos, y considerada del Eoceno (Macía, 1985; Cossio, 2003). Los Basaltos del Baudó están separados de la sucesión Cretácica más oriental (formaciones Barroso y Penderisco) por la Cuenca de Atrato y las unidades Cenozoicas presentes en esta (Figura 1).

Metodología

A partir de la revisión bibliográfica de las características litológicas, estructurales y de las edades bioestratigráficas y radiométricas disponibles en la literatura, se elaboró una carta cronoestratigráfica de las unidades presentes en el sector norte del OcC (Figura 2, Tablas S1, S2 y S3).

El análisis estructural regional (escala 1:50.000 y 1:100.000) se realizó en la porción norte de la zona

de estudio, entre los municipios de Sabanalarga, Santa Fe de Antioquia, Dabeiba y Urrao, departamento de Antioquia (Figura 1A y 3). Incluye 1.382 datos correspondientes a planos de estratificación y foliación (magmática, esquistosidad y milonítica), lineación mineral y ejes de charnela (Tabla S4). Los datos se obtuvieron de los proyectos de cartografía geológica y geomorfológica realizados por el Servicio Geológico Colombiano (SGC) entre los años 1980 y 2018, que incluyen las planchas geológicas: 114 (Rodríguez *et al.*, 2013b), 129 (Londoño y González, 2002), 130 (Mejía *et al.*, 1983), 130I y 130III (Correa *et al.*, 2018b), 145 (González y Salazar, 2002) y 146 (Mejía *et al.*, 1983), publicadas para su uso libre en el Motor de Integración de Información Geocientífica (MIIG) de la entidad. Se adicionaron datos estructurales obtenidos por los autores en el marco del proyecto Modelo Tectónico de Colombia 2020 del SGC. Los datos de planos de foliación milonítica con lineación se procesaron en el *software* TectonicsFP 1.7.8. (Reiter y Acs, 1996-2017); se obtuvieron gráficos de diedros rectos NDA (*Numerical Dynamic Analysis*, siglas en inglés) y vectores de deformación (ejes P-B-T, presión-intermedio-tensión). Para este análisis, se optó por emplear el método de deformación y generación de ejes de presión y tensión (*cf.* Marrett y Allmendinger, 1990, 1991), los cuales están relacionados con los ejes de esfuerzos principales y reflejan de manera aproximada el vector de esfuerzos cuando se dispone de datos con una sola tendencia estructural. Los datos de planos de estratificación, foliación metamórfica y foliación milonítica se procesaron con el *software* Stereonet 10.2.8. (Allmendinger *et al.*, 2013); se obtuvieron gráficos de polos y contornos, con el objetivo de observar las tendencias estructurales.

Para un conjunto de datos de foliación milonítica con fuerte inclinación (13 datos), medidos en basaltos de la Formación Barroso que se encuentran en contacto fallado con la unidad Granulita de Pantanillo, se adelantó la rotación de planos en relación con el plano de contacto. Lo anterior se realizó al tener en cuenta que, a 200 metros del contacto, la actitud de los planos de foliación se observa subhorizontal; se asume de este modo que los datos cercanos al contacto son modificados por rotación de bloques en la vertical. Para el proceso de rotación, se empleó el procedimiento descrito en Babin-Vich y Gómez-Ortiz (2010).

El análisis de los datos geoquímicos incluye una base de datos (Tabla S5) recopilada y actualizada por el Servicio Geológico Colombiano (SGC), y que es empleada en este trabajo con el objetivo de analizar

la variación espacial y composicional del magmatismo Cretácico-Eoceno. Los análisis de roca total incluyen datos de elementos mayores y datos variables de elementos traza. Los datos fueron procesados empleando el *software* GCDkit (Janoušek *et al.*, 2006). De la base de datos empleada (296 datos; Tabla S5), se filtraron los datos según el grado de alteración de las rocas, el contenido de sílice (rocas intrusivas con valores mayores a 55% en peso) y la calidad de los resultados analíticos (perdida por ignición; LOI<3%). El cálculo del grado de alteración de las rocas se hizo en tres etapas siguiendo la metodología propuesta por Ohta y Arai (2007), Davies y Whitehead (2010) y Wilt (1993).

Resultados

Análisis estructural regional

El análisis estructural regional incluye datos de planos de estratificación y foliación (magmática, esquistosidad y milonítica), lineación mineral y ejes de charnela (Tabla S4). Las características estructurales del área de estudio se describen por unidad desde la más antigua a la más reciente.

El Complejo Cajamarca presenta una foliación metamórfica definida por minerales de cuarzo y sericita, con tendencia N-S y alto ángulo (~52°) de inclinación (Figura 3A). Esta foliación presenta una sobreimposición de fábrica milonítica en las áreas cercanas a las fallas Sabanalarga y Espíritu Santo. La fábrica milonítica está definida por estructuras S-C (esquistosidad-clivaje banda de cizalla), pliegues apretados (Figura 4A), bandas tipo *kink* y formas sigmoidales (agregados cristalinos), que indican una cinemática dextral con un eje compresivo máximo orientado 036°N (NNE-SSW) en un régimen transcurrente, y transporte tectónico al NNE.

El Complejo Arquía en el área está representado por los Esquistos de Sabaletas y por las Anfibolitas del Rio Cauca (Figura 3). Los esquistos presentan una foliación metamórfica definida por cuarzo, moscovita y clorita-epidota, con rumbo NNW-SSE y alto ángulo (~57°) de inclinación, con sobreimposición de fábrica milonítica en dirección N-S. La fábrica milonítica está definida por cuarzo alargado, moscovita tipo *fish*, pliegues disarmónicos, bandas tipo *kink*, crenulaciones y objetos de forma sigmoidal en fragmentos de roca, que indican una cinemática dextral, con dirección de compresión máxima 035°N (NNE-SSW) en un régimen transcurrente (Figuras 3B y 4B). Por su parte,

las anfibolitas presentan una foliación metamórfica definida por cristales de plagioclasa y hornblenda, con tendencia NNW-SSE y alto ángulo ($\sim 63^\circ$) de inclinación (Figura 3C). Esta unidad se encuentra afectada por la sobreimposición local de una fábrica milonítica, con rumbo NW-SE, y que es evidenciada por una foliación con marcada orientación de cristales de hornblenda prismática (lineación mineral), sigmoides de porfiroblastos de cuarzo, bandas tipo *kink* y pliegues por cizalla (Figura 4C), que indican una cinemática dextral con dirección de compresión máxima 345°N (NNW-SSE) en un régimen transtensional y transporte tectónico al NNW (Figura 3C).

El Complejo Quebradagrande presenta una estratificación definida por capas de chert, capas de areniscas y flujos de basaltos intercalados. La estratificación se observa plegada, con planos tanto subverticales como subhorizontales, manteniendo un rumbo NW-SE (Figura 3D). La relación geométrica de los planos de estratificación plegados indica una dirección de compresión máxima NE-SW. Adicionalmente, se reportan planos de foliación con tendencia NE-SW (ortogonal a la estratificación, Figura 4D), principalmente de bajo ángulo ($\sim 30^\circ$) de inclinación.

La Tonalita de Santa Fe de Antioquia presenta tres zonas con diferentes características y grados de deformación, las cuales de occidente a oriente corresponden a: a) Tonalita de Santa Fe de Antioquia, sin ningún tipo de deformación dúctil o dúctil-frágil, la cual presenta xenolitos de rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Barroso (e.g. Correa *et al.*, 2018a, 2018b); b) Tonalita de Santa Fe de Antioquia foliada, con foliación de origen magmático y rumbo NE-SW (Figura 3J), definida por la orientación de hornblenda y plagioclasa, flujo de enclaves máficos e inyecciones graníticas dentro de la Granulita de Pantanillo; y c) Tonalita de Santa Fe de Antioquia milonítica, con desarrollo de una fábrica milonítica evidenciada por estructuras S-C (Figura 4E), porfiroblastos de cuarzo y porfiroclastos de hornblenda.

En el área de estudio se analizan dos sectores con desarrollo milonítico: el Sector de Liborina que exhibe una foliación milonítica N-S y alto ángulo (71°) de inclinación, con cinemática dextral formada bajo una dirección de compresión máxima de 034°N (NNE-SSW) en un régimen transcurrente y transporte tectónico al NNE (Figura 3E); y el Sector Cañaveral, donde se observa una foliación milonítica con tendencia NNE-SSW y alto ángulo (66°) de inclinación, que muestra una cinemática principalmente dextral con dirección

de compresión máxima 249°N (WSW-ENE) en un régimen transpresional (Figura 3F). Cabe resaltar que existe una oblicuidad y/o paralelismo entre la tendencia de la foliación milonítica y el contacto entre la Tonalita de Santa Fe de Antioquia y la Formación Barroso.

En la Granulita de Pantanillo se observa una foliación metamórfica con rumbo ENE-WSW (Figura 3K), definida principalmente por bandeamiento composicional de minerales félsicos (plagioclasa dominante) y máficos (anfíbol, piroxeno). La unidad se encuentra afectada por zonas miloníticas angostas (aproximadamente de un metro de espesor), con rumbo NNE-SSW y alto ángulo ($\sim 66^\circ$) de inclinación. Las zonas miloníticas se caracterizan por presentar estructuras S-C que indican una cinemática sinistral (Figura 4F), formadas bajo una dirección de compresión máxima de 352°N (N-S) en un régimen transcurrente y transporte tectónico al NNE (Figura 3G).

La solución de los planos de foliación milonítica bajo un régimen transcurrente a transpresional, de las rocas del Complejo Cajamarca, Arquía, Granulita de Pantanillo y Tonalita de Santa Fe de Antioquia, se genera en un eje de esfuerzo de compresión máximo 194°N (Figura 1A).

La Formación Barroso presenta deformación frágil predominante y dúctil concentrada en la margen occidental del trazo de las fallas Sabanalarga y Cauca-Almaguer (Figura 3). Las rocas con deformación dúctil se denominan en este trabajo Formación Barroso milonítica, y se analizan en dos sectores. En el Sector Santa Fe de Antioquia, se observan basaltos y tobas con planos de foliación milonítica subparalela a los planos de estratificación, los cuales, hacia el contacto fallado con la unidad Granulita de Pantanillo, se presentan verticalizados y plegados, formando pliegues recumbentes isoclinales, con una vergencia hacia el SE. Los datos tomados en esta zona de contacto se rotaron al tener en cuenta que, a 200 metros del contacto, los planos de foliación presentan un ángulo de inclinación bajo-intermedio (entre 20 y 45°). Estos planos presentan rumbo NNE-SSW y se encuentran levemente plegados, mostrando una cinemática sinistral evidenciada por la vergencia del plegamiento y por objetos de forma sigmoidal en fragmentos de roca (Figura 4G). La cinemática sinistral responde a una dirección de compresión mínima 094°N (E-W), inclinada 18° , en un régimen transtensional, con transporte tectónico al SW y E (Figura 3H). Por otra parte, en el Sector Cañaveral se reporta una foliación milonítica a cataclástica a partir de basaltos, con rumbo N-S y ángulos de inclinación

intermedios (38°) a altos ($\sim 70^\circ$). La foliación milonítica se evidencia por sigmoides de cuarzo que indican un movimiento dextral, con una compresión mínima en dirección 112°N (E-W) inclinada 12° , en un régimen transtensional y transporte tectónico preferencial al NW (Figuras 3I y 4H). En promedio, todos los datos que exhiben una solución transtensional responden a una dirección de compresión mínima 103°N .

La deformación frágil a dúctil-frágil de la Formación Barroso es evidenciada por fallamiento y plegamiento de la estratificación, tanto de su miembro sedimentario como volcánico, y cuya geometría se ajusta a un acortamiento en dirección E-W (Figura 3L-3M). La cartografía de la unidad define una estructura regional de tipo sinclinal, en cuyo núcleo se dispone el miembro sedimentario (Figura 3). En el eje del sinclinal o cercano a este, se observan emplazados granitoides de composición intermedia (e.g. Tonalita de Buriticá).

La Formación Penderisco presenta deformación frágil y desarrollo de pliegues anticlinales y sinclinales con tendencia general N-S y vergencia principalmente al E, afectados por fallas inversas (Figura 3N). La geometría del plegamiento indica un acortamiento en dirección E-W. Hacia el borde occidental de la unidad, se registra el aumento en la intensidad de la deformación, evidenciado por el plegamiento isoclinal apretado y por el desarrollo de clivaje disyuntivo semiparalelo a la estratificación, con rumbo NNW-SSE (Figuras 3O y 4I).

La unidad Diabasas de San José de Urama presenta plegamiento de capas de chert con desarrollo de *boudines* rodeados por una matriz de roca volcánica alterada (diabasas) y planos de cizalla paralelos a semiparalelos al rumbo de la estratificación. La estratificación de las capas de chert y los silos de diabasa presentan un rumbo aproximado N-S y una alta variación en el ángulo de buzamiento (Figuras 3P y 4J).

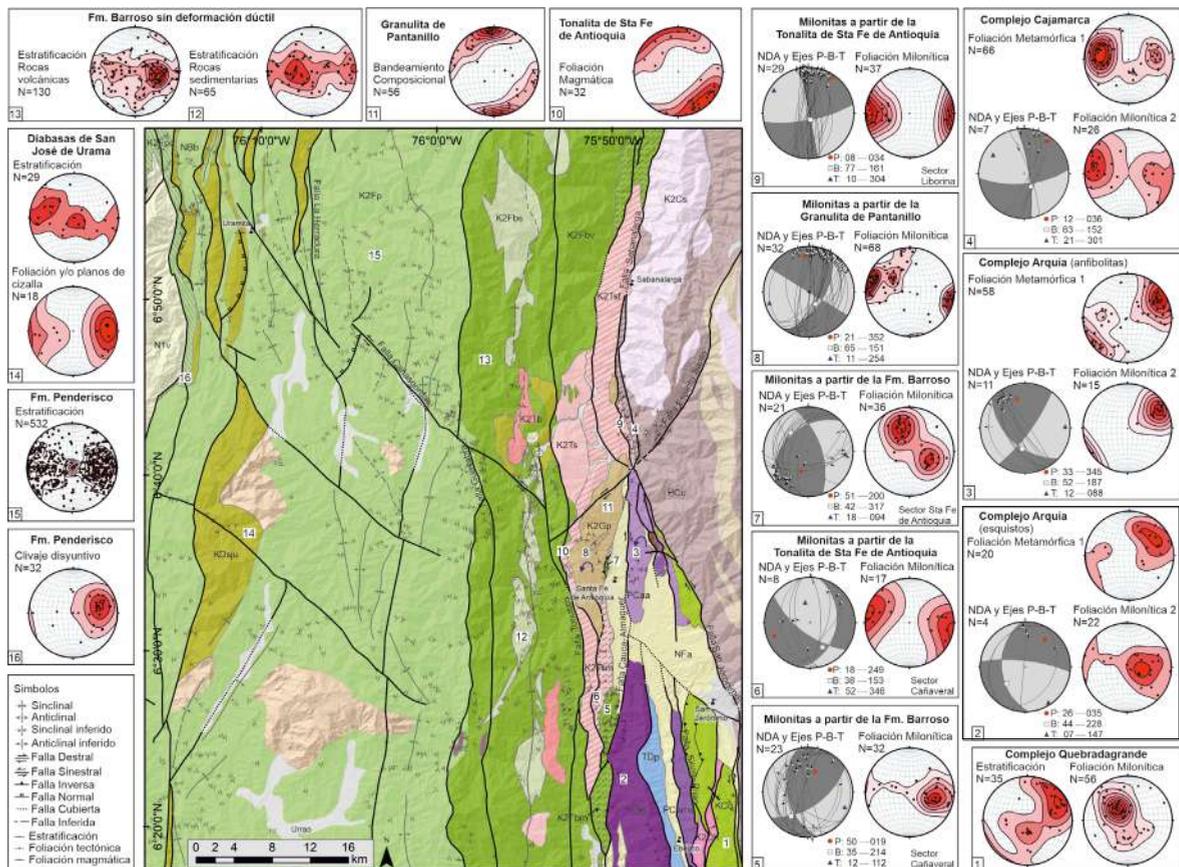


Figura 3. Mapa geológico-estructural con los gráficos estructurales obtenidos del análisis estructural regional. Mapa geológico modificado de Rodríguez *et al.* (2013b), Álvarez *et al.* (1975), Londoño y González (2002), González y Salazar, 2002, Correa *et al.*, 2018b y Mejía *et al.*, 1983. Leyenda de unidades en Figura 1. Adición de las unidades K2bm: Formación Barroso milonítica, K2Tsm: Tonalita de Santa Fe de Antioquia milonítica y K2Tsf: Tonalita de Santa Fe de Antioquia foliada. Se presentan diagramas de polos y contornos para planos de estratificación y foliación, y diagrama de Diedros Rectos NDA (balón de playa, donde los cuadrantes oscuros denotan extensión y los cuadrantes claros compresión) con ejes de P (presión), B (intermedio), T (tensión) para datos de foliación milonítica con lineación y cinemática.

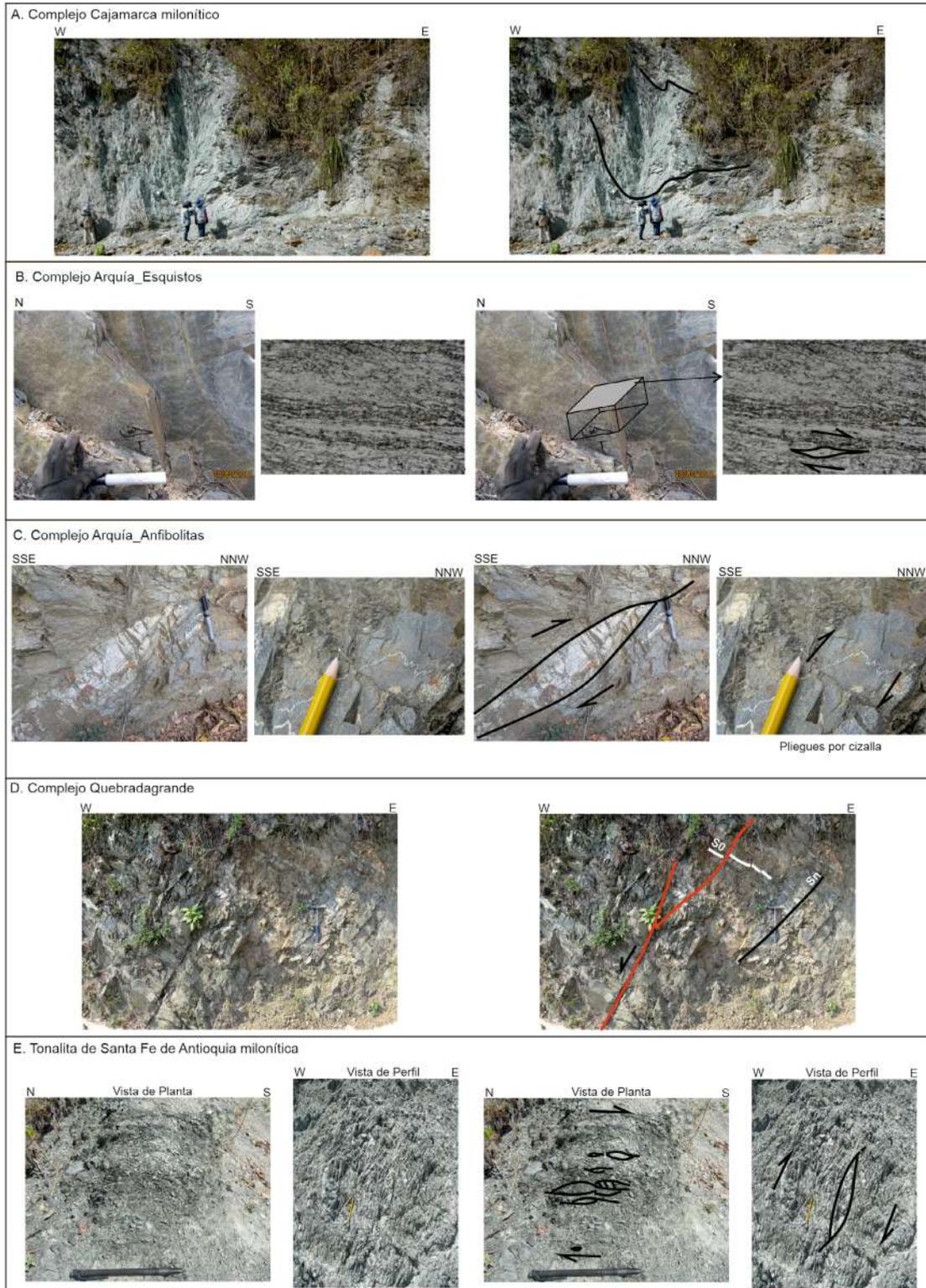
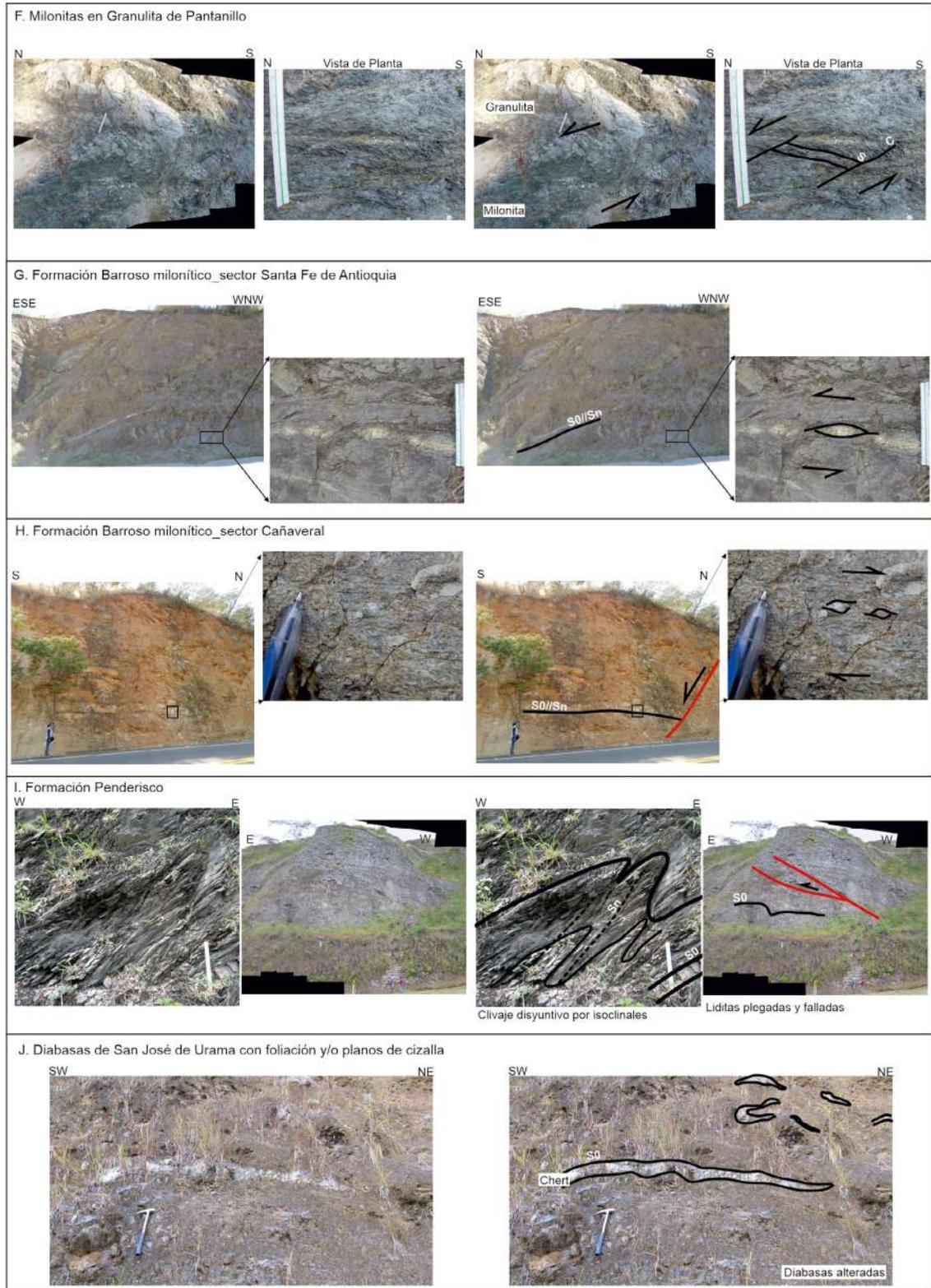


Figura 4. Evidencias de deformación dúctil, dúctil-frágil y frágil en la zona de estudio, e interpretación cinemática (explicación en el texto). **A.** Complejo Cajamarca milonítico. **B.** Complejo Arquía-esquistos. **C.** Complejo Arquía-anfibolitas. **D.** Complejo Quebradagrande. **E.** Tonalita de Santa Fe de Antioquia milonítica. **F.** Milonitas en Granulita de Pantanillo. **G.** Formación Barroso milonítico-sector Santa Fe de Antioquia. **H.** Formación Barroso milonítico-sector Cañaverál. **I.** Formación Penderisco. **J.** Diabasas de San José de Urama con intercapaciones de capas de chert. Derecha fotografías sin interpretación, izquierda fotografías con interpretación.

Continuación Figura 4.



Geoquímica

Los datos geoquímicos analizados en este trabajo se emplearon principalmente para establecer cambios en la composición magmática que puedan proveer información relacionada con los procesos tectónicos. Existen algunas limitantes con esta aproximación, especialmente cuando se intenta obtener información genética de rocas con fuentes mantélicas que han experimentado procesos de diferenciación magmática (e.g. cristalización fraccionada, asimilación cortical, mezcla de magmas) o alteración que modifique la composición original de la fuente (cf. Wilson, 2007). A continuación, se describen las principales características geoquímicas del magmatismo en el sector norte del OcC; se agrupa la información en rocas

plutónicas y volcánicas. El análisis permite rastrear los cambios espaciales en la composición magmática durante el Cretácico-Eoceno. La distribución de las muestras analizadas químicamente se presenta en la Figura 5, la cual permite observar la variabilidad geoquímica en el área.

El registro magmático estudiado incluye datos de las rocas intrusivas: Tonalita de Buriticá, Tonalita de Santa Fe de Antioquia y Stock Monzonítico de Irra, y de las unidades volcánicas: Diabasas de San José de Urama, Complejo Quebradagrande, Formación Barroso, Basaltos de Baudó y Complejo Santa Cecilia – La Equis (Tabla S5).

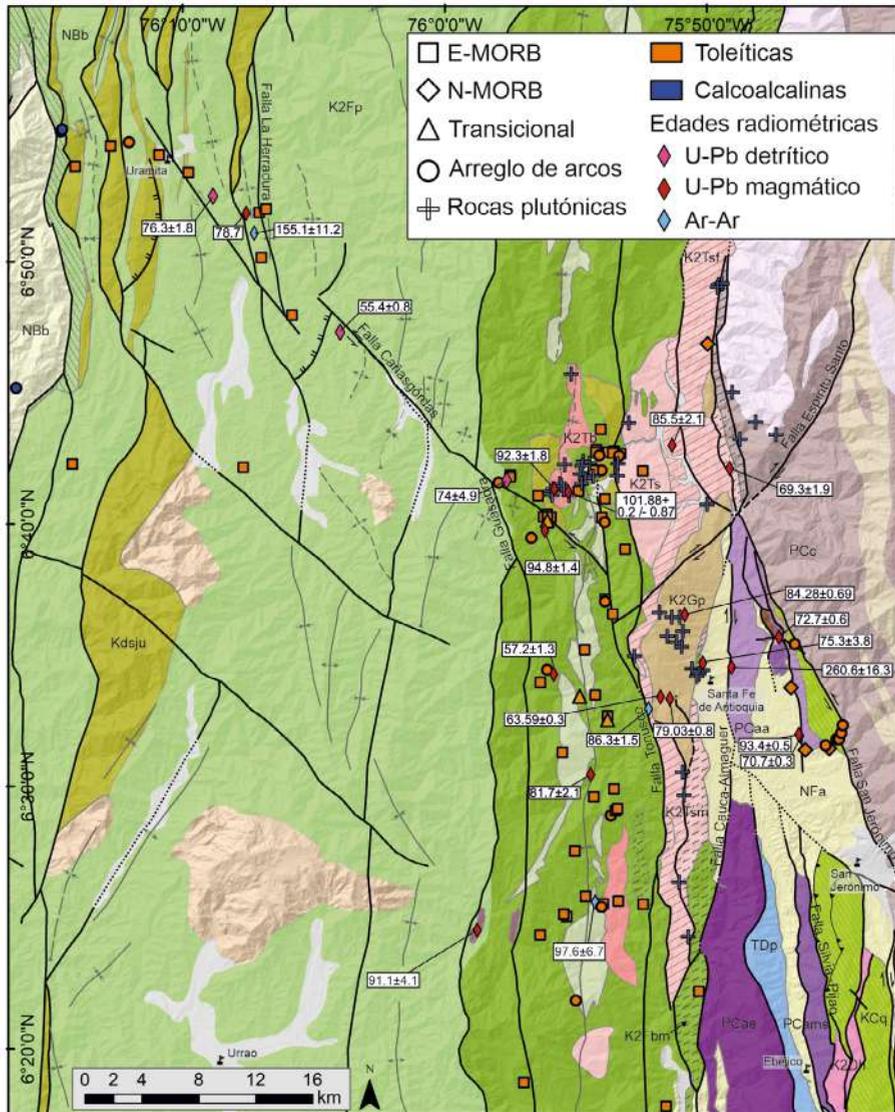


Figura 5. Mapa geológico-estructural donde se observa la distribución espacio-temporal de las muestras analizadas químicamente y las edades radiométricas reportadas para la porción norte del área de estudio. Leyenda de las unidades geológicas en las Figura 1 y 3.

Rocas plutónicas del Cretácico: las rocas plutónicas del Cretácico expuestas en el sector norte del OcC presentan composiciones ácidas (SiO_2 entre 58 y 75% en peso), concentraciones de sodio y potasio entre 4 y 8%, carácter metaluminoso a peraluminoso de bajo, medio y alto grado, firmas de granitoides cálcicos magnesianos (Frost *et al.*, 2001; 2016), y afinidad a las series magmáticas calcoalcalinas (Figura S1A-S1D; Tabla S5).

Las muestras despliegan patrones de enriquecimiento en elementos de radio iónico grande (LILE) y elementos de tierras raras ligeras (LREE) (La_N/Yb_N 1,4-15,1) en comparación con los elementos de alto potencial iónico (HFSE) y de tierras raras pesadas (HREE), respectivamente (Figura S1E-S1F). Adicionalmente, se distinguen anomalías positivas de Ba, Pb y Sr, y negativas de Nb-Ta que caracterizan las rocas relacionadas con ambientes de subducción.

Rocas volcánicas Cretácico-Eoceno: las rocas volcánicas se localizan entre los campos de los basaltos, basalto-andesitas y andesitas, según el diagrama Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996; Floyd y Winchester, 1975) (Figura S2A) y tendencia subalcalina. Las muestras presentan una afinidad inicial con las series magmáticas toleíticas y evolución a las series calcoalcalinas en el Cretácico Superior – Eoceno (Figura S2B). Algunas muestras se disponen a lo largo del arreglo del manto con composiciones cercanas a los campos N-MORB, T-MORB y E-MORB. Sin embargo, se puede observar que un grupo de muestras presenta un aumento en la razón Th/Nb, que las ubica dentro del campo de los arcos volcánicos continentales y oceánicos (Figura S2C). Por otra parte, una aproximación a las condiciones de fusión se muestra en la Figura S2D, donde se emplearon las muestras que pertenecen al arreglo del manto localizándolas en el campo MORB (N-MORB, E-MORB), indicando fusión a bajas profundidades.

Adicionalmente, las rocas volcánicas presentan patrones de enriquecimiento en LILE en comparación con elementos HFSE; se identifican anomalías positivas de Ba, Pb y Sr, y negativas de Nb-Ta, similares a los patrones presentados en las rocas de arco (Figura S2E). En patrones de REE, las rocas del sector norte se caracterizan por un mayor contenido de LREE en comparación con las HREE (La_N/Yb_N 0,26-22,19) y patrones planos de HREE (Figura S2F).

Interpretación de resultados

Características geológico-estructurales de la zona de estudio

A continuación, se interpretan las características geológico-estructurales de las unidades, según la información consignada en la carta cronoestratigráfica de la Figura 2 y los resultados obtenidos en el análisis estructural.

Basamento metamórfico: el basamento metamórfico de la zona de estudio incluye bloques del Complejo Cajamarca y del Complejo Arquía. Según la información de los datos radiométricos publicados para los complejos (Figura 2; Tablas S1 y S3), ambos experimentan metamorfismo Permo-Triásico y son intruidos por cuerpos ígneos de edad Triásica. El Complejo Cajamarca presenta planos de esquistosidad con tendencia N-S. Por su parte, el Complejo Arquía presenta planos de esquistosidad con tendencia NNW-SSE, aunque basados en el análisis de la cinemática de las fallas actuales que limitan el complejo, se sugiere la rotación horizontal antihoraria de estos bloques (flecha azul en Figura 3, cerca de G), que afectaría la tendencia de la foliación metamórfica. Lo anterior también se sugiere en Grajales *et al.* (2020), quienes indican rotaciones antihorarias de al menos 30° en el sector norte del OcC, atribuidas a la orogenia Andina y soportadas por la disposición geométrica de las rocas intrusivas paleógenas, cuyo eje mayor debería ser paralelo a la dirección de desplazamiento de la Placa Farrallón. En este sentido, los complejos llegarían a presentar planos de foliación metamórfica paralela a la tendencia estructural N-S.

A partir de la correlación temporal de los complejos metamórficos (Figura 2), su cercanía espacial en la zona de estudio (~4-8 km; Figura 3) y el patrón de foliación metamórfica aproximadamente N-S, se interpreta que estos experimentaron los eventos Permo-Triásicos documentados para la zona, y que conforman el basamento del borde continental pos-Triásico de la margen NW de Sur América, al ser delimitados por la Zona de Cizalla Romeral (*sensu* Vinasco, 2019). Lo anterior también ha sido concluido por otros autores (*e.g.* McCourt *et al.*, 1984; Aspden *et al.*, 1987; Nivia *et al.*, 2006).

Secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Inferior: el Cretácico Inferior se representa por la parte

basal del Complejo Quebradagrande (González, 1980; Gómez-Cruz *et al.*, 1995), la cual se correlaciona con la Formación Abejorral (González, 1980; Zapata *et al.*, 2019). Esta formación se dispone en discordancia angular sobre rocas metamórficas del Complejo Cajamarca e intrusivos Triásicos (*cf.* Burgl y Radelli, 1962; González, 1980). En este sentido, la secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Inferior se deposita sobre el basamento metamórfico de la margen continental (*cf.* Nivia *et al.*, 2006; Zapata *et al.*, 2019), el cual experimenta un proceso de extensión que da origen a la apertura de una cuenca restringida en el borde NW de Suramérica (*cf.* Cediel *et al.*, 2003; Nivia *et al.*, 2006; Zapata *et al.*, 2019; Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022).

En la actualidad, el registro volcano-sedimentario aflora a modo de franjas N-S a NW-SE, limitado del Complejo Cajamarca por la Falla San Jerónimo (*cf.* Álvarez, 1983; Mejía *et al.*, 1983; Maya y González, 1995; Villagómez *et al.*, 2011; Gómez *et al.* (2015)) y del Complejo Arquía por la Falla Silvia-Pijao (Bustamante *et al.*, 2011; Cochrane *et al.*, 2014; Maya y González, 1995; Ruiz-Jiménez *et al.*, 2012; Vinasco y Cordani, 2012). Bajo un contexto extensional, las relaciones tectónicas y estratigráficas del basamento y la secuencia volcano-sedimentaria, limitadas por las fallas de San Jerónimo y Silvia Pijao, así como el ambiente de formación, permiten interpretar estas importantes estructuras como fallas de cinemática normal, que conformarían un sistema de *grabens* y *horsts* en el borde continental durante el periodo Cretácico (Figura 6). La asignación de la Falla San Jerónimo como falla normal durante el Cretácico Temprano también ha sido sugerido por Zapata *et al.* (2019). Estas estructuras fueron reactivadas a rumbo por procesos tectónicos posteriores, descritos más adelante.

Para el límite Cretácico Inferior-Cretácico Superior (Albiano-Cenomaniano) se reporta una inconformidad entre la parte inferior del Complejo Quebradagrande (o Formación Abejorral) y su parte superior (Zapata *et al.*, 2019; Figura 2). La inconformidad se asocia a procesos de reajuste de la cuenca, que son comunes como respuesta al aumento del proceso extensional, propiciando eventos de transgresión marina y subsecuente depositación de secuencias cíclicas en el borde continental (*cf.* González, 1980; Rodríguez y Rojas, 1985; Nivia *et al.*, 2006).

Secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Superior: las principales unidades volcano-sedimentarias del Cretácico Superior en el sector norte

del OcC comprenden el Complejo Quebradagrande (parte superior), Formación Barroso y Formación Penderisco. Para el Complejo Quebradagrande y la Formación Barroso, se describen secuencias volcano-sedimentarias con basaltos, diabasas, andesitas y tobas intercaladas con capas de chert, lodolitas y areniscas, afectadas por metamorfismo dinámico (Álvarez y González, 1978; González, 1980; Nivia *et al.*, 2006; Vinasco y Cordani, 2012; Correa *et al.*, 2018a). Las edades U-Pb en circón del Complejo Quebradagrande (parte superior) indican una edad de máxima sedimentación y vulcanismo entre 95 y 80 Ma (Cenomaniano-Campaniano; Figura 2; Tabla S1). Por su parte, para la Formación Barroso, las edades bioestratigráficas y radiométricas restringen la sedimentación y vulcanismo entre el Albiano-Campaniano (Figura 2; Tablas S1 y S2). Estos datos permiten sugerir una posible correlación litológica y temporal entre estas dos unidades.

La Formación Penderisco, constituida por facies siliciclásticas y biogénicas/químicas (*cf.* Rodríguez *et al.*, 2013a; Díaz-Cañas, 2015; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020), presenta edades bioestratigráficas y radiométricas entre el Coniaciano-Eoceno (Figura 2). Esta formación se relaciona espacialmente con la unidad Diabasas de San José de Urama (*cf.* Rodríguez *et al.*, 2013b). A escala de afloramiento, las capas de diabasa están intercaladas con capas delgadas de chert y arenisca. La unidad presenta deformación asociada a la actividad de la Falla Cañasgordas y a una respuesta mecánica que acentúa una mayor intensidad de la deformación en las diabasas, por su mayor rigidez (ver Figura 4J); esta deformación ha sido interpretada como evidencia de un contacto fallado (Rodríguez *et al.*, 2013a; Rodríguez y Arango, 2013; Botero, 2017) entre las secuencias. Para las rocas diabásicas se reporta una edad meseta ^{40}Ar - ^{39}Ar en roca total de $155,1 \pm 11$ Ma, calculada con tres pasos contiguos (Rodríguez y Arango, 2013) de baja confiabilidad estadística (*cf.* Schaen *et al.*, 2021), y una edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de 97 ± 6 Ma calculada con más de cinco pasos contiguos (Correa *et al.*, 2018a), de mayor confiabilidad estadística. Con base en las relaciones de campo y la edad ^{40}Ar - ^{39}Ar más confiable, se interpreta que la unidad Diabasas de San José de Urama es contemporánea con la sedimentación del Cretácico Superior.

A partir de las edades reportadas para las formaciones Barroso, Penderisco y Diabasas de San José de Urama, se establece una correlación temporal de las unidades entre el Cenomaniano-Campaniano (Figura 2). Esta interpretación apoya, en parte, un contacto de tipo

concordante para las formaciones (cf. Álvarez y González, 1978; Hoyos-Estrada *et al.*, 1990; Correa *et al.*, 2018b), aunque también puede presentarse una discordancia (cf. GEOESTUDIOS, 2005; Díaz-Cañas, 2015; León *et al.*, 2018) debido a que el vulcanismo y la sedimentación de la Formación Barroso inicia desde el Albiano.

A partir de la correlación temporal, las relaciones estratigráficas y la ubicación espacial de las formaciones, se interpreta un proceso continuo de sedimentación y vulcanismo para el Cretácico Superior (cf. Bourgois *et al.*, 1987; Figura 6) en el borde NW de Suramérica, con aporte de detritos de afinidad continental en la Formación Penderisco (cf. Pardo-Trujillo *et al.*, 2020) y de xenocristales de circón pre-Mesozoicos en rocas subvolcánicas de la Formación Barroso de fuente continental (Cetina *et al.*, 2019) (Figura 6).

Desde el punto de vista estructural, el Complejo Quebradagrande presenta un rumbo promedio NW-SE, tendencia atribuida al control tectónico de las fallas San Jerónimo y Silvia-Pijao, que para este sector mantienen una orientación NNW-SSE (Figura 3). Las secuencias volcano-sedimentarias de las formaciones Barroso y Penderisco presentan un rumbo N-S, atribuido al control tectónico, de oriente a occidente, de las fallas Tonusco, Mistrató, La Herradura y el Sistema de Fallas Dabeiba-Pueblo Rico (Figura 3). Bajo un escenario extensional, estas estructuras controlan los procesos de sedimentación y vulcanismo, con la generación de estratos de crecimiento y anticlinales *roll over* (Figura 7A-7G), asociados a *grabens* y *horsts* durante el periodo Cretácico. El sistema extensional controlaría la variación de facies siliciclásticas en los *horsts* a biogénicas/químicas acompañadas de vulcanismo en los *grabens* (Figura 6).

El gran volumen de magmatismo efusivo máfico que alcanzó la superficie para ese período sugiere la conexión directa con un reservorio de magma poco evolucionado, mediante fracturas que se rellenan con el fundido (e.g. diques y silos) o fundido ascendente a lo largo de fallas normales que permeabilizan la corteza (cf. Frisch *et al.*, 2011; Decarlis *et al.*, 2018; Grajales *et al.*, 2020). Lo anterior muestra condiciones tensionales caracterizadas por la presencia generalizada de diques de composición máfica en la zona de estudio, que afectan las unidades volcano-sedimentarias e intrusivas (Figura 7B) y que se sugieren, operaban como los conductos alimentadores del vulcanismo fisural, al menos hasta el Cretácico Tardío. Este ambiente

tectónico (mecanismo tensional) podría explicar el emplazamiento sin-tectónico de granitoides, que no registran deformación dúctil penetrativa (e.g. Tonalita de Buriticá), preferencialmente en estructuras tales como fallas y ejes de pliegues.

Con base en lo anterior, la zona de estudio durante el Cretácico iniciaría con una cuenca restringida al oriente donde se depositaría la secuencia del Complejo Quebradagrande, seguida, al occidente, por una cuenca de mar abierto, caracterizada por las variaciones de las facies en las formaciones Barroso y Penderisco (Figura 6), y, tentativamente, por la unidad Basaltos del Baudó. La cuenca abierta comenzaría a formarse desde el Albiano y se propagaría hacia el occidente hasta el Eoceno, evidenciado por la generación de una discordancia progresiva en el OcC (Figura 2).

Unidades ígneo-metamórficas del Cretácico Superior:

en el área de estudio, las unidades ígneo-metamórficas del Cretácico Superior que registran deformación dúctil y dúctil-frágil corresponden a la Tonalita de Santa Fe de Antioquia foliada, la Granulita de Pantanillo y la Formación Barroso milonítica (Figura 3).

La Tonalita de Santa Fe de Antioquia (con edades U-Pb en circón entre 86 y 79 Ma, Correa *et al.*, 2018a) intruye a la Formación Barroso (cf. Mejía *et al.*, 1983; Guiral-Vega *et al.*, 2015; Correa *et al.*, 2018a, 2018b) y a la Granulita de Pantanillo (con edades U-Pb entre 87 y 80 Ma, cf. Correa *et al.*, 2018a); de igual manera, se reportan contactos de tipo transicional entre la Granulita de Pantanillo y la Tonalita de Santa Fe de Antioquia (GEOESTUDIOS, 2005). También se describen migmatitas en el núcleo de la Granulita de Pantanillo, con estructuras difusas que indican fusión parcial *in situ* (Figura 7C). Con base en las edades U-Pb reportadas y en la relación estratigráfica, se sugiere una coexistencia entre los procesos ígneo-metamórficos, controlados por condiciones de alta temperatura (>700°C), según el grado metamórfico de la granulita (cf. Rodríguez *et al.*, 2012).

En este trabajo, se reporta un contacto intrusivo de una cataclasita asociada a la Tonalita de Santa Fe de Antioquia con esquistos del Complejo Cajamarca (Figura 7F), lo cual evidencia el posible emplazamiento *in situ* de la unidad en la margen continental.

Las estructuras primarias documentadas en la Tonalita de Santa Fe de Antioquia y en la Granulita de Pantanillo corresponden a planos de foliación magmática y bandeamiento composicional, respectivamente, con una

tendencia estructural NE-SW (Figura 3J-Figura 3K), desarrolladas bajo el mismo campo de deformación que controla su emplazamiento.

La Formación Barroso milonítica aflora en la zona de deformación occidental de la Falla Cauca-Almaguer (Figura 3H-3I) y presenta contacto fallado con la Granulita de Pantanillo y la Tonalita de Santa Fe de Antioquia; este se define por el aumento en la intensidad de la fábrica planar, zonas de cizalla y planos de deslizamientos. El contacto fallado con la Granulita de Pantanillo es de tipo inverso, con un plano de falla buzando al NW y planos de foliación verticalizados y plegados (Figura 7E). A 200 metros de este contacto, se encuentran planos de foliación subhorizontal, afectados por fallamiento normal y generación de pliegues tipo *roll-over* (Figura 7G). Por lo anterior, la inclinación verticalizada de la foliación, así como del plano de contacto fallado, se interpretan como producto de una rotación en la vertical, ocasionada por procesos tectónicos sucesivos. Si se asume lo anterior, el contacto sería de tipo normal con buzamiento hacia el SE para el Cretácico Tardío.

Las anteriores características sugieren que el proceso transtensional es asistido, en este modelo, por magmatismo y metamorfismo que permitiría el desarrollo simultáneo de la foliación milonítica en la Formación Barroso, con un rumbo aproximado NNW-SSE (según la solución de NDA; Figura 3H-3I), semiparalela a la foliación magmática y al bandeamiento composicional de la Tonalita de Santa Fe de Antioquia y la Granulita de Pantanillo, respectivamente. De este modo, el desarrollo de la foliación milonítica presente en los basaltos se asocia con la intrusión del núcleo ígneo-metamórfico en la secuencia volcano-sedimentaria, proceso que trasmite el calor suficiente para que rocas basálticas experimentaran flujo, en dirección NW, SW y, en menor proporción, hacia el SE.

Características de la deformación en la zona de estudio

A partir de la interpretación de las características geológico-estructurales, previamente expuestas, se identifican dos tipos de deformación que condicionan la evolución geológica del sector norte del OcC.

Deformación en régimen extensional: el proceso extensional representa una fase de deformación frágil y dúctil-frágil, con dirección E-W a WNW-ESE (~103°; Figura 1A), que afecta el borde NW de Colombia durante el Cretácico. La deformación frágil opera bajo un mecanismo principalmente mecánico y se caracteriza por la formación de estructuras de tipo

grabens y *horsts*, que limitan las secuencias volcano-sedimentarias del Complejo Quebradagrande, la Formación Barroso y la Formación Penderisco. Los límites mayores de las estructuras de *grabens* y *horsts* se asocian con los trazos de las fallas San Jerónimo, Silvia-Pijao, Tonusco, Guasabra, La Herradura y el Sistema de Fallas Dabeiba-Pueblo Rico, estructuras que actualmente se observan rectificadas, verticalizadas y anastomosadas por la unión de trazos menores y con una cinemática rumbo-deslizante, debido a procesos transpresivos posteriores.

La deformación dúctil-frágil generada durante el régimen extensional opera bajo un mecanismo principalmente mecánico-termal, y se caracteriza por los planos de foliación milonítica de los basaltos de la Formación Barroso y, por la foliación magmática y el bandeamiento composicional de la Tonalita de Santa Fe de Antioquia y la Granulita de Pantanillo, donde todas las estructuras presentan una tendencia similar en el rumbo (Figuras 3H, 3I, 3J, 3K, 7E y 7G).

El proceso extensional da origen a la extrusión vertical de un núcleo ígneo-metamórfico asociado a estructuras tipo *core complex* (Figuras 6, 7D, 7F), que genera el desarrollo de la foliación milonítica en la roca sobreyacente y desencadena el transporte tectónico en varias direcciones, aunque con predominio hacia el W. De igual manera, en la zona de estudio se observan sobrecorrimientos tectónicos asociados al colapso durante la extrusión del *core complex*, definidos por estructuras de bajo ángulo que desarrollan en su frente de transporte tectónico cabalgamientos y vergencia hacia el W (Figuras 7D, 7E).

El *core complex* se caracteriza por: a) presencia de migmatitas y rocas con metamorfismo de alta temperatura (~700°C) y baja presión (< 0,6 GPa), que alcanzan las facies granulita (Granulita de Pantanillo, GEOESTUDIOS, 2005; Rodríguez *et al.*, 2012) y que definen su núcleo; b) variaciones en pocos metros, de facies anfibolita a facies granulita, que indican alto gradiente metamórfico; c) zonas miloníticas de alto y bajo ángulo adyacentes al núcleo del *core complex*, con transporte tectónico al E y W debido a su extrusión tridimensional (Formación Barroso milonítica; Figura 3H-3I); d) áreas con fuerte epidotización que indican percolación de fluidos hidrotermales y cercanía a la transición dúctil-frágil (*cf.* McKenzie y Jackson, 2002; Figuras 7D, 7G); e) niveles estructurales originados a profundidades variables, puestos en contacto fallado en un área de menos de 10 km² (*cf.* Frisch *et al.*, 2011); y f) emplazamiento de rocas plutónicas con

fábrica anisotrópica (foliada), en una zona de cizalla extensional activa (Figura 6; cf. Hutton *et al.*, 1990) y en contacto transicional con rocas metamórficas en facies granulita (GEOESTUDIOS, 2005). Cabe aclarar que varias de estas características también podrían ocurrir en otros ambientes tectónicos compresivos, asociados a canales de subducción con zonas de *melanges* (cf. Barrero, 1979; McCourt *et al.*, 1984; Bustamante *et al.*, 2012).

En el proceso generador del *core complex*, parte de la corteza inferior-media fluye hacia la superficie a través de una zona de cizalla, denominada falla de *detachment* (cf. Crittenden *et al.*, 1980; Lister y Davis, 1989; Frisch *et al.*, 2011). La zona de *detachment* en este trabajo incluye segmentos de las fallas Cauca-Almaguer y Tonusco (Figura 6). La dirección promedio del esfuerzo extensional, identificada en 103° (E-W), presenta una tendencia perpendicular a la generación de las estructuras principales (*grabens* y *horsts*), y permite sugerir que el mecanismo mecánico inicial evoluciona a un proceso mecánico-termal, bajo un mismo tensor de deformación.

Las edades U-Pb en circón entre 87-75 Ma, reportadas en el sector de *core complex*, se relacionan con el periodo de máximo desarrollo del proceso, el cual alcanza una edad mínima de exhumación del núcleo a ca. 75 Ma. Lo anterior con base en la edad U-Pb de la fábrica milonítica reportada en los basaltos de la Formación Barroso (Correa *et al.*, 2018a; Figura 1A), donde se interpreta que el alto gradiente térmico resetearía el sistema isotópico y, por lo tanto, la edad U-Pb de 75,3±3,8 Ma podría representar una edad de deformación. El proceso de exhumación, ca. 87 a 75 Ma, ocasiona el reajuste de algunos sectores de la cuenca y la inversión local de las secuencias volcano-sedimentarias adyacentes (Figura 2), lo cual se correlaciona con las edades entre 90-80 Ma reportadas para las milonitas del Complejo Quebradagrande (cf. Vinasco y Cordani, 2012).

Deformación en régimen transpresional: la deformación transpresional se asocia con el mayor acortamiento que experimentó la zona de estudio durante el límite Cretácico Superior-Paleoceno. Este proceso se evidencia por el desarrollo de planos de foliación milonítica de alto ángulo (>60°), con dirección de transporte principal hacia el NNE y cinemática dextral (Figuras 3 y 4). Particularmente, los planos de foliación milonítica con tendencia NNW-SSE, que afectan la Granulita de Pantanillo y

el Complejo Arquía-anfibolitas, se interpretan como planos rotados en dirección antihoraria (flechas azules de Figura 3), debido a procesos tectónicos posteriores asociados a la deformación Andina (cf. Grajales *et al.*, 2020).

Los planos de foliación milonítica se concentran en los trazos de las fallas Sabanalarga y Cauca-Almaguer, y responden a un vector promedio de esfuerzo máximo horizontal 194°N (Figura 1A), para la porción norte del área de estudio. Esta deformación se ha reportado ampliamente en la literatura como transpresional dextral (cf. McCourt y Aspdén, 1984; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Vinasco y Cordani, 2012; Moreno-Sánchez *et al.*, 2016; Vinasco, 2019), y se corrobora con el análisis de la deformación en esta investigación.

El proceso transpresivo es favorecido por las condiciones térmicas del evento extensional precursor, se superpone progresivamente al mismo y genera la rectificación en rumbo de los planos de la fábrica original. En la actualidad, se identifican amplias zonas anastomosadas de este evento, relacionadas con el sistema de Fallas de Romeral (Kammer, 1993) o Zona de Cizalla de Romeral (Vinasco, 2019; Figura 1A), que incluyen la unión de segmentos menores de fallas normales.

La deformación transpresiva dextral inicia ca. 70-69 Ma, y se evidencia en las milonitas del Complejo Quebradagrande y en una milonita de la Tonalita de Santa Fe de Antioquia (Vinasco y Cordani, 2012; Correa *et al.*, 2018a). Para este tiempo se considera que ocurre la mayor inversión del borde continental por transpresión de las cuencas volcano-sedimentarias del OcC. Este evento transpresivo genera la formación de una cadena montañosa, que en este trabajo se asocia con la orogenia Calima (*sensu* Barrero, 1979). El pulso orogénico asistido por magmatismo (e.g. Stock Monzonítico de Irra, Diorita de Heliconia, Cuarzodiorita de Sabanalarga y Batolito Antioqueño; Figura 2) da origen a la construcción de una expresión topográfica afectada por procesos de colapso y erosión, cuyo levantamiento genera la subsidencia de los depocentros adyacentes, con desplazamiento de estos hacia el nor-noroccidente colombiano. Estos procesos se relacionan con la depositación de nuevas unidades volcano-sedimentarias y con el establecimiento de una discordancia de tipo progresiva (Figura 2).

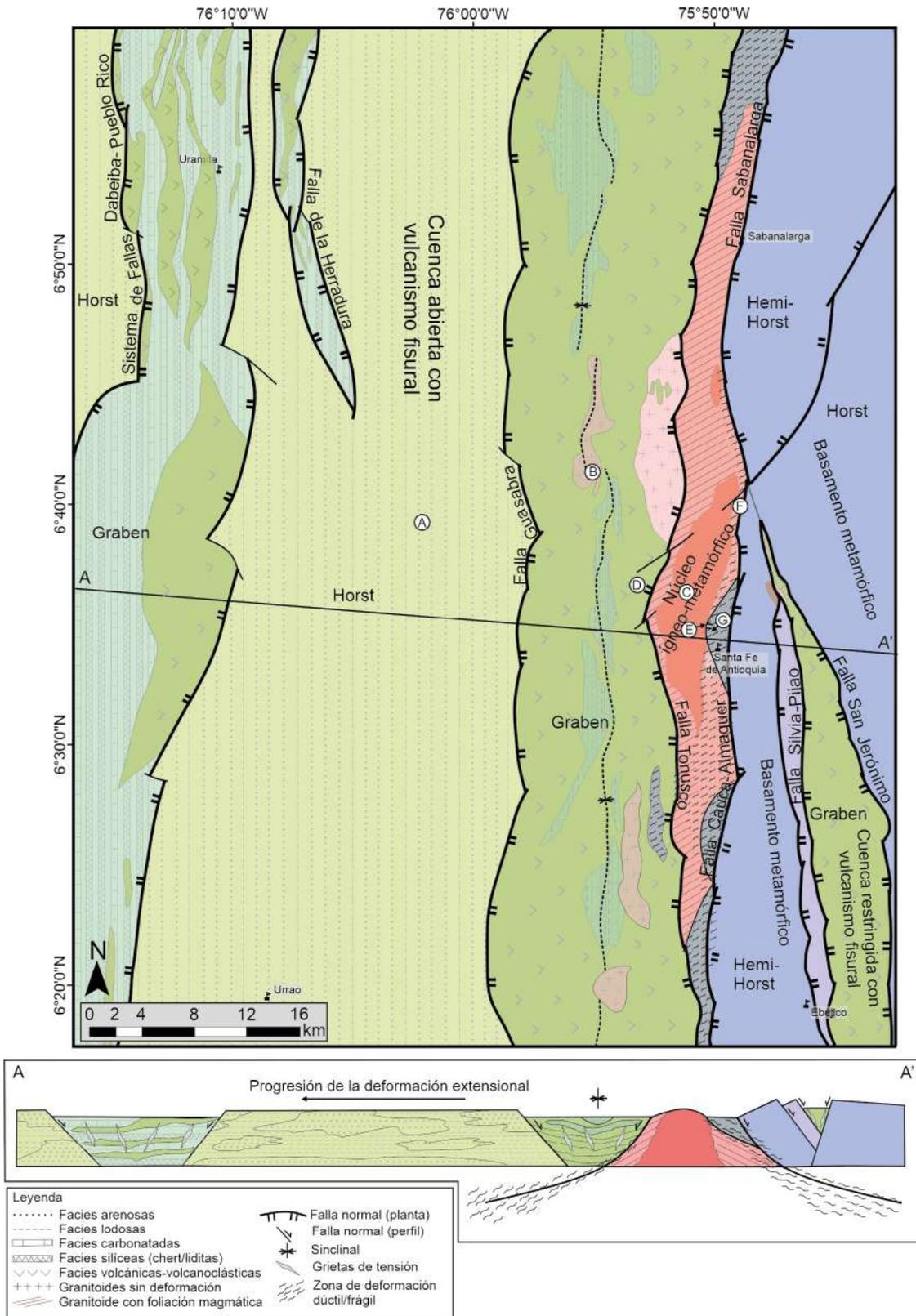


Figura 6. Esquema estructural de la zona de estudio para el Cretácico Superior (~75 Ma), sin tener en cuenta el acortamiento ocasionado por los eventos contractivos-transpresivos posteriores. Los números en el mapa corresponden a la localización de los afloramientos de la Figura 7.

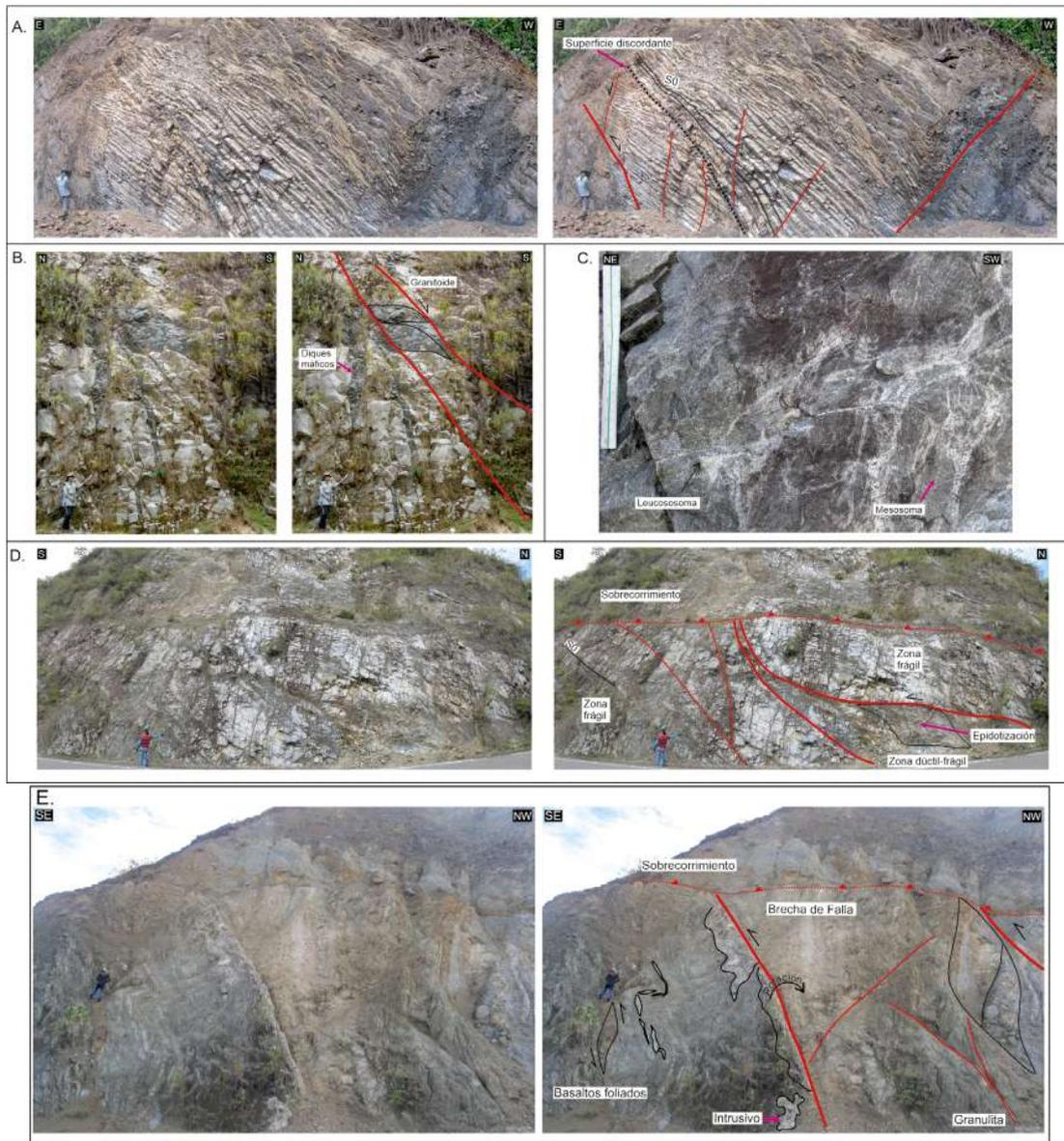
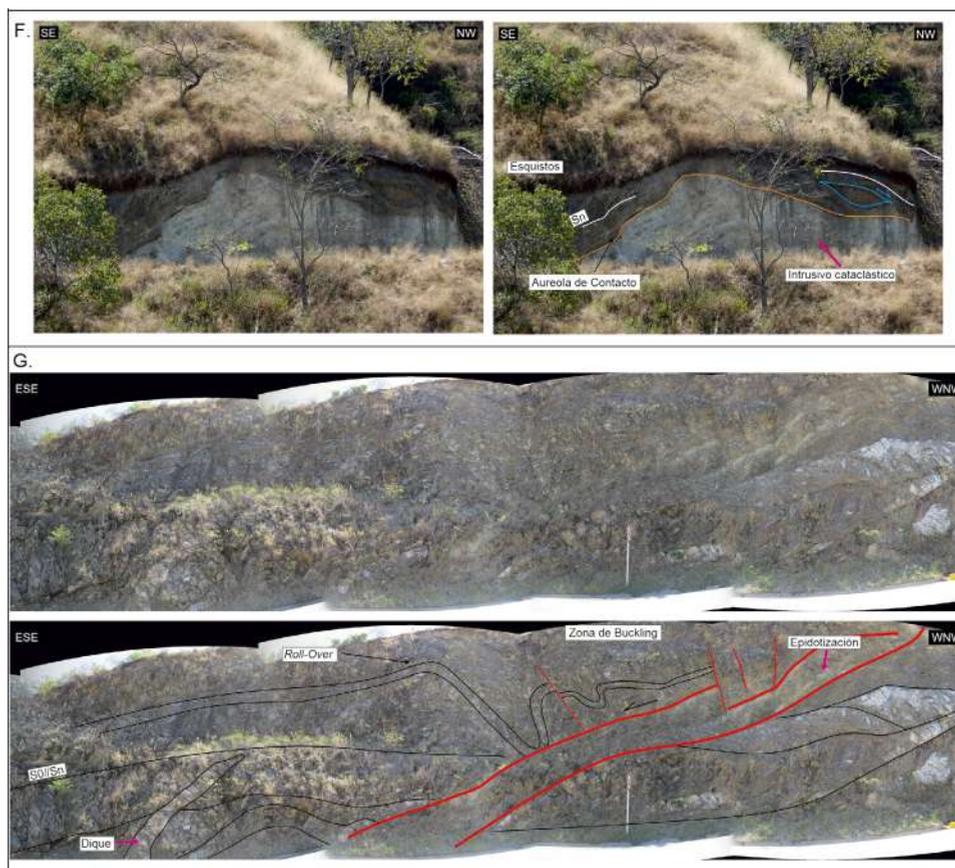


Figura 7. Evidencias de campo que sustentan el modelo propuesto. Localización de afloramientos en la Figura 6. **A.** Sucesión de capas de areniscas, lodolitas y chert con variaciones de espesor, ligeramente más grueso hacia la derecha de la imagen. Se resalta una superficie discordante intraformacional que denota control estructural en la depositación extensional. Se observa fallamiento de tipo normal, con sectores parcialmente invertidos. **B.** Granitoide intruido por diques máficos. En el lado izquierdo de la imagen se observa el bloque yacente de una falla normal, el cual presenta diques y diaclasas verticales en una zona de deformación frágil. En el lado derecho se observa el bloque colgante con desarrollo de objetos de forma sigmoidal en fragmentos de roca que indican una cinemática normal, en una zona de deformación dúctil-frágil. **C.** Migmatita: estructura difusa, con leucosoma interconectado que envuelve el mesosoma. La estructura indica fusión parcial. Leucosoma: tonalita (PI+Qz+Hbl); Mesosoma: granulita de grano fino a medio. **D.** Intercalaciones de basaltos y tobas. Se observan dos niveles estructurales: deformación dúctil-frágil con epidotización en contacto con niveles de deformación frágil. Los niveles son sellados en la parte superior por un sobrecorrimiento con dirección de transporte al occidente en estructuras de bajo ángulo. **E.** Contacto fallado entre rocas metamórficas (granulitas) con rocas volcánicas (basaltos). Se observan indicadores cinemáticos en régimen dúctil-frágil, con una zona de falla sub-vertical donde se presentan intrusivos menores en el bloque yacente, y roca molida y sigmoides en el bloque colgante. Los basaltos se encuentran foliados y plegados. En la parte superior se observa un sobrecorrimiento con dirección de transporte al occidente en estructuras de bajo ángulo. **F.** Contacto intrusivo con generación de aureola de contacto en la roca caja, la cual presenta foliación subhorizontal. Se presenta indicadores cinemáticos de transporte normal. **G.** Secuencia de basaltos afaníticos y microporfíricos. Se observa en la parte inferior izquierda de la imagen el S_0/S_n levemente plegado, afectado por un dique máfico, y en la parte superior derecha se presenta un pliegue *roll-over* y sectores con epidotización. Derecha, fotografías sin interpretación; izquierda, fotografías con interpretación.

Continuación Figura 7.



El evento de transpresión dextral y la discordancia progresiva son posdatados, en el flanco occidental de la Cordillera Central, por cuerpos ígneos posttectónicos del Cretácico Superior-Paleoceno (*e.g.* Stock de Manizales con edad U-Pb en circón de $59,8 \pm 0,7$ Ma, Bayona *et al.*, 2012; Stock del Hatillo con edades U-Pb en circón entre 54-53 Ma, Bayona *et al.*, 2012; Bustamante *et al.*, 2017).

Evaluación del magmatismo a partir de la geoquímica

El registro magmático del OcC se caracteriza por tener magmas básicos (unidades volcánicas) y ácidos (unidades plutónicas) con afinidad toleítica que evolucionan progresivamente a calcoalcalina (Figuras S1 y S2). El carácter metaluminoso y los valores de ϵ_{Ndt} (*ca.* 7; Weber *et al.*, 2015) reportados en las unidades plutónicas (Tonalita de Buriticá y Tonalita de Santa Fe de Antioquia) indican posibles fuentes de origen mantélico. La clasificación de estas muestras como granitoides magnésicos-cálcicos podrían indicar que son el resultado de la diferenciación de rocas con un alto contenido de aluminio (basaltos o andesitas ricas en Al, Frost *et al.*, 2016). Adicionalmente, la

presencia de enclaves microgranulares máficos y cristales de titanita y hornblenda (Correa *et al.*, 2018a; González y Londoño, 2002; Vinasco, 2001) evidencian condiciones hidratadas, con moderada fugacidad de oxígeno (Glazner *et al.*, 2008) y mezclas de magmas (Hibbard, 1995). Para las unidades volcánicas, se han reportado valores isotópicos de ϵ_{Ndt} que varían entre 5,7-7,4 para la Formación Barroso (Cetina *et al.*, 2019), y entre 8,06 y 8,66 para los Basaltos de Baudó (Kerr *et al.*, 1997). Estos valores indican fuentes de origen mantélico, y la variabilidad que presentan las muestras puede relacionarse a la interacción con materiales de origen cortical (*cf.* Cetina *et al.*, 2019).

Los análisis geoquímicos (para las rocas volcánicas y plutónicas) en diagramas multielementales, normalizados en la composición del manto primitivo, muestran enriquecimiento en LILE y LREE con relación a HFSE y HREE, anomalías positivas de Ba, Sr y Pb, y negativas de Nb-Ta. Estas características son típicas de rocas relacionadas con subducción en arcos continentales o de islas (Wilson, 2007). Sin embargo, la coexistencia de rocas con afinidad

toleítica y calcoalcalina asociadas a una misma unidad (e.g. Complejo Quebradagrande, Formación Barroso), con muestras localizadas a pocos kilómetros (Figura 5), al igual que su evolución desde arreglos del manto a los de arcos (Figura S2C), la fusión de rocas a bajas profundidades (Figura S2D) y el posterior emplazamiento de magmas en la Cordillera Occidental durante el Paleoceno-Eoceno en una corteza de borde continental con un espesor <25-30 km (Grajales *et al.*, 2020), sugieren que las rocas del Cretácico-Paleoceno del OcC se generaron en cortezas atenuadas afectadas por procesos extensionales.

Discusión

Las rocas profundas de la corteza y del manto se exhuman en un modelo extensional de tipo *core complex* en tres estructuras principales: *core complex* metamórficos, *core complex* oceánicos y márgenes pobres en magmas (Brun *et al.*, 2018). Los *core complex* metamórficos corresponden a estructuras en forma de domo dentro del cual rocas profundas de la corteza y el manto, milonitizadas al menos en su parte superior, son separadas de rocas de grado bajo o no metamorfozadas, localizadas por encima de la zona de despegue extensional con inmersión superficial (Brun *et al.*, 2018).

La identificación de los *core complex* y las fallas de despegue (*detachment*) se asocia a un proceso de gran magnitud extensional, y fueron inicialmente identificadas en la Cordillera de Norte América (Coney, 1980; Armstrong, 1982) y poco después en la mayoría de los dominios orogénicos, desde el Fanerozoico (Dewey, 1988; Burg *et al.*, 1994) al Precámbrico (Neumayr *et al.*, 1998; Cosca *et al.*, 1995). Estas estructuras han cambiado considerablemente el entendimiento de la deformación a escala litosférica.

Las estructuras del OcC, tales como zonas de deformación milonítica subhorizontales, rotación de bloques, exposición de diferentes niveles estructurales, relaciones estratigráficas complejas y coexistencia de procesos geológicos (sedimentación, vulcanismo, plutonismo y metamorfismo) en el mismo lapso y en un área muy restringida, se asemejan a las características que definen, en parte, los modelos de tipo *core complex* del occidente de Norteamérica (Crittenden *et al.*, 1980; Armstrong, 1982). En los modelos de tipo *core complex*, el *detachment* separa un segmento superior, afectado por deformación extensional frágil, de un núcleo constituido por rocas plutónicas y metamórficas afectadas por deformación dúctil y metamorfismo

sinextensional que puede alcanzar la facies anfibolita (cf. Crittenden *et al.*, 1980; Lister y Davis, 1989). En estos modelos, los despegues en la base de los bloques colgantes se disponen inclinados hacia afuera del núcleo de basamento, debido, probablemente, al proceso de abombamiento del núcleo durante la extensión (Spencer, 1984; Miller *et al.*, 1983). Algunos autores (Wernicke *et al.*, 1987; Gans *et al.*, 1985; Armstrong y Ward, 1991) resaltan la ubicación de los *core complex* del occidente de los Estados Unidos dentro de áreas afectadas por magmatismo Cenozoico, y destacan la importancia del debilitamiento térmico de la corteza para producir zonas favorables para el colapso extensional (Kusznir y Park, 1987).

Tal como en los *core complex* del occidente de Norteamérica, se sugiere que el área oriental del OcC experimentó deformación extensional, en una zona de alto flujo calórico, que se relaciona con la cercanía al eje magmático Cretácico de la Cordillera Central colombiana. Sin embargo, a pesar de las similitudes identificadas, también existen importantes diferencias; la principal es que en la mayoría del OcC, la deformación puede variar a un dominio netamente frágil tanto en el núcleo yacente del basamento (o de las unidades deformadas) como en los bloques colgantes extensionales, esto se relaciona posiblemente con las similitudes reológicas de los materiales, los grandes volúmenes magmáticos (flujos de basaltos), la hidratación del sistema y la variación en la profundidad del límite dúctil-frágil.

Adicionalmente, la extensión en el OcC no se relaciona con un colapso post-orogénico, como es el caso de los modelos tipo *core complex* de los Estados Unidos, donde se ha propuesto que después de una fase de engrosamiento cortical relacionada con un acortamiento tectónico (Coney, 1980; Coney y Harms, 1984) se produce un proceso extensional acompañado por ascenso (sinextensional) de rocas ubicadas originalmente en los niveles medios de la corteza, desencadenado por colapso del orógeno (Armstrong, 1982; Lister y Davis, 1989; Block y Royden, 1990; Malavielle y Taboada, 1991). En el caso del OcC, por el contrario, se sugiere que el proceso está relacionado más a un debilitamiento termal rápido y eficiente del borde continental, al formarse cuencas marinas con vulcanismo fisural, abortadas durante el periodo Cretácico, con generación de secuencias ofiolíticas. Durante este evento, se propone que la corteza del OcC debió estar relativamente delgada, ya que no existen evidencias mayores de deformación compresiva pre-Cretácica en este sector de la margen NW Suramericana.

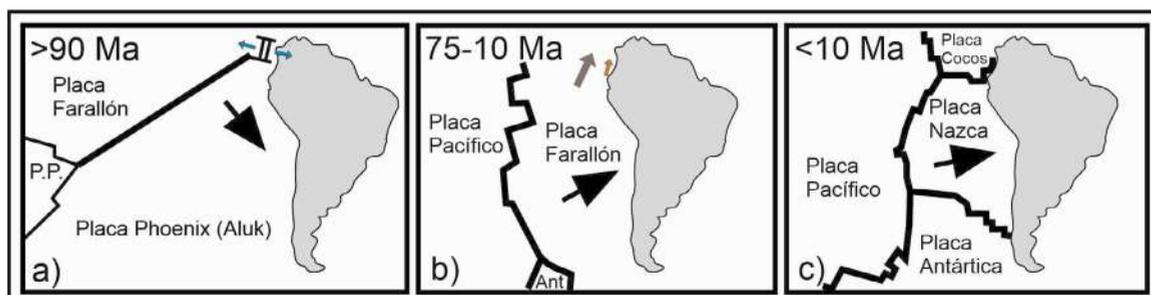


Figura 8. Configuración tectónica durante A. Cretácico Inferior tardío. B. Cretácico Superior a Mioceno tardío. C. Mioceno tardío al presente (modificado de Pardo-Casas y Molnar (1987) en Charrier *et al.*, 2007). PP: Placa Pacífico. Flechas azules indican dirección de extensión calculada (103°N), flecha naranja indica dirección de compresión calculada (194°N) y flecha marrón corresponde al vector de convergencia de la Placa Farallón, según Liu *et al.* (2008) y Martinod *et al.* (2010) para el Cretácico Tardío.

La deformación extensional propuesta en esta investigación sería un proceso directamente unido a un pulso magmático significativo del Albiano-Cenomaniano, registrado en diversos sectores de la margen sudamericana durante el periodo de una rápida expansión oceánica, ocurrida en el Pacífico entre los 125 y 90 Ma (*Superplume event*; Larson y Pitman, 1972; Larson, 1991; Figura 8). La rápida expansión oceánica en las dorsales Farallón-Phoenix a 125 Ma y Farallón Sur-Phoenix a 117 Ma (Duncan y Hargraves, 1984; Hochmuth *et al.*, 2015) pudo desencadenar el aumento del magmatismo en la margen, proceso que ocasionó el incremento de la convección secundaria inducida en la cuña astenosférica bajo el borde suramericano de Chile y Perú (Toksöz y Bird, 1977; Hsui y Toksöz, 1981), y que en Colombia desencadenó la extensión de la margen, el debilitamiento termal de la corteza y el colapso extensional durante la formación de las cuencas volcano-sedimentarias en el OcC. La paleografía de ese periodo incluye una corteza atenuada y adelgazada, vulcanismo fisural en *grabens* volcano-tectónicos, fallas normales lítricas en los bordes de las depresiones, magmatismo tensional y metamorfismo en facies anfibolitas-granulita (Figura 6).

Las evidencias de metamorfismo que se relacionan con el proceso de deformación extensional incluyen los siguientes eventos metamórficos reportados para el OcC (cf. Barrero, 1979; Bourgois *et al.*, 1987; McCourt *et al.*, 1984; Nivia *et al.*, 2019; Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022):

1. Tres estados metamórficos M1, M2 y M3 en el Complejo Arquía (Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022), donde el estado M2 y M3 se asocian con el proceso extensional. El estado M1 presenta un metamorfismo de alta presión que es sobreimpuesto por el estado M2 y M3 (Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022). El estado M2 registra facies transicionales

anfibolita superior a granulita de alta presión, y menores segregados leucocráticos asociados con fusión parcial; el estado M3 está asociado a facies retrogradadas bajo condiciones de las facies esquistos verdes de epidota a anfibolita, producto de un evento de exhumación final (Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022). Para el proceso, se reportan estimaciones en un patrón horario de P-T, con un estado M1 que se genera entre 18,2-24,5 kbar y 465-580°C, una sobreimposición termal del estado M2 dentro de 6,5-14,3 kbar y 580-720°C y un estado M3 final retrogrado por debajo de 6,5-11 kbar y 286-400°C (Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022). Estas rocas de alta presión, que incluyen esquistos azules y eclogitas anfibolitizadas del Complejo Arquía (González, 2001; Bustamante *et al.*, 2011, 2012; García-Ramírez *et al.*, 2017; Bustamante y Bustamante, 2019), registran edades mesetas $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en moscovita alrededor de 120 Ma, interpretadas como la edad mínima para el evento de exhumación que, a su vez, genera foliación milonítica, y cuyo pico metamórfico sería más antiguo (ca. 125-150 Ma; Bustamante, 2008).

2. Metamorfismo sobreimpuesto en rocas máficas-ultramáficas correspondientes al Macizo Ofiolítico de Ginebra (McCourt, 1984; Nivia *et al.*, 2019) y el Complejo Máfico-Ultramáfico de Bolívar (Barrero, 1979). En el Macizo Ofiolítico de Ginebra se reportan dos eventos metamórficos (Nivia *et al.*, 2019). El evento M1 registra facies esquistos verdes superior a anfibolita superior, evidenciado por la uralitización de rocas de composición gabroica por hidratación en condiciones estáticas; este es atribuido al proceso de emplazamiento y entrada de agua de mar a los ambientes de la cámara magmática (Nivia *et al.*, 2019). El evento M2, asociado a metamorfismo dinámico en facies

anfíbolita superior (650-750°C), se atribuye a la instalación de una zona de cizalla dextral, que favorece el emplazamiento del Batolito de Buga (McCourt, 1984; Nivia, 2001; Nivia *et al.*, 2019). Las edades radiométricas reportadas para este macizo indican una edad de emplazamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar en clinopiroxeno de $140 \pm 3,1$ Ma (Nivia *et al.*, 2019), una edad de alteración hidrotermal ^{40}Ar - ^{39}Ar entre 92 y 95 Ma (González, 2010) y una edad de metamorfismo dinámico ^{40}Ar - ^{39}Ar de $90,8 \pm 0,8$ Ma (Nivia *et al.*, 2019).

Por su parte, para el Complejo Máfico-Ultramáfico de Bolívar se reportan dos eventos metamórficos por anfíbolitización (Barrero, 1979). El evento M1 genera rocas con fuerte foliación en facies anfíbolita a granulita y es asociado a la anfíbolitización en rocas basálticas ocasionada por metamorfismo de contacto (Barrero, 1979; Bourgeois *et al.*, 1982). El evento M2 se relaciona con la anfíbolitización producto de un evento metasomático rico en agua, inducido por fallas profundas que permiten la entrada de agua de mar a ambientes de la cámara magmática (Barrero, 1979; Nivia, 1996). Para el complejo ultramáfico-máfico se reportan edades radiométricas ^{40}Ar - ^{39}Ar entre 98 y 74 Ma y una edad K-Ar de 88 Ma, donde las edades de 74 y 88 Ma son asociadas a los eventos de anfíbolitización (Barrero, 1979; Serrano *et al.*, 2011). Adicionalmente, para pegmatitas que intruyen la unidad, se reportan edades meseta ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda entre 96-88 Ma (Kerr *et al.*, 2004) y edades de cristalización U-Pb en circón entre 95 y 97 Ma (Villagómez, 2010; Villagómez *et al.*, 2011). Los eventos de metamorfismo registrados en estas rocas máficas-ultramáficas se pueden asociar a la exhumación de cámaras magmáticas y a su interacción con cuencas marinas, durante el proceso extensional.

Integrando los eventos de metamorfismo, la exhumación de rocas que representan cámaras magmáticas, la presencia de grandes volúmenes magmáticos y las zonas de deformación dúctil, registrados en varios sectores del OcC, se sugiere que el mecanismo extensional es asistido por la migración progresiva de una anomalía térmica, con la capacidad de sobreimponer condiciones de las facies anfíbolita a granulita (580-720°C; Barrero, 1979; GEOESTUDIOS, 2005; Rodríguez *et al.*, 2012; Nivia *et al.*, 2019; Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022) desde el sur a *ca.* 140 Ma a 120 Ma (Bustamante, 2008; Nivia *et al.*, 2019), hacia el norte del país a *ca.* 90 a 80 Ma (Correa *et al.*, 2018a). Además, otros

cuerpos de granulita-anfíbolita han sido reportados en la Cordillera Occidental de Ecuador (*e.g.* Amortegui *et al.*, 2011), lo que sugiere continuidad del proceso planteado en latitudes más hacia el sur.

Desde el punto de vista geoquímico, las firmas toleíticas a calco-alcalinas obtenidas en las rocas ígneas del OcC han promovido la formulación de escenarios tectónicos que relacionan una meseta oceánica con zona de subducción asociada, para el Cretácico Superior (*cf.* Nivia, 1996; Kerr *et al.*, 1997; Nivia *et al.*, 2006; Villagómez *et al.*, 2011; Jaramillo *et al.*, 2017; Hincapié-Gómez *et al.*, 2017; Cetina *et al.*, 2019; Zapata *et al.*, 2019). Sin embargo, estas firmas pueden ser generadas por otros mecanismos tectono-magmáticos que aún no se han considerado para OcC. Por ejemplo: 1) evolución magmática en sistemas abiertos, con procesos de asimilación cortical y mezcla de magmas que pueden modificar considerablemente la composición química de los magmas precursores (*cf.* DePaolo, 1981; Tegner *et al.*, 2005; Clarke, 2007) y 2) magmatismo como resultado de la extensión litosférica, atenuación y consecuente fusión por descompresión de un manto litosférico previamente metasomatizado (Hooper *et al.*, 1995; Hawkesworth *et al.*, 1995; Roşu *et al.*, 2004). En este trabajo se propone la actuación de ambos mecanismos para explicar las firmas toleíticas a calcoalcalinas que exhiben las unidades ígneas expuestas en la zona de estudio y su variabilidad.

Finalmente, la deformación transpresiva dextral ocurrida a los *ca.* 70 Ma y que responde a un esfuerzo compresivo máximo de 194°N , se relaciona con el vector de convergencia de la Placa Farallón, el cual para ese período se reporta en *ca.* 205°N (Liu *et al.*, 2008; Martinod *et al.*, 2010; Figuras 1 y 8). Lo anterior sugiere que el ángulo de convergencia de la Placa Farallón transfiere el esfuerzo máximo horizontal que afecta el borde continental, generando un movimiento dextral en las estructuras generadas en el régimen extensional con tendencias N-S, y un transporte tectónico hacia el NNE.

Conclusiones

En el sector norte del OcC se documentan dos procesos de deformación, asistidos por magmatismo y con generación de eventos metamórficos:

a) *Deformación de carácter extensional*: esta deformación genera estructuras de tipo *graben* y *horst* que controlan la sedimentación y el vulcanismo de la

zona, bajo un esfuerzo mínimo horizontal de 103°N durante todo el Cretácico. El proceso extensional mecánico inicial es asistido por magmatismo, que evoluciona a un proceso mecánico-termal que registra el incremento de la temperatura y acelera el adelgazamiento cortical. Lo anterior impulsa un proceso deformativo formado bajo un régimen dúctil-frágil, que genera el desarrollo de una foliación milonítica de bajo a intermedio ángulo (~20° a 45°) en unidades adyacentes a las estructuras regionales, y alcanza a evolucionar en algunos sectores a un modelo tipo *core complex*, con generación y exhumación de núcleos ígneo-metamórficos de las facies anfibolita superior-granulita (Figura 6).

b) *Deformación de carácter transpresional dextral*: esta deformación reutiliza la fábrica extensional previa, actuando bajo un esfuerzo máximo horizontal de 194°N, durante el límite Cretácico Superior-Paleoceno. La transpresión aprovecha las condiciones térmicas del evento extensional, se sobreimpone al mismo y genera la rectificación (o reactivación) en rumbo de los planos originales de esta fábrica, dando origen al desarrollo de amplias zonas anastomosadas a partir de la unión de segmentos de fallas normales menores. La deformación se concentra en el borde occidental de la Cordillera Central, donde progresivamente va generando la inversión de la margen y el desplazamiento de los depocentros hacia el nor-noroccidente (Figura 2). Este evento transpresivo dextral genera en la margen NW de Sur América levantamiento, construcción de relieve, colapso, erosión, desplazamiento de depocentros y cierre de cuencas del borde continental hacia el nor-noroccidente colombiano, y corresponde al proceso contractivo originalmente definido para el lapso Santoniano-Mastrichtiano como orogenia Calima por Barrero (1979).

Agradecimientos

Los autores agradecen al Servicio Geológico Colombiano, por proporcionar el tiempo necesario para realizar el documento y permitir desarrollar el trabajo de campo a través del Grupo de Tectónica de la Dirección de Geociencias Básicas. Agradecen al Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego, por sus valiosos comentarios y sugerencias para mejorar el manuscrito. También agradecen los valiosos comentarios y sugerencias de los revisores, profesor Andreas Kammer y evaluador 2, que mejoraron sustancialmente el artículo.

Referencias

- Allmendinger, R.W.; Cardozo, N.C.; Fisher, D. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge University Press.
- Álvarez, J.; Eckardt, F. (1970). Geología detallada de la parte suroeste del Cuadrángulo I-8. Tesis, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Álvarez, J.; Rico, H.; Vásquez, H.; Hall, R.; Blade, L. (1975). Geología de la Plancha 115 Toledo. Escala 1:100.000. INGEOMINAS-US Geological Survey.
- Álvarez, E.; González, H. (1978). Geología y geoquímica de la Plancha I-7 (Urrao). Mapa escala 1:100.000. INGEOMINAS, Informe 1761, 347 p.
- Álvarez, A.J. (1983). Geología de la Cordillera Central y el Occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesocenoicos. *Boletín Geológico*, 26(2), 1-175.
- Armstrong, R.L. (1982). Cordilleran metamorphic core complexes from Arizona to southern Canada. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10, 129-154. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.10.050182.001021>
- Armstrong, R.L.; Ward, P. (1991). Evolving geographic patterns of Cenozoic magmatism in the North American Cordillera: the temporal and spatial association of magmatism and metamorphic core complexes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13201-13224. <https://doi.org/10.1029/91JB00412>
- 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>
- Amortegui, A.; Jaillard, E.; Lapierre, H.; Martelat, J.E.; Bosch, D.; Bussy, F. (2011). Petrography and geochemistry of accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador.

- Geochemical Journal*, 45(1), 57-78. <https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0091>
- Avellaneda-Jiménez, D.S.; Cardona, A.; Valencia, V.; Barbosa, J.S.; Jaramillo, J.S.; Monsalve, G.; Ramírez-Hoyos, L. (2020). Erosion and regional exhumation of an Early Cretaceous subduction/accretion complex in the Northern Andes. *International Geology Review*, 62(2), 186-209. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1596042>
- Avellaneda-Jiménez, D.S.; Cardona, A.; Valencia, V.; León, S.; Blanco-Quintero, I.F. (2022). Metamorphic gradient modification in the Early Cretaceous Northern Andes subduction zone: A record from thermally overprinted high-pressure rocks. *Geoscience Frontiers*, 13(2), 101090. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.09.019>
- Babín-Vich, R.B.; Gómez-Ortiz, D. (2010). Problemas de geología estructural. 5. Rotaciones. *Reduca*, 2(1), 57-73.
- Barrero, D.; Vesga, C. (1976). Mapa Geológico del Cuadrángulo K-9, Armero y mitad sur del J-9, La Dorada. Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- Barrero, D. (1979). Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia. Publicaciones Especiales INGEOMINAS, 4, 1-75.
- Bayona, G.; Cardona, A.; Jaramillo, C.; Mora, A.; Montes, C.; Valencia, V.; Ayala, C.; Montenegro, O.; Ibáñez-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, 97-111. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.015>
- Bedoya, R.D.; Toro, L.M. (1996). Petrografía de las metamorfitas del flanco oriental de la Cordillera Central, entre el municipio de Mariquita y el río Lagunillas. Universidad de Caldas, Manizales. Inédito.
- Blanco-Quintero, I.F.; García-Casco, A.; Toro, L.M.; Moreno, M.; Ruiz, E.C.; Vinasco, C.J.; Cardona A.; Lázaro, C.; Morata, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15), 1852-1872. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.963710>
- Block, L.; Royden, L.H. (1990). Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9(4), 557-567. <https://doi.org/10.1029/TC009i004p00557>
- Botero, G. (1963). Contribución al conocimiento de la geología de la Zona Central de Antioquia. Anales de la Facultad de Minas, 57, 101p.
- Botero, M.G. (2017). Proveniencia y estilo estructural de la Formación Penderisco y las Sedimentitas de Beibaviejo en el corte Uramita – Dabeiba: relación con la evolución del Bloque Panamá – Chocó (PCB). Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Bourgeois, J.; Calle, B.; Tournon, J.; Toussaint, J.F. (1982). The andean ophiolitic megastructures on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera-Valle Colombia). *Tectonophysics*, 82(3-4), 207-229. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(82\)90046-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90046-4)
- Bourgeois, J.; Toussaint, J.F.; González, H.; Azema, J.; Calle, B.; Desmet, A.; Murcia, L.; Acevedo, A.; Parra, E.; Tournon, J. (1987). Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics*, 143(4), 307-327. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90215-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90215-0)
- Brun, J.P.; Sokoutis, D.; Tirel, C.; Gueydan, F.; Van Den Driessche, J.; Beslier, M.O. (2018). Crustal versus mantle core complexes. *Tectonophysics*, 746, 22-45. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.017>
- Burg, J.P.; Van Den Driessche J.; Brun, J.P. (1994). Syn to post-thickening extension in the Variscan Belt of western Europe: Modes and structural consequences. *Geologie de la France*, 3, 33-51.
- Burgl, H.; Radelli, L. (1962). Nuevas localidades fosilíferas en la Cordillera Central de Colombia (S.A.). *Geología Colombiana*, 3,133-138.
- Burke, K. (1988). Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201-230. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.001221>

- Bustamante, A. (2008). Geotermobarometría, geoquímica, geocronología e evolución tectónica das rochas da fácies xisto azul da Colômbia nas áreas de Jambaló (Cauca) e Barragán (Valle del Cauca). Teses de Doutorado, Universidade do São Paulo, Brasil.
- Bustamante, C.; Bustamante, A. (2019). Two Cretaceous subduction events in the Central Cordillera: Insights from the high P–low T metamorphism. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachón (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 485-498). Volume 2. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.14>
- Bustamante, A.; Juliani, C.; Hall, C.M.; Essene, E.J. (2011). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from blueschists of the Jambaló region, Central Cordillera of Colombia: implications on the styles of accretion in the Northern Andes. *Geologica Acta*, 9(3-4), 351-362. <https://doi.org/10.1344/105.000001697>
- Bustamante, A.; Juliani, C.; Essene, E.J.; Hall, C.M.; Hyppolito, T. (2012). Geochemical constraints on blueschist- and amphibolite-facies rocks of the Central Cordillera of Colombia: The Andean Barragán region. *International Geology Review*, 54(9), 1013-1030. <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.594226>
- Bustamante, C.; Archanjo, C.J.; Cardona, A.; Bustamante, A.; Valencia, V.A. (2017). U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircons from Parautochthonous Mesozoic Terranes in the Western Margin of Pangea: Implications for the Terrane Configurations in the Northern Andes. *The Journal of Geology*, 125(5), 487-500. <https://doi.org/10.1086/693014>
- Calle, B.; González, H. (1982). Geología y geoquímica de la Plancha 186, Riosucio. INGEOMINAS, Informe 1878, 173 p.
- Calle, B.; Salazar, G. (1999). Geología de la Plancha 185 Bagadó. Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- Cardona, A.; Valencia, V.A.; Bayona, G.; Duque, J.; Ducea, M.; Gerhels, 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>
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: T. Moreno, W. Gibbons (eds.). *The Geology of Chile* (pp. 21-114). Chapter 3. Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GOCH.3>
- Case, J.E.; Duran, L.G.; Lopez, A.; Moore, W.R. (1971). Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panama. *GSA Bulletin*, 82(10), 2685-2711. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[2685:TIWCA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[2685:TIWCA]2.0.CO;2)
- Cediel, F.; Shaw R.P.; Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: C. Bartolini, R.T. Buffer, J. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (pp. 815-848). AAPG Memoir 79. <https://doi.org/10.1306/M79877C37>
- Cetina, L.M.; Tassinari, C.C.; Rodríguez, G.; Correa-Restrepo, 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>
- Clarke, D.B. (2007). Assimilation of xenocrysts in granitic magmas: principles, processes, proxies, and problems. *The Canadian Mineralogist*, 45(1), 5-30. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.45.1.5>
- Cochrane, R.; Spikings, R.; Gerdes, A.; Ulianov, A.; Mora, A.; Villagómez, D.; Putlitz B.; Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190-191, 383-402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020>
- Coney, P.J. (1980). Cordilleran metamorphic core complexes: An overview. In: M.D. Crittenden, P.J. Coney, G.H. Davis (eds). *Cordilleran metamorphic core complexes* (pp. 7-34). Vol. 153. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM153-p7>

- Coney, P.J.; Harms, T.A. (1984). Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12(9), 550-554. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<550:CMCCCE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<550:CMCCCE>2.0.CO;2)
- Cordani, U.; Cardona, A.; Jiménez, D.; Liu, D.; Nutman, A. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 246, 329-346. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13>
- Correa, T.; Obando, M.G.; Zapata, J.P.; Rincón, A.V.; Ortiz, F.H.; Rodríguez, G.; Cetina, L.M. (2018a). Geología del borde Occidental de la plancha 130 Santa Fe de Antioquia. Servicio Geológico Colombiano, Memoria explicativa, 551p.
- Correa, T.; Zapata, J.P.; Obando, M.; Rincón, A.; Cetina, L.; Ortiz, F. (2018b). Mapa geológico de la Plancha 130-I y 130-III. Escala 1:50.000. Servicio Geológico Colombiano.
- Cosca, M.A.; Essene, E.J.; Mezger, K.; Van Der Pluijm, B.A. (1995). Constraints on the duration of tectonic processes: Protracted extension and deep-crustal rotation in the Grenville orogen. *Geology*, 23(4), 361-364. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0361:COTDOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0361:COTDOT>2.3.CO;2)
- Cossio, U. (2003). Geología de las Planchas 127 Cupica, 128 Río Murri, 143 Bahía Solano y 144 Tagachí. INGEOMINAS, Memoria Explicativa, 65 p.
- Crittenden, M.D.; Coney, P.J.; Davis, G.H. (1980). *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir, vol. 153. <https://doi.org/10.1130/MEM153>
- Cuéllar-Cárdenas, M.A.; Sánchez-Botero, C.A.; Valencia-Marín, M. (2003). Caracterización petrográfica y deformativa de las rocas aflorantes en los alrededores de la Falla San Jerónimo, al este del municipio de Manizales. Tesis, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.
- Davies, J.F.; Whitehead, R.E. (2010). Alkali/alumina molar ratio trends in altered granitoid rocks hosting porphyry and related deposits. *Exploration and Mining Geology*, 19(1-2), 13-22. <https://doi.org/10.2113/gsemg.19.1-2.13>
- Decarlis, A.; Gillard, M.; Tribuzio, R.; Epin, M.E.; Manatschal, G. (2018). Breaking up continents at magma-poor rifted margins: a seismic vs. outcrop perspective. *Journal of the Geological Society*, 175(6), 875-882. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-041>
- DePaolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Dewey, J.F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123-1139. <https://doi.org/10.1029/TC007i006p01123>
- Díaz-Cañas, J.S. (2015). Marco bioestratigráfico y proveniencia de la Formación Penderisco, y su significado en la formación de un domo marginal a las Fallas de Romeral. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Duncan, R.A.; Hargraves, R.B. (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: W.E. Bonini, R.B. Hargraves, R. Shagam (eds). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (pp. 81-93). Memoir 162. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM162-p81>
- Duque-Caro, H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71-84. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90019-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90019-W)
- Estrada, J.J.; Viana, R.; González, H. (2001). Geología de la Plancha 205 Chinchiná. INGEOMINAS, Memoria explicativa, 93 p.
- Etayo-Serna, F.; González, H.; Álvarez, J. (1980). Mid-Albian Ammonites from Northern Western Cordillera, Colombia, S.A. *Geología Norandina*, 2, 25-30.

- Feininger, T.; Barrero, D.; Castro, N. (1972). Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-B). *Boletín Geológico*, 20(2), 1-173.
- Floyd, P.; Winchester, J. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2), 211-218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X)
- Frisch, W.; Meschede, M.; Blakey, R.C. (2011). *Plate tectonics: continental drift and mountain building*. Springer Science, Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-76504-2>
- Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, C.D.; Frost, B.R.; Beard, J.S. (2016). On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents. *American Mineralogist*, 101(6), 1268-1284. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5307>
- Gans, P.B.; Miller, E.L.; McCarthy, J.; Ouldcott, M.L. (1985). Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity: New insights from seismic data. *Geology*, 13(3), 189-193. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<189:TEFAED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<189:TEFAED>2.0.CO;2)
- García-Chinchilla, D.A. (2010). Caracterización de la deformación y metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas, parte norte de la Cordillera. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- García-Ramírez, C.A.; Ríos-Reyes, C.A.; Castellanos-Alarcón, O.M.; Mantilla-Figueroa, L.C. (2017). Petrology, geochemistry and geochronology of the Arquía Complex's metabasites at the Pijao-Génova sector, Central Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*, 39(1), 105-126. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n1-2017005>
- GEOESTUDIOS (2005). Complementación geológica, geoquímica y geofísica de la parte occidental de las planchas 130 Santa Fe de Antioquia y 146 Medellín Occidental. INGEOMINAS, contrato N° PL-007-2004.
- Glazner, A.F.; Coleman, D.S.; Bartley, J.M. (2008). The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *Geology*, 36(2), 183-186. <https://doi.org/10.1130/G24496A.1>
- Gómez, J.; Montes, N.; Nivia, A.; Diederix, H. (2015). Mapa Geológico de Colombia 2015. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano, 2 hojas. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/10.143.2015.935>
- Gómez-Cruz, A.; Moreno-Sánchez, M.; Pardo-Trujillo, A. (1995). Edad y origen del "Complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales" en los alrededores de Manizales (Departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana*, 19, 83-93.
- González, H. (1976). Geología del Cuadrángulo J-8, Sonsón. INGEOMINAS, informe 1704, 421 p.
- González, H. (1980). Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). *Boletín Geológico*, 23(1), 1-174. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol23.1.1980.396>
- González, H. (2001). Memoria explicativa del mapa geológico del departamento Antioquia. INGEOMINAS, 241 p.
- González, H.; Londoño, A.C. (2002). Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Cretácico Superior. Tonalita de Buriticá (Stock de Buriticá) (K₂tb) Cordillera Occidental. Departamento de Antioquia. INGEOMINAS, 16 p.
- González, H.; Salazar, G. (2002). Plancha 145 Urrao, Mapa Geológico. Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- González, H. (2010). Geoquímica, geocronología de las unidades litológicas asociadas al Sistema de Fallas Cauca-Romeral, sector centro-sur, Tomo I. INGEOMINAS, informe interno, 412 p.
- González, H.; Londoño, A.C. (2003). Geología de las planchas 129 Cañas Gordas y 145 Urrao. Escala 1:100.000. INGEOMINAS, Memoria Explicativa, 117 p.
- Grajales, J.A.; Nieto-Samaniego, Á.F.; Barrero-Lozano, D.; Osorio, J.A.; Cuéllar, M.A. (2020).

- Emplazamiento del magmatismo Paleoceno-Eoceno bajo un régimen transtensional y su evolución a un equilibrio dinámico en el borde occidental de Colombia. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 37(3), 250-268. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2020.3.1570>
- Guiral-Vega, J.S.; Rincón-Gamero, J.J.; Ordoñez-Carmona, O. (2015). Geología de la porción sur del Batolito de Sabanalarga. Implicaciones para la teoría de terrenos al occidente de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 38, 41-48. <https://doi.org/10.15446/rbct.n38.46367>
- Hall, R.B.; Álvarez, J.; Rico, H. (1972). Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-A). *Boletín Geológico*, 20(1), 1-85.
- Hawkesworth, C.; Turner, S.; Gallagher, K.; Hunter, A.; Bradshaw, T.; Rogers, N. (1995). Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10271-10286. <https://doi.org/10.1029/94JB02508>
- Hibbard, M.J. (1995). Mixed magma rocks. *Petrography to petrogenesis* (pp. 242-260). Prentice-Hall.
- Hincapié-Gómez, S.; Cardona, A.; Jiménez, G.; Monsalve, G.; Ramírez-Hoyos, L.; Bayona, G. (2017). Paleomagnetic and gravimetrical reconnaissance of cretaceous volcanic rocks from the western Colombian Andes: paleogeographic connections with the Caribbean Plate. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 62(3), 485-511. <https://doi.org/10.1007/s11200-016-0678-y>
- Hochmuth, K.; Gohl, K.; Uenzelmann-Neben, G. (2015). Playing jigsaw with Large Igneous Provinces - A plate tectonic reconstruction of Ontong Java Nui, West Pacific. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(11), 3789-3807. <https://doi.org/10.1002/2015GC006036>
- Hooper, P.R.; Bailey, D.G.; Holder, G.A. (1995). Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 10303-10319. <https://doi.org/10.1029/94JB03328>
- Hoyos-Estrada, G.M.; Restrepo-Mejía, C.; Salazar-Serna, J.G. (1990). Características sedimentotectónicas de la Formación Penderisco en el sector norte de la Cordillera Occidental, Colombia. Tesis, Universidad EAFIT, Medellín.
- Hsui, A.T.; Toksöz, M.N. (1981). Back-arc spreading: trench migration, continental pull or induced convection? *Tectonophysics*, 74(1-2), 89-98. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90129-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90129-3)
- Hutton, D.H.W.; Dempster, T.J.; Brown, P.E.; Becker, S.D. (1990). A new mechanism of granite emplacement - intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, 343, 452-455. <https://doi.org/10.1038/343452a0>
- Janoušek, V.; Farrow, C. M.; Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Jaramillo, J.S.; Cardona, A.; León, S.; Valencia, V.; Vinasco, C. (2017). Geochemistry and geochronology from Cretaceous magmatic and sedimentary rocks at 6°35' N, western flank of the Central Cordillera (Colombian Andes): Magmatic record of arc growth and collision. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 460-481. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.012>
- Kammer, A. (1993). Las fallas de Romeral y su relación con la tectónica de la Cordillera Central. *Geología Colombiana*, 18, 27-46.
- 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/etroj/38.6.677>
- Kerr, A.C.; Tarney, J.; Kempton, P.D.; Pringle, M.; Nivia, A. (2004). Mafic pegmatites intruding oceanic plateau gabbros and ultramafic cumulates from Bolívar, Colombia: Evidence for a 'wet' mantle plume? *Journal of Petrology*, 45(9), 1877-1906. <https://doi.org/10.1093/etrology/egh037>

- Kusznir, N.J.; Park, R.G. (1987). The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *Geological Society, London, Special Publications*, 28, 35-52. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.04>
- Larson, R.L.; Pitman, W.C. (1972). World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its applications. *GSA Bulletin*, 83(12), 3645-3662. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3645:WCOMMA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3645:WCOMMA]2.0.CO;2)
- Larson, R.L. (1991). Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19(6), 547-550. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0547:LPOEEF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0547:LPOEEF>2.3.CO;2)
- Leal-Mejía, H. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic approach. PhD Thesis, Universitat de Barcelona, España.
- León, S.; Cardona, A.; Parra, M.; Sobel, E.R.; Jaramillo, J.S.; Glodny, J.; Valencia, V.A.; Chew, D.; Montes, C.; Posada, G.; Monsalve, 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>
- Lister, G.S.; Davis, G.A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 65-94. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90036-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90036-9)
- Liu, L.; Spasojevic, S.; Gurnis, M. (2008). Reconstructing Farallon Plate subduction beneath North America back to the Late Cretaceous. *Science*, 322(5903), 934-938. <https://doi.org/10.1126/science.1162921>
- Londoño, A.C.; González, H. (2002). Geología de la Plancha 129 Cañasgordas. Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- López-Isaza, J.A.; Leal-Mejía, H.; Luengas-Burgos, C.S.; Velásquez-Cárdenas, L.E.; Celada-Arango, C.M.; Sepúlveda-Ospina, M.J.; Prieto-Gómez, D.A.; Gómez-Casallas, M.; Prieto, R.G.; Hart, C.J.R. (2018). Mapa Metalogénico de Colombia: principios, conceptos y modelos de depósito y manifestaciones u ocurrencias minerales para Colombia. Bogotá. Servicio Geológico Colombiano, 189p.
- Macía, C. (1985). Características petrográficas y geoquímicas de rocas basálticas de la Península de Cabo Corrientes (Serranía de Baudó), Colombia. *Geología Colombiana*, 14, 25-37.
- Malavielle, J.; Taboada, A. (1991). Kinematic model for postorogenic Basin and Range extension. *Geology*, 19(6), 555-558. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0555:KMFPB A>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0555:KMFPB A>2.3.CO;2)
- Marrett, R.; Allmendinger, R.W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12(8), 973-986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)
- Marrett, R.; Allmendinger, R.W. (1991). Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology*, 13(6), 735-738. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90034-G](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90034-G)
- Martinod, J.; Husson, L.; Roperch, P.; Guillaume, B.; Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 299-309. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010>
- Maya, M.; González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2-3), 43-57.
- McCourt, W.J. (1984). The Geology of the Central Cordillera the Departament of Valle del Cauca, Quindío and (N.W) Tolima (Sheets 243, 261, 262, 280 y 300). INGEOMINAS, 180 p.
- McCourt, W.; Aspden, J. (1984). A plate tectonic model for the Phanerozoic evolution of Central and Southern Colombia. *10th Caribbean Geological Conference*, Cartagena, Colombia.
- McCourt, W.J.; Aspden, J.A.; Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological*

- Society*, 141(5), 831-845. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831>
- McKenzie, D.; Jackson, J. (2002). Conditions for flow in the continental crust. *Tectonics*, 21(6), 5-1-5-7. <https://doi.org/10.1029/2002TC001394>
- Meissnar, R.O.; Flueh, E.R.; Stibane, F.; Berg, E. (1976). Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*, 35(1-3), 115-136. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(76\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(76)90032-9)
- Mejía, M.; Álvarez, E.; González, H.; Grosse, E. (1983). Geología de la Plancha 130 Santa Fe de Antioquia. Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- Mejía, M. (1984). Geología y geoquímica de las planchas 130 (Santa Fe de Antioquia) y 146 (Medellín Occidental). INGEOMINAS. Memoria explicativa, 397 p.
- Mejía, M.; Salazar, G. (1989). Geología de la Plancha 114 (Dabeiba) y parte W de la 115 (Toledo). INGEOMINAS, informe interno, 111 p.
- Miller, E.L.; Gans, P.B.; Garlin, J. (1983). The Snake Range décollement: An exhumed mid-Tertiary brittle-ductile transition. *Tectonics*, 2(3), 239-263. <https://doi.org/10.1029/TC002i003p00239>
- Moreno-Sánchez, M.; Pardo-Trujillo, A. (2002). Historia geológica del occidente colombiano. *Geo-Eco-Trop*, 26(2), 91-113.
- Moreno-Sánchez, M.; Pardo-Trujillo, A.; Gómez-Cruz, A. (2002). Ambientes oceánicos someros en Puente Umbria (Cordillera Occidental, Colombia) durante el Campaniano-Maastichtiano. *Geo-Eco-Trop*, 26(2), 75-90.
- Moreno-Sánchez, M.; Pardo-Trujillo, A. (2003). Stratigraphical and sedimentological constraints on western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean plate. In: C. Bartolini, R.T. Buffler, J. Blickwede (eds). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (pp. 891- 924). AAPG Memoir, Vol. 79. <https://doi.org/10.1306/M79877C40>
- Moreno-Sánchez, M.; Hincapié, G.; Ossa, C.A.; Toro-Toro, L.M. (2016). Caracterización geológico-estructural de algunas zonas de cizalla en el Complejo Quebradagrande en los alrededores de Manizales y Villamaría. *Boletín de Geología*, 38(4), 15-27. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n4-2016001>
- Mosquera, D. (1978). Geología del Cuadrángulo K-8. INGEOMINAS, Informe interno, 78 p.
- Neumayr, P.; Hoinkes, G.; Puhl, J.; Mogessie, A.; Khudeir, A.A. (1998). The Meatiq dome (Eastern Desert, Egypt) a Precambrian metamorphic core complex: petrological and geological evidence. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(2), 259-279. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00132.x>
- Nivia, A. (1996). The Bolívar 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 del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1: 250000. INGEOMINAS, Memoria explicativa, 150 p.
- Nivia, A.; Marriner, G.F.; Kerr, A.C.; Tarney, J. (2006). The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 423-436. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.002>
- Nivia, A.; Tarazona, C.; Paz, D.; Ríos, J.; Melo, A.; Patiño, H.; Torres, E.; Montoya, A. (2019). Geología de las planchas 261 y 280 en los sectores de afloramiento del Macizo Ofiolítico de Ginebra y el Batolito de Buga. Servicio Geológico Colombiano, Memoria explicativa, 517 p.
- Ohta, T.; Arai, H. (2007). Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240(3-4), 280-297. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>
- Ordóñez, O.; Pimentel, M.; Laux, J.H. (2007). Edades U-Pb del batolito Antioqueño. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 22, 129-130.

- Pardo-Trujillo, A.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A. (2002). Estratigrafía y análisis facial del Cretácico Superior en el sector de Apia-Pueblo Rico (Cordillera Occidental, Colombia). *Geo-Eco-Trop*, 26(2), 51-74.
- 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.; Slattey, 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, 105627. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105627>
- Parra, E.; González, E.M. (2002). Geología de la Plancha 112 Bis Juradó. INGEOMINAS, Informe interno. 32 p.
- Pearce, J. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 120-125. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1996/v19i4/005>
- Pindell, J.L.; Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 1-55. <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Ramos, V.A. (2010). The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 77-91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.004>
- Reiter, F.; Acs, P. (1996-2017). TectonicsFP, Software for Structural Geology, Microsoft Windows. Innsbruck University, Austria.
- Restrepo, J.J. (1986). Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 276 p. Informe.
- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. (1974). Obducción Cretácea en el occidente colombiano. Anales de la Facultad de Minas, 58, 73-105, Medellín.
- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189-193. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1988/v11i3/006>
- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F.; González, H.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Linares, E.; Parica, C. (1991). Precisiones geocronológicas sobre el Occidente Colombiano. *Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico*. Manizales, Colombia.
- Rodríguez, C.R.; Rojas, R. (1985). Estratigrafía y tectónica de la Serie Infracretácica en los alrededores de San Felix, Cordillera Central de Colombia. En: F. Etayo-Serna, F. Laverde-Montaño (eds). *Proyecto Cretácico* (pp. 258-278). Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, No 16.
- Rodríguez, G.; González, H.; Restrepo, J.J.; Martens, U.; Cardona, J.D. (2012). Occurrence of Granulites in the northern part of the Western Cordillera of Colombia. *Boletín de Geología*, 34(2), 37-53.
- 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.; Gómez, J.F. (2013a). Geología de la Plancha 114 Dabeiba. Servicio Geológico Colombiano, Informe interno, 210 p.
- Rodríguez, G.; Zapata, G.; Gómez, J.F.; Mejía, M.; Salazar, G. (2013b). Geología de la Plancha 114 Dabeiba. Escala 1:100.000. Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez-Jiménez, J.V.; Vinasco, C.; Archanjo, C.J. (2018). Emplacement of the Triassic Pueblito Pluton, NW Colombia: Implications for the evolution of the western margin of Pangea. *Tectonics*, 37(11), 4150-4172. <https://doi.org/10.1029/2018TC005138>
- Roşu, E.; Seghedi, I.; Downes, H.; Alderton, D.H.; Szakács, A.; Pécskay, Z.; Panaiotu, C.; Panaiotu, C.E.; Nedelcu, L. (2004). Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: origin of magmas. *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*, 84(1), 153-172.

- Ruiz-Jiménez, E.C.; Blanco-Quintero, I.F.; Toro-Toro, L.M.; Moreno-Sánchez, M.; Vinasco, C.J.; García-Casco, A.; Morata, D.; Gómez-Cruz, A. (2012). Geoquímica y petrología de las metabasitas del Complejo Arquía (Municipio de Santa Fe de Antioquia y Río Arquía, Colombia): implicaciones geodinámicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 32, 65-79.
- Schaen, A.J.; Jicha, B.R.; Hodges, K.V.; Vermeesch, P.; Stelten, M.E.; Mercer, C.M.; Phillips, D.; Rivera, T.; Jourdan, F.; Matchan, E.; Hemming, S.; Morgan, L.; Kelley, S.; Cassata, W.; Heizler, M.; Vasconcelos, P.; Benowitz, J.; Koppers, A.; Mark, D.; Niespolo, E.; Sprain, C.; Hames, W.; Kuiper, K.; Turrin, B.; Renne, P.; Ross, J.; Nomade, S.; Guillou, H.; Webb, L.; Cohen, B.; Calvert, A.; Joyce, N.; Ganerød, M.; Wijbrans, J.; Ishizuka, O.; He, H.; Ramirez, A.; Pfänder, J.; Lopez-Martínez, M.; Qiu, H.; Singer, B. (2021). Interpreting and reporting $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic data. *GSA Bulletin*, 133(3-4), 461-487. <https://doi.org/10.1130/B35560.1>
- Serrano, L.; Ferrari, L.; López-Martínez, M.; Petrone, C.M.; Jaramillo, C. (2011). An integrative geologic, geochronologic and geochemical study of Gorgona Island, Colombia: Implications for the formation of the Caribbean Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(3-4), 324-336. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.011>
- Spencer, J.E. (1984). Role of tectonic denudation in warping an uplift of low-angle normal faults. *Geology*, 12(2), 95-98. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<95:ROTDIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<95:ROTDIW>2.0.CO;2)
- Spikings, R.; Cochrane, R.; Villagómez, D.; Van der Lelij, R.; Vallejo, C.; Winkler, W.; Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Tegner, C.; Wilson, J.R.; Robins, B. (2005). Crustal assimilation in basalt and jotunite: Constraints from layered intrusions. *Lithos*, 83(3-4), 299-316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.007>
- Toksöz, M.N.; Bird, P. (1977). Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. In: M. Talwani, W.C. Pitman (eds). *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins* (pp. 379-373). Volume 1. American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/ME001p0379>
- Toro-Toro, L.M.; Vallejo, F.; Salazar-Ríos, A.; Murcia, H.; Osorio-Ocampo, S.; García-Arias, M.; Arredondo, C. (2020). Granulitic rocks at the Western Cordillera of Colombia: Evidence of metamorphism in the Colombian Caribbean Oceanic Plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102632. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102632>
- Toussaint, J.F. (1993). Evolución geológica de Colombia. Universidad Nacional de Colombia.
- Toussaint, J.F.; Restrepo, J.J. (1990). Cronología de las acreciones de terrenos alóctonos en los Andes colombianos. *Symposium International Géodynamique Andine*, Grenoble, France.
- Toussaint, J.F.; Restrepo, J.J. (2020). Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. Second part: Oceanic terranes. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachón (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 237-260). Volume 2, Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.07>
- Toussaint, J.F.; González, H.; Restrepo, J.J.; Linares, E. (1980). Edad K/Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 5-6, 63-69.
- Van der Hammen, T. (1961). Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectonogenesis of the Colombian Andes. *Geologie en Mijbouw*, 40, 181-188.
- 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. Doctoral dissertation, University of Geneva, Switzerland.
- Villagómez, D.; Spikings, R.; Magna, T.; Kammer, A.; Winkler, W.; Beltrán, A. (2011). Geochronology,

- geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3-4), 875-896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Villagómez, D.; Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 160-161, 228-249. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.008>
- Vinasco, C. (2001). A utilização da metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar para o estudo de reativações tectônicas em zonas de cisalhamento. Tesis de Maestría, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Vinasco, C.J.; Cordani, U.G.; González, H.; Weber, M.; Peláez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 355-371. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.007>
- Vinasco, C.; Cordani, U. (2012). Reactivation episodes of the Romeral fault system in the Northwestern part of Central Andes, Colombia, through ^{39}Ar - ^{40}Ar and K-Ar results. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 32, 111-124.
- Vinasco, C. (2019). The Romeral shear zone. In: F. Cediél, R.P. Shaw (eds.). *Geology and Tectonics of Northwestern South America* (pp. 833-876). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_12
- Weber, M.; Gómez-Tapias, J.; Cardona, A.; Duarte, E.; Pardo-Trujillo, A.; Valencia, V.A. (2015). Geochemistry of the Santa Fé Batholith and Buitaca 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>
- Wernicke, B.P.; Christiansen, R.L.; England, P.C.; Sonder, L.J. (1987). Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. *Geological Society, London, Special Publications*, 28, 203-221. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.15>
- Wilt, J.C. (1993). Geochemical patterns of hydrothermal mineral deposits associated with calc-alkalic and alkali-calcic igneous rocks as evaluated with neural networks. PhD Thesis, Universidad de Arizona, Arizona, USA.
- Wilson, B.M. (2007). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science, Business Media.
- Zapata, S.; Cardona, A.; Jaramillo, J.S.; Patiño, A.; Valencia, V.; León, S.; Mejía, D.; Pardo-Trujillo, A.; Castañeda, J.P. (2019). Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research*, 66, 207-226. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.008>

Fecha de recibido: 08 de abril de 2021

Fecha de aprobación: 19 de mayo de 2022
