

Algunas consideraciones sobre la estructura sísmica cortical en el norte de la Cordillera Central colombiana - Altiplano Antioqueño

Gaspar Monsalve^{1*} ; Andrés F. Muñoz-Calderón¹ ;
David Santiago Avellaneda-Jiménez^{2,3} ; Sebastián Ramírez-Flórez¹ 

¹Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.

(*) gmonsalvem@unal.edu.co, afmunozca@unal.edu.co, seramirezfl@unal.edu.co

²Earth and Planets Laboratory, Carnegie Institution for Science, Washington D.C., USA.
dsavellanj@eafit.edu.co

³Escuela de Ciencias Aplicadas e Ingeniería, Área de Sistemas Naturales y Sostenibilidad,
Universidad EAFIT, Medellín, Colombia.

Resumen

En la parte norte de la Cordillera Central colombiana se encuentra el Altiplano Antioqueño, un conjunto de superficies de erosión geológicamente dominado por las rocas intrusivas del Batolito Antioqueño. La naturaleza de la deformación de la corteza en esta zona es aún enigmática. En este trabajo se integran algunos elementos que pueden contribuir al entendimiento de la estructura sísmica de la corteza, incluidos el uso de la técnica sismológica de la función receptora para estimar espesor cortical, el análisis de la sismicidad instrumental, y el cálculo de mecanismos focales de sismos con magnitudes mayores a 3; la integración de estos con el conocimiento de las litologías y las fallas regionales, permiten una mejor aproximación a la estructura cortical y a las características de su deformación actual. En particular, las funciones receptoras telesísmicas indican espesores de corteza de entre 45 y 55 km, sobre todo en el flanco occidental del altiplano; las funciones receptoras no son concluyentes acerca de este espesor en vecindades de su límite oriental. La sismicidad instrumental muestra una acumulación de sismos en los alrededores del Batolito Antioqueño y una relativa ausencia de estos en su interior. Los mecanismos focales indican un fallamiento inverso en el borde occidental del batolito y fallamientos de rumbo cercanos a su borde oriental.

Palabras clave: Altiplano Antioqueño; Batolito Antioqueño; Espesor cortical; Función receptora; Sismicidad; Mecanismo focal.

Considerations on the crustal seismic structure in the northernmost Central Cordillera of Colombia – “Altiplano Antioqueño”

Abstract

The “Altiplano Antioqueño” (Antioquia Plateau) is located in the northern portion of the Central Cordillera of Colombia, and comprises a series of erosion surfaces geologically dominated by the Antioquia Batholith. The nature of the crustal deformation in the area is still enigmatic. In this contribution we integrate various elements to elucidate the seismic structure of the crust, including the use of the seismological receiver function technique to estimate crustal thickness, the analysis of instrumental seismicity, and the calculation of focal mechanisms for earthquakes in the area with

Forma de citar: Monsalve, G.; Muñoz-Calderón, A.F.; Avellaneda-Jiménez, D.S.; Ramírez-Flórez, S. (2024). Algunas consideraciones sobre la estructura sísmica cortical en el norte de la Cordillera Central colombiana - Altiplano Antioqueño. *Boletín de Geología*, 46(3), 247-263. <https://doi.org/10.18273/revbol.v46n3-2024011>

magnitudes greater than 3; the integration of these observations with current knowledge of the lithologies and the regional faults, facilitates a better approximation of the crustal structure and the nature of the present deformation. In particular, teleseismic receiver functions suggest crustal thicknesses between 45 and 55 km, especially in the western flank of the plateau; the receiver functions do not provide conclusive data regarding crustal thickness near its eastern boundary. The instrumental seismicity shows a concentration of earthquakes along the borders of the Antioquia Batholith, with a relative absence of seismicity within this body. The focal mechanisms indicate thrust faulting at the western border of the batholith, whereas at the eastern border they show strike-slip faulting.

Keywords: Altiplano Antioqueño; Antioquia Batholith; Crustal thickness; Receiver function; Seismicity; Focal mechanism.

Introducción

En 1963, Gerardo Botero (Botero, 1963) hace una recopilación del conocimiento geocientífico de la zona central de Antioquia, donde incluye aspectos geomorfológicos, climáticos, geológicos, entre otros, y construye una historia geológica simplificada de acuerdo a los hallazgos y las técnicas de la época; presenta también unas observaciones de deformación en las rocas, las cuales vincula a fenómenos tectónicos posiblemente presentes en la zona y que podrían describir la deformación de la corteza superior.

La geomorfología de la zona central de Antioquia está dominada por el denominado Altiplano Antioqueño (Page y James, 1981; Arias, 1995; Restrepo-Moreno *et al.*, 2009; Duque-Palacio *et al.*, 2021; Zapata *et al.*, 2021), el cual tiene un área de más de 5000 km², y se presenta como una serie de superficies de erosión disectadas, con una elevación media de ~2500 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.); constituye el extremo más norte de la Cordillera Central en los Andes colombianos. Alrededor de la latitud de 5,5°N se presenta una transición morfológica en la cordillera: pasa de ser una cadena relativamente estrecha de alrededor de 80 km de ancho, a una zona dominada por las superficies de erosión, donde la cordillera presenta un ancho de alrededor de 130 km, y se extiende hacia el norte hasta una latitud aproximada de 7,5°N (Figura 1).

Geológicamente, la zona central de Antioquia consiste en un basamento ígneo-metamórfico pre-Cretácico (Vinasco *et al.*, 2006; Martens *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015), intruido por cuerpos plutónicos de composiciones intermedias a félsicas, y edades entre Cretácico y Paleógeno (Restrepo-Moreno *et al.*, 2007; Restrepo-Moreno, 2009; Duque-Trujillo *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2020). Tectónicamente inmersos dentro del basamento, se encuentran una serie de cinturones vulcano-sedimentarios alargados latitudinalmente, con edades cretácicas, los cuales sugieren la apertura de

cuencas por extensión cortical asociada con un régimen de subducción (Jaramillo *et al.*, 2017; León *et al.*, 2019; Zapata *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2020). En el flanco occidental de la Cordillera Central se encuentra la zona de falla de Cauca-Romeral, que representa una sutura que separa terrenos continentales al oriente de oceánicos al occidente (Case *et al.*, 1971; Restrepo y Toussaint, 1988); la acreción de los materiales oceánicos adyacentes a la Cordillera Central tuvo lugar durante el Cretácico tardío a Paleógeno (Villagómez y Spikings, 2013; Spikings *et al.*, 2015). Durante el Neógeno, se depositan secuencias siliciclásticas en el flanco occidental de la Cordillera Central, con una transición a secuencias volcano-sedimentarias acompañadas de actividad plutónica (Grosse, 1926; Sierra *et al.*, 2003; Silva-Tamayo *et al.*, 2008; Sierra y Marín-Cerón, 2011; Lara *et al.*, 2018; Jaramillo *et al.*, 2019). Actualmente, en la zona de interés no existe evidencia de vulcanismo activo, el cual se presenta al sur de la latitud 5,5°N (Wagner *et al.*, 2017; Marín-Cerón *et al.*, 2019; Monsalve-Bustamante, 2020; Monsalve-Bustamante *et al.*, 2020).

Luego de más de 60 años del trabajo recopilatorio de Botero, en esta contribución se presentan algunas ideas sobre la configuración geológica, la naturaleza y el espesor de la corteza y la sismicidad en la zona central de Antioquia, con especial énfasis en la zona del Batolito Antioqueño y sus alrededores. Primero, se hace una síntesis del conocimiento geológico y tectónico de la zona, con algunos elementos interpretativos que pueden ser fácilmente debatibles; luego, mediante la técnica sismológica de la función receptora, se hacen algunas hipótesis sobre el espesor de la corteza y la presencia de discontinuidades al interior de esta; finalmente, se hace un compendio de la sismicidad en la zona y se muestran los resultados del cálculo de mecanismos generadores de sismos en la región, con el objetivo fundamental de vislumbrar el estilo de deformación actual de la zona central de Antioquia, asociada al Batolito Antioqueño.

Contexto geológico y tectónico

El área de estudio se encuentra en la región septentrional de la Cordillera Central en los Andes colombianos (Figura 1). Geomorfológicamente, esta cordillera se encuentra limitada por los valles de los ríos Magdalena y Cauca al oriente y occidente, respectivamente, los cuales separan a esta expresión topográfica de las cordilleras Oriental y Occidental. Las elevaciones dentro de la región de estudio alcanzan los ~4000 m.s.n.m., y las más comunes están entre 1500-3400 m.s.n.m.

Geológicamente, la zona de estudio comprende el basamento de la Cordillera Central, que se compone por rocas pre-Cretácicas (Figura 1). La parte central incluye rocas metamórficas permo-triásicas referidas como el Complejo Cajamarca (Maya y González, 1995), en su mayoría compuesto por intercalaciones de esquistos cuarzo micáceos, anfibolitas, esquistos cloríticos y anfibólicos, e intrusivos sintectónicos de composición intermedia a félsica (Vinasco *et al.*, 2006; Villagómez *et al.*, 2011; Spikings *et al.*, 2015; Gómez-Tapias *et al.*, 2017). En menor medida, se han documentado cuarcitas, mármoles, orto-neises y migmatitas (Bustamante y Juliani, 2011; Restrepo *et al.*, 2011; Gómez-Tapias *et al.*, 2017). Inmerso tectónicamente en este complejo, se encuentra una asociación de metagabros, anfibolitas y rocas ultramáficas de edad triásica con protolitos asociados a un sistema de trasarco (Restrepo, 2007; García-Casco *et al.*, 2020). El basamento en su parte oriental, en lo que se denomina serranía de San Lucas, está compuesto por neises de composición intermedia a félsica, metagabros y anfibolitas, granulitas y migmatitas de edad proterozóica (Cuadros *et al.*, 2014); este bloque está separado del basamento Permo-Triásico por la falla Otú-Pericos (Figura 1; Restrepo y Toussaint, 1988; Restrepo *et al.*, 2011). Completando el basamento, rocas metamórficas de extensión limitada y de edad neoproterozóica-ordovícica se encuentran en la región sur-occidental del área de estudio, compuestas por esquistos cuarzo micáceos, anfibolitas, gneises y orto-neises de composición intermedia a félsica (Villagómez *et al.*, 2011; Martens *et al.*, 2014; Restrepo *et al.*, 2020).

El basamento de la Cordillera Central en el área de interés está intruido por granitoides de arco magmático de edades entre el Carbonífero y el Paleoceno (Leal-Mejía *et al.*, 2019). Un cuerpo de extensión batolítica con edades Cretácicas a Paleocenas (Batolito Antioqueño) intruye el basamento Permo-Triásico (Restrepo-Moreno *et al.*, 2007; Restrepo-Moreno, 2009; Villagómez *et al.*, 2011; Duque-Trujillo *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2020), mientras que los de edad carbonífera (cuerpo pequeño)

y cuerpos relacionados a un batolito Jurásico intruyen el basamento Proterozóico (Cuadros *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015; Leal-Mejía *et al.*, 2019). Durante el Cretácico, un evento extensional contemporáneo con la construcción del arco magmático permitió la apertura de cuencas de trasarco que dio lugar a unidades volcano-sedimentarias (Sedimentitas de San Luis, Formación Abejorral, Complejo Quebradagrande), actualmente dispuestas como franjas alargadas latitudinalmente y discontinuas, e inmersas tectónicamente dentro del Complejo Cajamarca, y mayormente dispuestas en el borde occidental de la Cordillera Central (Jaramillo *et al.*, 2017; León *et al.*, 2019; Zapata *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2020). Fragmentos tectónicamente desmembrados de rocas metamórficas asociadas a corteza oceánica acrecionada han sido documentados en la parte más occidental de la Cordillera Central, referidos como parte del Complejo Arquía (Maya y González, 1995; Zapata-Villada *et al.*, 2021). Estas rocas marcan la sutura y límite tectónico con las rocas de basamento de la Cordillera Occidental (Restrepo y Toussaint, 1988; Maya y González, 1995).

Las coberturas sedimentarias, cuya deposición tuvo lugar durante el Cenozoico, se disponen en los valles de los ríos Cauca y Magdalena y al norte de la Cordillera Central, donde la topografía es de bajo relieve y las elevaciones disminuyen drásticamente (Figura 1). Estas sedimentitas son mayormente siliciclásticas (Sierra *et al.*, 2003; Silva-Tamayo *et al.*, 2008; Caballero *et al.*, 2013; Lara *et al.*, 2018), y delimitan geomorfológicamente la parte septentrional de la Cordillera Central a causa de su levantamiento y erosión durante la actividad tectónica del Cenozoico (Bayona *et al.*, 2008; Horton *et al.*, 2020; Mora *et al.*, 2020). En el valle del río Cauca, rocas del Mioceno-Plioceno incluyen, además del material sedimentario, intercalación de rocas volcánicas efusivas y piroclásticas de composiciones máficas a félsicas, en conjunto con pequeños cuerpos plutónicos a hipoabisales, descritos como la Formación Combia (Borrero y Toro-Toro, 2016; Jaramillo *et al.*, 2019; Marín-Cerón *et al.*, 2019; Weber *et al.*, 2020).

Las rocas más recientes están asociadas a la construcción del arco magmático moderno, que para la zona de estudio no son tan abundantes dado que dicho vulcanismo está limitado latitudinalmente (Figura 1). El vulcanismo activo se describe al sur de 5,5°N, consecuencia de las diferencias latitudinales en los sistemas de subducción que afectan el orógeno colombiano (Monsalve-Bustamante, 2020; Vargas, 2020). Al sur de esta latitud la placa Nazca subduce bajo la placa Suramericana y produce el vulcanismo activo, con algunas variaciones en la expresión volcánica a lo largo del arco (Monsalve-

Bustamante, 2020; Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022b). Por el contrario, al norte de esta latitud la subducción es de bajo ángulo sin aparente expresión volcánica en la placa superior. La naturaleza de la placa subducente (Caribe vs. Nazca) es de actual debate en la región norte y cercana a la terminación del vulcanismo activo (Vargas y Mann, 2013; Chiarabba *et al.*, 2016; Idárraga-García *et al.*, 2016; Vargas, 2020; Wagner *et al.*, 2017), mientras que es de origen Caribe por lo menos al norte de $\sim 7^{\circ}\text{N}$ (Syracuse *et al.*, 2016; Sun *et al.*, 2022). La terminación del vulcanismo y el límite espacial entre los dos sistemas contrastantes de subducción concuerdan con un desplazamiento de la sismicidad intermedia de alrededor de 240-260 km longitudinalmente, el cual se ha denominado desgarre de Caldas o “Caldas Tear” (Vargas y Mann, 2013). La naturaleza de esta estructura sigue siendo controversial, y aún no es claro si representa un desgarre en la placa Nazca subducente o si es el límite entre las placas Caribe y Nazca.

La zona de interés, por tanto, se encuentra mayormente influenciada por la subducción de bajo ángulo al norte del desgarre de Caldas, pero afectada por las convergencias de ambas placas subducentes, Nazca y Caribe, además de la continua compresión ejercida por el bloque panameño, tal como lo sugieren los vectores de desplazamiento actual (GPS) disponibles en la zona (Kellogg *et al.*, 2019; Mora-Páez *et al.*, 2019). Estas convergencias están reactivando grandes estructuras heredadas de la evolución tectónica de los Andes colombianos, al menos desde el Cretácico, tal como lo sugieren las actividades recientes de fallas geológicas (Veloza *et al.*, 2012). En la zona de estudio, las estructuras más importantes actualmente activas son el sistema de fallas de Romeral, la falla Otú-Pericos, las fallas Nus-Bagre y las fallas Espíritu Santo y Palestina (Figura 1).

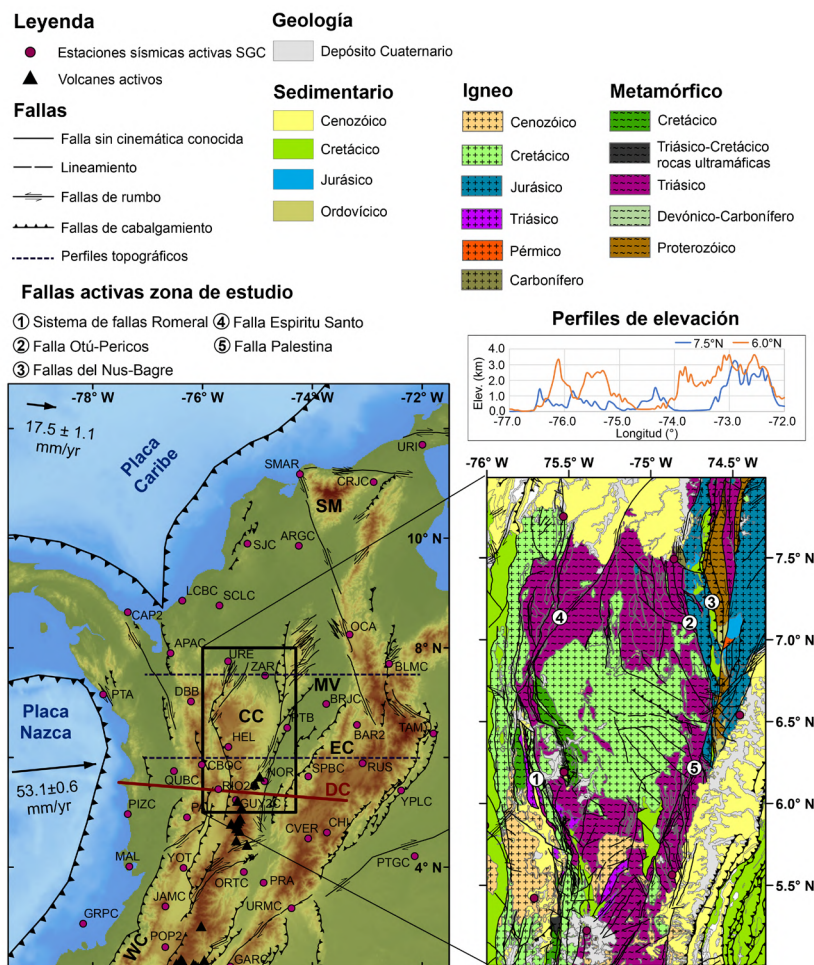


Figura 1. Localización, topografía y geología simplificada de la zona de estudio. Los vectores de movimiento de las placas Caribe y Nazca están dados en relación con la parte estable de Sudamérica (Mora-Páez *et al.*, 2019). Las líneas a trazos representan la ubicación de los perfiles de elevación.

Espesor de corteza, fronteras intracorticales y uso de la técnica de la función receptora

El diagnóstico de la presencia de interfases en la litosfera y la determinación de su profundidad aproximada ha sido llevado a cabo comúnmente mediante el método de la función receptora telosísmica (Langston, 1979; Owens y Zandt, 1985). Por medio de esta técnica, a las componentes radiales y transversales del sismograma se les aplica la deconvolución del sismograma vertical (Langston, 1979), y se asume que la traza resultante, llamada función receptora, contiene únicamente información de la estructura interna de la tierra debajo de la estación sísmica, y que las componentes de fuente y de instrumento presentes en el sismograma original han sido removidas. El uso de sismos distantes (telesismos) permite ángulos de incidencia cercanos a la vertical por debajo de las estaciones de registro.

Una de las conversiones más visibles en los registros de la función receptora es aquella que resulta de la incidencia de la onda telosísmica en el moho (límite corteza-manto), donde parte de la energía contenida en una fase incidente compresional (onda P) al refractarse, se transforma en una fase transversal (onda S). El tiempo transcurrido (o tiempo de retardo) entre la llegada a la estación sísmica de la primera onda P y la llegada de la onda S generada en la frontera (en este caso el moho) puede ser usado para estimar el espesor de la corteza si se tiene un modelo razonable de su velocidad sísmica. En la Figura 2 se muestra el principio del uso de la función receptora para una zona sin espesores sedimentarios considerables, donde después de la llegada de la primera onda P, la siguiente fase que genera amplitud positiva considerable es la onda S generada en el moho.

Para esta contribución, se usaron registros de sismos ubicados a distancias epicentrales (distancia epicentrosismógrafo) entre 30° y 90° , magnitudes superiores a 5,5, en tres estaciones de banda ancha de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, operada por el Servicio Geológico Colombiano - SGC), ubicadas en los municipios de Bolívar (estación CBOC), Medellín - corregimiento de Santa Elena (estación HEL) y Puerto Berrío (estación PTB); la ubicación de las estaciones se muestra en la Figura 1. Los datos sísmicos utilizados corresponden a registros entre los años 2010 y 2018. Para el procedimiento de cálculo de la función receptora se tomaron aquellas formas de onda que corresponden a cada sismo distante registrado en cada estación; se hizo la corrección por la media, se removieron las tendencias existentes en los datos, se aplicó un filtro pasa-banda entre 0,05 y 8 Hz, y se decimó la señal a 10 muestras por segundo. Luego se rotaron las señales, de manera que, a partir de las trazas vertical, este-oeste (EW) y nortesur (NS), pudieran obtenerse también trazas radiales y transversales para llevar a cabo la deconvolución. Para el cálculo de las funciones receptoras se utilizó el algoritmo de deconvolución iterativa en el dominio del tiempo de Ligorria y Ammon (1999) y el software del conjunto de programas sismológicos de Herrmann (2013). Las funciones receptoras se construyeron iterativamente usando pulsos gaussianos de ancho (Gw) 2,5, que corresponden a una frecuencia de corte de $\sim 1,4$ Hz (Das *et al.*, 2015), y se buscó que al reconstruir las señales originales a partir de la función receptora obtenida, la diferencia entre la señal reconstruida y la real fuera de menos del 20%.

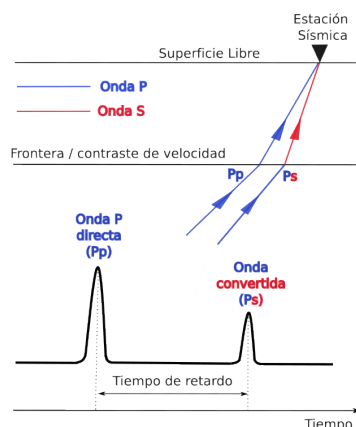


Figura 2. Ilustración del método de la función receptora telosísmica. En la parte superior se muestra cómo la onda P incidente en una discontinuidad subterránea se refracta tanto en forma de onda P como de onda S. En la parte inferior se muestra un esquema de la función receptora, donde los picos ilustrados representan la llegada de la onda P directa (Pp), y la onda S convertida a partir de la onda P incidente (Ps).

Una vez obtenidas las funciones receptoras se hizo un procedimiento de ecualización, de modo que todas las trazas quedaran como si vinieran de una misma profundidad y distancia epicentral. En este caso, se hizo la corrección llevando todas las trazas a un parámetro de rayo de 0,06 s/km (se recomienda la consulta de Shearer, 2019, para más detalles sobre el parámetro de rayo). Luego, las funciones receptoras se promediaron usando intervalos de 10° en el ángulo de proveniencia (“back-azimuth”). En las representaciones mostradas en la Figura 3, correspondientes a las estaciones CBOC (Figura 3A), HEL (Figura 3B) y PTB (Figura 3C), el tiempo cero o tiempo inicial corresponde a la llegada de la primera onda P al sismógrafo, y las amplitudes positivas, coloreadas en rojo, corresponden a refracciones donde la onda ascendente incidente pasa de un medio con mayor velocidad de las ondas sísmicas a uno con menor velocidad. En algunos casos, ciertos picos en la función receptora pueden corresponder a reflexiones múltiples.

En la Figura 3A se ilustran las funciones receptoras para la estación CBOC, ordenadas por “back-azimuth” (ángulo horizontal de proveniencia de la onda). Las flechas rojas en la figura muestran los lóbulos de amplitud positiva más prominentes en aquellos apilados con mayor número de trazas (10 trazas para un “back-azimuth” de ~170° y 7 trazas a ~300°). A pesar de la gran heterogeneidad que las funciones receptoras revelan, las franjas sombreadas indican dos intervalos de tiempo donde los lóbulos de amplitud positiva se concentran, uno alrededor de los 2,5 segundos y otro alrededor de los 5,5 segundos, los cuales podrían corresponder a una discontinuidad intracortical y al moho, respectivamente. Si se usan las relaciones propuestas por Kind y Vinnick (1987), y se consideran los modelos de velocidades iasp91 (Kennet y Engdahl, 1991) y el propuesto por Ojeda y Havskov (2001) con cocientes Vp/Vs entre 1,69 y 1,79, obtenidos a partir de estudios con diagramas de Wadati en los Andes colombianos (Poveda *et al.*, 2015), se obtiene que la discontinuidad intracortical podría estar entre 18 y 23 km bajo la superficie, y el moho estaría entre 41 y 52 km de profundidad. Es de anotar que, implementando una inversión de datos de gravedad, Avellaneda-Jiménez *et al.* (2022a) estiman un espesor cortical de $39,6 \pm 4,0$ km debajo de esta estación; la estimación de Mojica-Boada *et al.* (2022) en esta zona, a partir de un análisis más regional de funciones receptoras, es de un moho a una profundidad de ~40 km.

Similarmente, las funciones receptoras para la estación HEL se presentan en la Figura 3B. Para los rayos provenientes del SE (valores de “back-azimuth” entre 110° y 180°), hay un lóbulo de amplitud positiva alrededor de los 7,0 segundos después de la llegada de la primera onda P, que podría corresponder al moho. Si se tienen en cuenta únicamente las trazas con mayor cantidad de funciones receptoras apiladas (valores de “back-azimuth” de 170° y 180°), se podría plantear la posibilidad de una refracción en una discontinuidad intracortical correspondiente a un tiempo de ~3,5 segundos, y otra a un tiempo de ~6,5 segundos, que corresponde al moho. Sin embargo, para rayos procedentes del SW o el NW, esta tendencia no se mantiene. En particular, para eventos provenientes del NW (“back-azimuth” entre 290° y 340°), el pico de amplitud positiva más prominente se presenta a los ~5,0 segundos. La fuerte variación azimutal de las funciones receptoras lleva a pensar en posibilidades como heterogeneidad lateral, fronteras inclinadas o anisotropía (Schulte-Pelkum y Mahan, 2014); cada una de estas posibilidades podría ser evaluada en detalle, pero el hecho de que para al menos dos intervalos de “back-azimuth” se observe una tendencia más o menos constante en las funciones receptoras lleva a pensar en la heterogeneidad lateral, sobre todo en la configuración del moho. Si se suponen los modelos de velocidad mencionados anteriormente, pero para el modelo de Ojeda y Havskov (2001) se asume un Vp/Vs de 1,77, encontrado para la corteza vecina a esta estación por Poveda *et al.* (2015), se encuentra que el moho hacia el NW de la estación (dentro de los ~25-30 km más próximos) estaría a una profundidad de 39 a 48 km; mientras que hacia el SE se obtienen profundidades de moho entre 51 y 58 km. Cabe destacar que Poveda *et al.* (2015) plantean un único rango de valores entre 49,7 y 58,4 km para el espesor de la corteza en vecindades de esta estación, usando datos en común con este estudio, y la técnica de “H-k stacking” de Zhu y Kanamori (2000). Avellaneda-Jiménez *et al.* (2022a) reportan en esta zona valores de $46,0 \pm 4,0$ km, y Mojica-Boada *et al.* (2022) sugieren un valor cercano a los 40 km.

Las funciones receptoras para la estación PTB (Figura 3C) muestran también una fuerte variación azimutal, con apilados más o menos consistentes en los intervalos ~140°-180° y ~290°-330°; en el primero de ellos se observan de manera predominante lóbulos de amplitud positiva en tiempos ligeramente superiores a 6,0 segundos y a ~8,5 segundos. Tiempos de retardo

de 8,5 s para la conversión Ps en el moho son poco probables: en lugares como los Himalayas, donde se tienen registros de las mayores profundidades de moho en el planeta, sobrepasando los 75 km (Schulte-Pelkum *et al.*, 2005), las conversiones del moho no se dan a tiempos tan grandes; en este caso, esa conversión puede obedecer a interfases subcorticales o superposición de reflexiones múltiples, cuya discusión va más allá del alcance de esta contribución. Las conversiones en tiempos ligeramente mayores a 6,0 segundos (~6,2 s) corresponden con mayor probabilidad al moho, representan profundidades entre ~49 y 56 km (utilizando los mismos supuestos que para las estaciones anteriores), y se obtienen valores muy similares a los de la estación Santa Elena (HEL). En la traza con el mayor número de funciones receptoras apiladas (8, correspondiente al “back-azimuth” 180°), se observa también un lóbulo de amplitud positiva en un tiempo de retardo de entre 2,0 y 3,0 segundos (primera flecha roja en Figura 3C), que

puede corresponder a una discontinuidad cortical; esta conversión se insinúa también para otros valores de “back-azimuth” y podría corresponder a profundidades de entre ~19 y 26 km. En el intervalo de valores de “back-azimuth” entre ~290° y 330°, se observan lóbulos consistentes de amplitud positiva en tiempos de ~4,0 s y se insinúan sin mucha claridad a ~7,0 s. La conversión a los 4,0 s, si se asume que se genera en el moho, implicaría un espesor cortical de ~31 a 36 km, lo cual concordaría con estimaciones previas de $37,0 \pm 4,0$ km bajo esta estación por Avellaneda-Jiménez *et al.* (2022a) y sería también consistente con lo calculado por Mojica-Boada *et al.* (2022) ; sin embargo, este lóbulo está ausente en las funciones receptoras con otras direcciones de procedencia. Una conversión en el moho a ~7,0 segundos implica una corteza bastante gruesa, entre ~52 y 59 km. Estos datos aún no son concluyentes y es necesaria mayor información para esclarecer el espesor cortical de la zona.

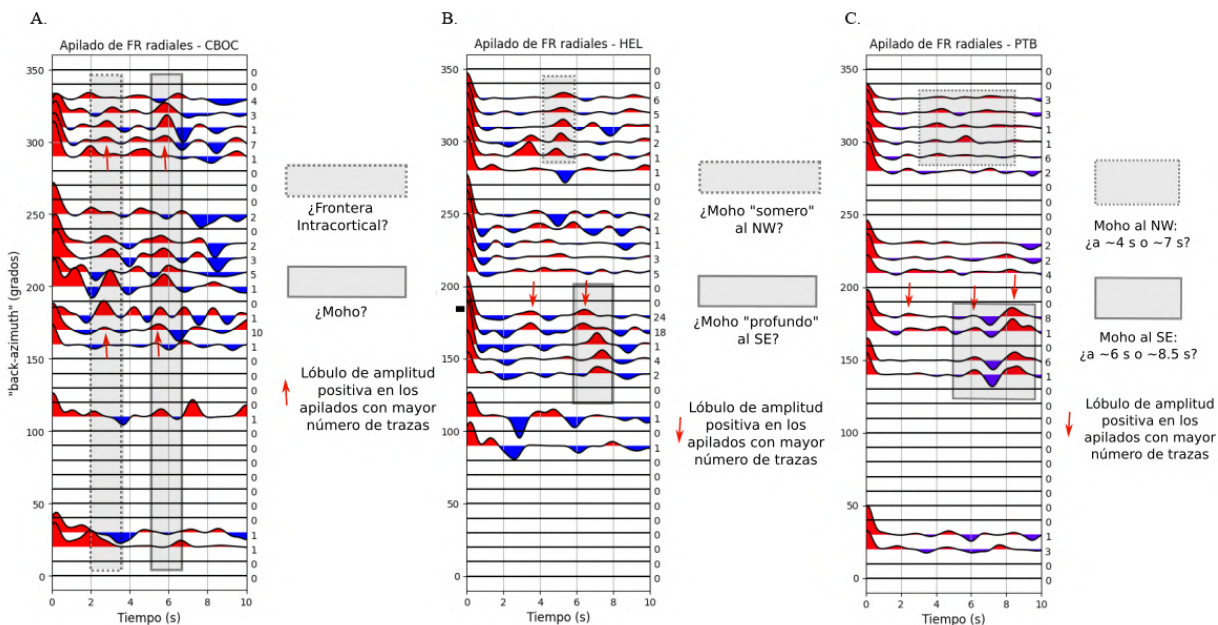


Figura 3. Funciones receptoras radiales, discriminadas por dirección de procedencia (“back-azimuth”) calculadas en las estaciones **A.** CBOC, **B.** HEL y **C.** PTB. Los números a la derecha de cada diagrama representan el número de funciones receptoras apiladas. Los colores rojos denotan amplitudes positivas y los azules, amplitudes negativas.

Sismicidad

Sismicidad Instrumental

Para visualizar la sismicidad instrumental de la zona, se realizó una búsqueda en las bases de datos del Servicio Geológico Colombiano (SGC, <https://www.sgc.gov.co/sismos>, <http://bdrsnc.sgc.gov.co/paginas1/catalogo/index.php>) de los sismos presentes para el área comprendida entre las latitudes 5,5° y 7,0° N y las longitudes 76,0° y 74,5° W; se incluyeron sismos de todas las magnitudes, pero con la condición de que el hipocentro de cada evento sísmico se encontrara a menos de 50 km de profundidad, debido a que se busca identificar únicamente los sismos generados en la corteza. Si bien el espesor de la corteza puede superar los 50 km, la búsqueda de hipocentros a profundidades menores disminuye las posibilidades de incluir sismos generados en el manto litosférico o en zonas de Benioff, los cuales podrían describir estilos de deformación muy diferentes de los de la corteza. En total, se encontraron 3794 sismos desde el 1 de junio de 1993, fecha en la cual inician las bases de datos sísmicas por parte del Servicio Geológico Colombiano. Los sismos fueron clasificados según la magnitud y profundidad del hipocentro (Figura 4).

De manera general, se observa que la sismicidad en su gran mayoría está relacionada con los grandes sistemas de fallas regionales presentes en la zona (Figura 1 y 4), como los sistemas de Cauca-Romeral, Otú-Pericos, Nus-Bagre y Palestina (Veloza *et al.*, 2012). Los sismos encontrados han sido generados en profundidades muy variables en los diferentes sectores de la corteza, pero se caracterizan por magnitudes bajas a intermedias ($\leq 4,0$), que en muy raras ocasiones superan una magnitud de 5,0.

De manera más específica, es evidente la presencia de enjambres de sismos muy localizados y con características particulares. Los sismos poco profundos, con hipocentros ubicados a menos de 10 km (color azul en Figura 3), se han generado en regiones muy específicas al noroccidente del Batolito Antioqueño, entre 6,7°-7,0° N y 75,8°-76,0° W; adicionalmente, de manera similar, se encuentran enjambres de sismos con las mismas características en dos sectores al sur del cuerpo ígneo mencionado, que se localizan entre 5,5°-5,9° N y 75,4°-75,7° W; y 5,5°-6,0° N y 74,5°-75,0° W. Estos sismos de poca profundidad, aunque en ocasiones presentan magnitudes variables, en la mayoría de los casos son inferiores a 3,5.

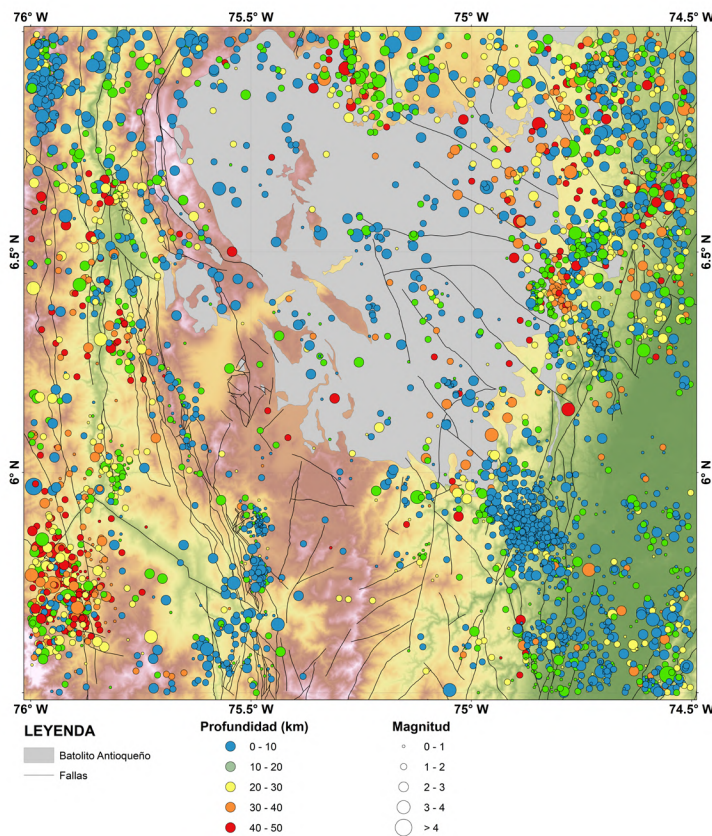


Figura 4. Sismicidad histórica en el área de estudio, con eventos entre 1993 y la actualidad. El color de los símbolos es indicador de la profundidad y su tamaño de magnitud.

Entre los 5,5°-5,9° N y 75,8°-76,0° W, se presenta un enjambre caracterizado por la ocurrencia de sismos más profundos, entre 10 y 50 km, con muy pocos eventos generados a profundidades menores que estas, donde las magnitudes son variables y alcanzan en ocasiones valores cercanos a 5,0. A lo largo de todo el borde nororiental del Batolito Antioqueño, se han localizado una gran cantidad de sismos, pero de manera diferente a los casos mencionados anteriormente, en este sector, no se tienen profundidades o magnitudes muy específicas, sino que por el contrario, se encuentran sismos de todas las características.

Es particular el comportamiento del batolito en términos sísmicos, ya que, a lo largo de la zona de estudio, la gran mayoría de los sismos se localizan alrededor de este cuerpo siguiendo los principales sistemas de falla que lo rodean con una tendencia norte-sur, mientras que en su interior la sismicidad es muy baja y se han localizado muy pocos eventos en comparación con la relativamente alta sismicidad que hay alrededor. Se han cartografiado algunas fallas de diferentes características en el costado oriental del mencionado cuerpo ígneo, y la sismicidad de este sector tiende a estar alineada con estas estructuras; en otros casos, y de igual manera en el costado occidental, los sismos encontrados no siguen ninguna falla específica.

Finalmente, se tiene que entre las coordenadas 6,1°-6,5° N y 75,2°-75,7° W, que corresponden al Valle de Aburrá, la sismicidad es prácticamente nula.

Mecanismos focales

Para la generación de los mecanismos focales, se buscaron eventos sísmicos en las bases de datos del Servicio Geológico Colombiano que cumplieran con las características de presentar un hipocentro con una profundidad menor a 50 km, una magnitud mayor a 3,0 y que fueran eventos posteriores a 2014, año en el cual se tiene la certeza de una red sismológica regional lo suficientemente densa. Para obtener los mecanismos focales, se utilizó el *software* Seisan (Havskov y Ottemoller, 1999), el cual es de libre acceso y permite calcular soluciones de mecanismos focales; en particular, se utilizó el algoritmo FPFIT (Reasenberg, 1985), que permite encontrar mecanismos focales utilizando únicamente el método de primeros movimientos (Nakamura, 2002). Para esto se utilizaron datos de formas de onda reportados por la Red Sismológica Nacional de Colombia. En la Figura 5 se ilustra el método utilizado, con un ejemplo que muestra la ubicación de los primeros movimientos en la esfera focal, y un par de sismogramas que muestran un primer movimiento ascendente, y un primer movimiento descendente.

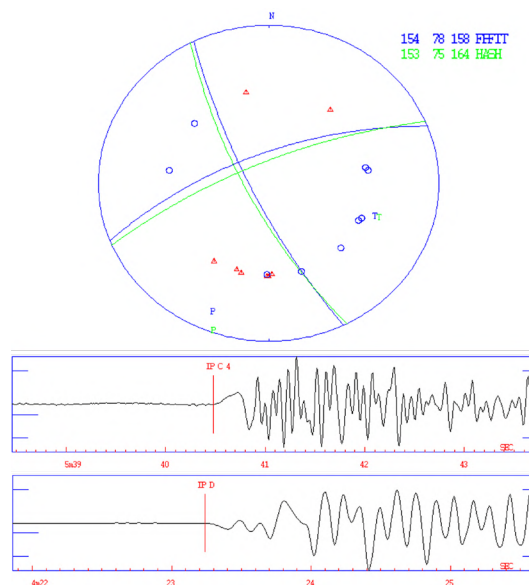


Figura 5. Implementación del método de primeros movimientos para la determinación del mecanismo focal. En la parte superior se muestra la proyección de los primeros movimientos en la esfera focal; P y T corresponden a la representación polar de los ejes de presión y tensión respectivamente. En la parte inferior se presentan dos registros particulares, uno con el primer movimiento ascendente, que corresponde a uno de los círculos azules en la esfera focal; y otro con el primer movimiento descendente, que corresponde a uno de los triángulos rojos en la esfera focal. A pesar de que se utilizó el algoritmo FPFIT (Reasenberg, 1985; arcos meridionales azules) se muestra también el resultado por el algoritmo HASH (Hardebeck y Shearer, 2002; arcos meridionales verdes).

Se encontraron 17 sismos que cumplieron con las características mencionadas (Figura 6), y se da la particularidad de que todos ellos se encuentran alrededor del Batolito Antioqueño, pues como se mencionó anteriormente, la sismicidad al interior de este cuerpo es muy baja y los pocos eventos que se dan en su interior son de muy baja magnitud y no permiten calcular adecuadamente mecanismos focales bajo este método.

En la parte norte y el borde oriental del batolito, los mecanismos focales reflejan movimientos mayoritariamente de rumbo, con algunas excepciones en las que, aunque muestran movimientos oblicuos, presentan una componente normal importante, posiblemente asociada a zonas particulares que están sometidas a un régimen extensional, no necesariamente desvinculado de un régimen regional compresivo o transpresivo.

En los bordes occidental y suroccidental del batolito, los mecanismos focales reflejan movimientos con una componente inversa más importante, lo cual puede indicar que esta región está sometida a un régimen compresional (o transpresivo). Finalmente, un poco más al suroccidente, en una región que ya está más alejada del batolito, se presentan mecanismos focales con una componente principalmente normal. Esta diversidad de mecanismos era esperable, dada la alta complejidad tectónica de la zona de estudio y la manera espacialmente heterogénea en que se absorben los movimientos relativos entre placas y bloques en el borde NW suramericano.

Discusión

En la zona central de Antioquia se tiene una corteza engrosada constituida en gran medida por un complejo polimetamórfico intruido por cuerpos ígneos, y un relieve constituido por superficies de erosión que dan origen a lo que se ha denominado Altiplano Antioqueño (Restrepo-Moreno, 2009, Zapata *et al.*, 2021), dominado geológicamente por el Batolito Antioqueño y cuerpos ígneos asociados. La morfología es bastante diferente de la del sur de los 5,5°N, donde la Cordillera

Central es más estrecha y abrupta. En general, parece haber relativamente grandes profundidades en el moho (alrededor de 45-55 km), consistente con estimaciones previas (Poveda *et al.*, 2015; Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2022a). Hacia el costado oriental del Altiplano Antioqueño, cerca del límite este del Batolito Antioqueño, las estimaciones de espesor cortical no son concluyentes; con el mejoramiento de la cobertura sismológica, se podrá refinar y mejorar el conocimiento de la geometría del moho en esta zona. Sin embargo, en general, los espesores de corteza obtenidos muestran coherencia con lo esperado a partir del principio de isostasia, donde se tiene una raíz cortical de baja densidad asociada a las grandes alturas; además, la relativa baja densidad del Batolito Antioqueño contribuye a soportar la hipótesis de una corteza espesa y elevada.

La zona del Batolito Antioqueño está asociada en general a valores relativamente bajos de anomalía gravitacional (Case *et al.*, 1971; Graterol y Vargas, 2010). Hasta el momento, no se cuenta con estimativos geofísicos de la profundidad de este cuerpo y su geometría interna, pero Case *et al.* (1971) esquematizan un cuerpo más o menos continuo y de profundidad aproximadamente uniforme de alrededor de 15 km, consistente con la información gravimétrica. Las funciones receptoras telesísmicas muestran indicios de una discontinuidad al interior de la corteza (entre 2 y 4 segundos de retraso, Figura 2), pero aún es prematuro especular si se trata del límite inferior de una masa magmática. El uso de herramientas geofísicas en la delimitación de la geometría de un batolito va más allá del alcance de esta investigación y de los datos disponibles actualmente (Drenth *et al.*, 2012). Es también posible que haya una asimetría en profundidad en el batolito, posiblemente asociada a la distribución espacial de las edades, donde el magmatismo más joven (55-65 Ma) está aparentemente concentrado al oriente de la masa magmática (Duque-Trujillo *et al.*, 2019). Una mayor cobertura sismológica y un procesamiento e inversión de la información gravimétrica disponible permitirían refinar estas hipótesis y, a su vez, contar con estimativos del volumen magmático basados en información geofísica.

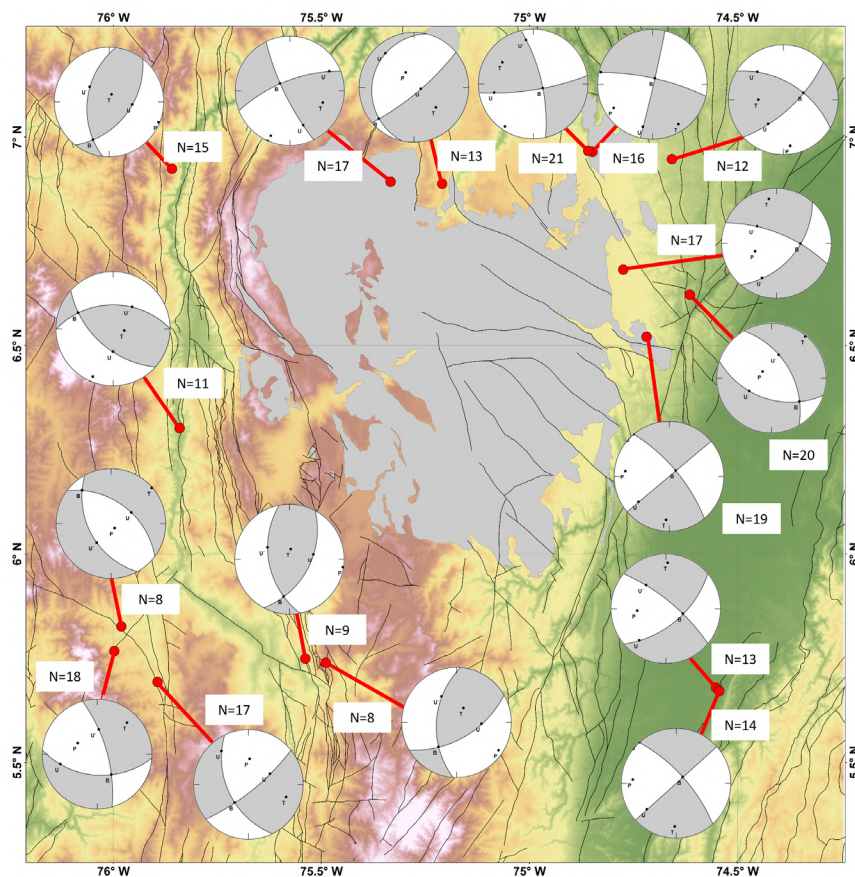


Figura 6. Mecanismos focales de 17 sismos en el área del Altiplano Antioqueño, calculados con la técnica de primeros movimientos. Para cada mecanismo se reporta el número de datos utilizado (N). Fallas y topografía se presentan de igual manera que en la Figura 4.

El patrón de sismicidad obtenido (Figura 4) muestra que la deformación frágil actual predominantemente rodea al Batolito Antioqueño y cuerpos asociados, y se concentra en sus bordes. Esto hace pensar en unos materiales relativamente rígidos que constituyen el batolito, rodeados por materiales más deformables a su alrededor. Esta idea de un comportamiento de bloque rígido para esta unidad litológica fue sugerida por Vargas (2020). Sin embargo, aunque escasa, se observa cierta sismicidad interna, lo que abre la pregunta sobre la posibilidad de deformación frágil que aparentemente se concentra en lineamientos SE-NW (Figura 4); los sismos al interior del batolito no son de una magnitud suficiente para que sus mecanismos focales puedan ser determinados con el cubrimiento sismológico actual. Se espera que con un mejoramiento de la cobertura de sismógrafos en el área se pueda comprender mejor su deformación interna y las razones por las cuales esta se concentra en ciertas zonas.

Según Cortés y Angelier (2005), la zona de estudio se encuentra en la transición de un régimen de rumbo (~NW-SE) y extensional (~WNW-ESE) al occidente, hacia un régimen compresional (~EW) al oriente. Sin embargo, la escala de dicho estudio es mucho más extendida y el nivel de detalle mucho menor, de modo que los sismos que llevan a inferir el régimen de rumbo están varias decenas de kilómetros al occidente de los límites del Altiplano Antioqueño; el régimen extensional puede estar más cercano al límite occidental del Altiplano, como lo sugieren tres mecanismos focales al SW de la zona de estudio (Figura 4). Sin embargo, en la propia transición entre el cañón del río Cauca y el Altiplano, predominan los mecanismos de componente inversa, mientras que en el costado oriental predomina el fallamiento de rumbo (Figura 6). Esta tendencia sugiere que las fallas al occidente, pertenecientes al sistema de Cauca-Romeral (Vinasco, 2019), están fundamentalmente absorbiendo la deformación asociada a la convergencia entre la placa de Nazca y el

bloque norandino en forma de fallamiento inverso, con una complejidad añadida debido a un posible traslape de las placas Nazca y Caribe en la zona de estudio (Kellogg *et al.*, 2019; Sun *et al.*, 2022). En las fallas al oriente del batolito, posiblemente asociadas con el sistema Otú-Pericos (Álvarez-Galíndez *et al.*, 2007), se está acomodando también transpresión asociada con el régimen convergente dominante en la zona, pero mucho más en la forma de fallamiento de rumbo.

Los vectores de GPS, relativos a la parte estable de Sudamérica, calculados por Mora-Páez *et al.* (2019) en las zonas vecinas a los bordes occidental y oriental del batolito, no muestran mucha diferencia; es decir, el vector que atraviesa el sistema de fallas Cauca-Romeral a la latitud del Batolito Antioqueño, y el que atraviesa la zona de falla de Otú-Pericos a una latitud similar, con una dirección aproximada ENE, no son significativamente diferentes. A pesar de que los vectores de GPS resultantes en ambas zonas sean similares, la complejidad tectónica local en cada ubicación determinará cómo la deformación se reparte entre las distintas fallas.

Una de las posibles razones para explicar esta diferencia en la acomodación de la deformación en los costados occidental y oriental del Batolito Antioqueño puede estar en la formación de cuencas extensionales al occidente de lo que hoy es el Altiplano Antioqueño, durante el Cretácico. Este proceso pudo haber involucrado una generación de estructuras de deformación, predominantemente fallas normales, que pudieron facilitar posteriormente su inversión tectónica (Mora *et al.*, 2013), lo cual puede explicar la concentración de movimientos inversos en este flanco del altiplano. Por el contrario, en su flanco oriental, el batolito limita con un basamento ígneo-metamórfico que puede carecer de estructuras heredadas, en donde la deformación está prefiriendo las componentes de rumbo.

Conclusiones

Se presenta una visión general y simplificada de la información geológica y sismo-tectónica de la zona central de Antioquia, dominada por el Altiplano Antioqueño. Las funciones receptoras telesísmicas, aunque no concluyentes al este del altiplano, sugieren espesores corticales del orden de 45-55 km. La sismicidad instrumental indica una concentración de la deformación frágil en los bordes del Batolito

Antioqueño y un aparente comportamiento de bloque rígido por parte de este cuerpo; los mecanismos focales en el límite occidental del Altiplano muestran una componente inversa, consistente con una compresión W-E, mientras que en el límite oriental se tiene un comportamiento de rumbo. Esta diferenciación puede deberse a diferencias reológicas entre el batolito y materiales circundantes, y a la presencia de estructuras heredadas de historias tectónicas previas. Algunos mecanismos focales ubicados por fuera del Altiplano, a pocas decenas de km al SW, muestran fallamiento normal, consistente con deformaciones en regímenes simples típicos de zonas de alta deformación.

Referencias

- Álvarez-Galíndez, M.; Ordóñez-Carmona, O.; Valencia-Marín, M.; Romero-Hernández, A. (2007). Geología de la zona de influencia de la falla Otú en el distrito minero Segovia – Remedios. *Dyna*, 74(153), 41-51.
- Arias, L.A. (1995). El relieve de la zona central de Antioquia: un palimpsesto de eventos tectónicos y climáticos. *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia*, 10, 9-24. <https://doi.org/10.17533/udea.redin.325539>
- Avellaneda-Jiménez, D.S.; Monsalve, G.; León, S.; Gómez-García, A.M. (2022a). Insights into Moho depth beneath the northwestern Andean region from gravity data inversion. *Geophysical Journal International*, 229(3), 1964-1977. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac041>
- Avellaneda-Jiménez, D.S.; Monsalve, G.; Sánchez, J.S. (2022b). Seismic and thermo-compositional insights into the uppermost mantle beneath the Northern Andes magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 117, 103883. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103883>
- Bayona, G.; Cortés, M.; Jaramillo, C.; Ojeda, G.; Aristizábal, J.J.; Reyes-Harker, A. (2008). An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *GSA Bulletin*, 120(9-10), 1171-1197. <https://doi.org/10.1130/B26187.1>

- Borrero, C.; Toro-Toro, L.M. (2016). Vulcanismo de afinidad adaquítica en el miembro inferior de la Formación Combia (Mioceno Tardío) al sur de la subcuenca de Amagá, Noroccidente de Colombia. *Boletín de Geología*, 38(1), 87-100. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016005>
- Botero, G. (1963). Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales de la Facultad de Nacional de Minas*, 57, 7-101.
- Bustamante, A.; Juliani, C. (2011). Unraveling an antique subduction process from metamorphic basement around Medellín city, Central Cordillera of Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(3), 210-221. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.06.005>
- Caballero, V.; Mora, A.; Quintero, I.; Blanco, V.; Parra, M.; Rojas, L.E.; López, C.; Sánchez, N.; Horton, B.K.; Stockli, D.; Duddy, I. (2013). Tectonic controls on sedimentation in an intermontane hinterland basin adjacent to inversion structures: The Nuevo Mundo syncline, Middle Magdalena Valley, Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 315-342. <https://doi.org/10.1144/SP377.12>
- Cardona, A.; León, S.; Jaramillo, J.S.; Valencia, V.A.; Zapata, S.; Pardo-Trujillo, A.; Schmitt, A.K.; Mejía, D.; Arenas, J.C. (2020). Cretaceous record from a Mariana– to an Andean–Type Margin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 335-373). Volumen 2, Chapter 10. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.10>
- Case, J.E.; Durán, L.G.; Alfonso-López, R.; Moore, W.R. (1971). Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *GSA Bulletin*, 82(10), 2685-2712. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[2685:TIIWCA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[2685:TIIWCA]2.0.CO;2)
- Chiarabba, C.; de Gori, P.; Faccenna, C.; Speranza, F.; Seccia, D.; Dionicio, V.; Prieto, G.A. (2016). Subduction system and flat slab beneath the Eastern Cordillera of Colombia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(1), 16-27. <https://doi.org/10.1002/2015GC006048>
- Cortés, M.; Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1-4), 29-58. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020>
- Cuadros, F.A.; Botelho, N.F.; Ordóñez-Carmona, O.; Matteini, M. (2014). Mesoproterozoic crust in the San Lucas Range (Colombia): An insight into the crustal evolution of the northern Andes. *Precambrian Research*, 245, 186-206. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.02.010>
- Das, R.; Saikia, U.; Rai, S.S. (2015). The deep geology of South India inferred from Moho depth and V_p/V_s ratio. *Geophysical Journal International*, 203(2), 910-926. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv351>
- Drenth, B.J.; Keller, G.R.; Thompson, R.A. (2012). Geophysical study of the San Juan Mountains batholith complex, southwestern Colorado. *Geosphere*, 8(3), 669-684. <https://doi.org/10.1130/GES00723.1>
- Duque-Palacio, S.; Seward, D.; Restrepo-Moreno, S.A.; García-Ramos, D. (2021). Timing and rates of morpho-tectonic events in a segment of the Central and Western cordilleras of Colombia revealed through low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103085. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103085>
- Duque-Trujillo, J.; Bustamante, C.; Solari, L.; Gómez-Mafla, Á.; Toro-Villegas, G.; Hoyos, S. (2019). Reviewing the Antioquia batholith and satellite bodies: A record of Late Cretaceous to Eocene syn- to post-collisional arc magmatism in the Central Cordillera of Colombia. *Andean Geology*, 46(1), 82-101. <https://doi.org/10.5027/andgeov46n1-3120>
- García-Casco, A.; Restrepo, J.J.; Correa-Martínez, A.M.; Blanco-Quintero, I.F.; Proenza, J.A.; Weber, M.; Butjosa, L. (2020). The Petrologic Nature of the “Medellín Dunite” Revisited: An Algebraic Approach and Proposal of a New Definition of the Geological Body. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 45-75). Volume 2, Chapter 2. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.02>
- Gómez-Tapias, J.; Montes-Ramírez, N.E.; Almanza-Meléndez, M.F.; Alcárcel-Gutiérrez, F.A.; Madrid-Montoya, C.A.; Diederix, H. (2017). Geological map of Colombia 2015. *Episodes*, 40(3), 201-212. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2017/v40i3/017023>

- Graterol, V.; Vargas, A. (2010). Mapa de anomalía de Bouguer total de la República de Colombia. ANH (Agencia Nacional de Hidrocarburos), Bogotá, Colombia.
- Grosse, E. (1926). *El Terciario carbonífero de Antioquia*. Ed. D. Reimer.
- Hardebeck, J.; Shearer, P. (2002). A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2264-2276. <https://doi.org/10.1785/0120010200>
- Havskov, J.; Ottemoller, L. (1999). SeisAn earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532-534. <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>
- Herrmann, R.B. (2013). Computer Programs in Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research. *Seismological Research Letters*, 84(6), 1081-1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>
- Horton, B.K.; Parra, M.; Mora, A. (2020). Construction of the Eastern Cordillera of Colombia: Insights from the Sedimentary Record. In: J. Gómez, D. Mateus-Zabala (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 67-88). Volume 3, Chapter 3. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.03>
- Idárraga-García, J.; Kendall, J.M.; Vargas, C.A. (2016). Shear wave anisotropy in northwestern South America and its link to the Caribbean and Nazca subduction geodynamics. *Geochemistry Geophysics, Geosystems*, 17(9), 3655-3673. <https://doi.org/10.1002/2016GC006323>
- 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>
- Jaramillo, J.S.; Cardona, A.; Monsalve, G.; Valencia, V.; León, S. (2019). Petrogenesis of the late Miocene Combia volcanic complex, northwestern Colombian Andes: Tectonic implication of short term and compositionally heterogeneous arc magmatism. *Lithos*, 330-331, 194-210. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.017>
- Kellogg, J.N.; Franco-Camelio, G.B.; Mora-Páez, H. (2019). Cenozoic tectonic evolution of the North Andes with constraints from volcanic ages, seismic reflection, and satellite geodesy. *Andean Tectonics*, 69-102. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-816009-1.00006-x>
- Kennett, B.L.N.; Engdahl, E.R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- Kind, R.; Vinnik, L.P. (1987). The upper-mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases. *Journal of Geophysics*, 62(1), 138-147.
- Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9), 4749-4762. <https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749>
- Lara, M.; Salazar-Franco, A.M.; Silva-Tamayo, J.C. (2018). Provenance of the Cenozoic siliciclastic intramontane Amagá Formation: Implications for the early Miocene collision between Central and South America. *Sedimentary Geology*, 373, 147-162. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.06.003>
- Leal-Mejía, H.; Shaw, R.P.; Melgarejo i Draper, J.C. (2019). Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the Phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes. In: F. Cedié, R.P. Shaw (eds.). *Geology and tectonics of Northwestern South America* (pp.253-410). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_5
- León, S.; Cardona, A.; Mejía, D.; Botello, G.E.; Villa, V.; Collo, G.; Valencia, V.; Zapata, S.; Avellaneda-Jiménez, D.S. (2019). Source area evolution and thermal record of an Early Cretaceous back-arc basin along the northwesternmost Colombian Andes. *Journal South American Earth Sciences*, 94, 102229. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102229>

- Ligorria, J.P.; Ammon, C.J. (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395-1400, <https://doi.org/10.1785/BSSA0890051395>
- Marín-Cerón, M.I.; Leal-Mejía, H.; Bernet, M.; Mesa-García, J. (2019). Late Cenozoic to modern-day volcanism in the Northern Andes: A geochronological, petrographical, and geochemical review. In: F. Cediél, R.P. Shaw (eds.). *Geology and tectonics of Northwestern South America* (pp. 603-601). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_8
- Martens, U.; Restrepo, J.J.; Ordóñez-Carmona, O.; Correa-Martínez, A.M. (2014). The Tahamí and Anacona terranes of the Colombian Andes: Missing links between the South American and Mexican Gondwana margins. *The Journal of Geology*, 122(5), 507-530. <https://doi.org/10.1086/677177>
- Maya, M.; González, H. (1995). Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2-3), 44-57.
- Mojica-Boada, J.M.; Poveda, E.; Tary, J.B. (2022). Lithospheric and slab configurations from Receiver Function Imaging in Northwestern South America, Colombia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(12), e2022JB024475. <https://doi.org/10.1029/2022JB024475>
- Monsalve-Bustamante, M.L. (2020). The volcanic front in Colombia: Segmentation and recent and historical activity. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 97-159). Volume 4, Chapter 3. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.03>
- Monsalve-Bustamante, M.L.; Gómez, J.; Núñez-Tello, A. (2020). Rear-arc small-volume basaltic volcanism in Colombia: Monogenetic volcanic fields. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 353-396). Volume 4, Chapter 10. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.10>
- Mora-Páez, H.; Kellogg, J.N.; Frymueller, J.T.; Mencia, D.; Fernandes, R.M.S.; Diederix, H.; LaFemina, P.; Cardona-Piedrahita, L.; Lizarazo, S.; Peláez-Gaviria, J.R.; Díaz-Mila, F.; Bohórquez-Orozco, O.; Giraldo-Londoño, L.; Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes - A new GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 76-91, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002>
- Mora, A.; Reyes-Harker, A.; Rodríguez, G.; Tesón, E.; Ramírez-Arias, J.C.; Parra, M.; Caballero, V.; Mora, J.P.; Quintero, I.; Valencia, V.; Ibáñez, M.; Horton, B.K.; Stockli, D.F. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 411-442. <https://doi.org/10.1144/SP377.6>
- Mora, A.; Villagómez, D.; Parra, M.; Caballero, V.M.; Spikings, R.; Horton, B.K.; Mora-Bohórquez, J.A.; Ketcham, R.A.; Arias-Martínez, J.P. (2020). Late Cretaceous to Cenozoic Uplift of the Northern Andes: Paleogeographic Implications. In: J. Gómez, D. Mateus-Zabala (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 89-121). Volume 3, Chapter 4. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.exp.37.2019.04>
- Nakamura, M. (2002). Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and S waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 130(1-2), 17-29. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00306-5](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00306-5)
- Ojeda, A.; Havskov, J. (2001). Crustal structure and local seismicity in Colombia. *Journal of Seismology*, 5, 575-593. <https://doi.org/10.1023/A:1012053206408>
- Owens, T.; Zandt, G. (1985). The response of continental crust-Mantle boundary observed on broadband teleseismic receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 12(10), 705-708. <https://doi.org/10.1029/GL012i010p00705>
- Page, W.D.; James, M.E. (1981). The antiquity of the erosion surfaces and late Cenozoic deposits near Medellín, Colombia: Implications to tectonics and erosion rates. *Revista CIAF*, 6, 421-454.

- Poveda, E.; Monsalve, G.; Vargas, C.A. (2015). Receiver functions and crustal structure of the northwestern Andean region, Colombia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2408-2425. <https://doi.org/10.1002/2014JB011304>
- Reasenber, P.A. (1985). FPFIT, FPLOT, and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. US Geological Survey Open-File Report 85-739. <https://doi.org/10.3133/ofr85739>
- Restrepo, J.J. (2007). Obducción y metamorfismo de Ofiolitas Triásicas en el Flanco Occidental del terreno Tahamí, Cordillera Central de Colombia. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 1, 49-100.
- 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/epiugs/1988/v11i3/006>
- Restrepo, J.J.; Ordóñez-Carmona, O.; Armstrong, R.; Pimentel, M.M. (2011). Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the central cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 497-507. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.009>
- Restrepo, J.J.; Martens, U.; Giraldo-Ramírez, W.E. (2020). The Anaconda Terrane: A small early Paleozoic Peri-Gondwanan Terrane in the Cauca-Romeral Fault System. In: J. Gómez, D. Mateus-Zabala (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 149-165). Volume 1, Chapter 8. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.08>
- Restrepo-Moreno, S.A.; Foster, D.A.; Kamenov, G.D. (2007). Formation age and magma sources for the Antioqueño Batholith derived from LA-ICP-MS Uranium-Lead dating and hafnium-isotope analysis of Zircon Grains. *Proceedings Geological Society of America Abstracts With Programs*, 32007, 3(6), 493-494.
- Restrepo-Moreno, S.A. (2009). Long-term morphotectonic evolution and denudation chronology of the Antioqueño Plateau, Cordillera Central, Colombia. PhD thesis, University of Florida.
- Restrepo-Moreno, S.A.; Foster, D.A.; Stockli, D.F.; Parra-Sánchez, L.N. (2009). Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes (Colombia) from apatite (U-Th)/He thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1-2), 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.037>
- Schulte-Pelkum, V.; Monsalve, G.; Sheehan, A.; Pandey, M.R.; Sapkota, S.; Bilham, R.; Wu, F. (2005). Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya. *Nature*, 435, 1222-1225. <https://doi.org/10.1038/nature03678>
- Schulte-Pelkum, V.; Mahan, K.H. (2014). Imaging faults and shear zones using receiver functions. *Pure and Applied Geophysics*, 171(11), 2967-2991. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0853-4>
- Shearer, P.M. (2019). Introduction to seismology. Cambridge University Press <https://doi.org/10.1017/9781316877111>
- Sierra, G.M.; Silva-Tamayo, J.C.; Correa, L.G. (2003). Estratigrafía secuencial de la Formación Amagá. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 15, 9-22.
- Sierra, G.M.; Marín-Cerón, M.I. (2011). Petroleum Geology of Colombia. Amagá, Cauca and Patía Basins. Agencia Nacional de Hidrocarburos, Fondo Editorial Universidad EAFIT.
- Silva-Tamayo, J.C.; Sierra, G.M.; Correa, L.G. (2008). Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 369-382. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.02.001>
- 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>
- Sun, M.; Bezada, M.J.; Cornthwaite, J.; Prieto, G.A.; Niu, F.; Levander, A. (2022). Overlapping slabs: Untangling subduction in NW South America through finite-frequency teleseismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 577, 117253. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117253>

- Syracuse, E.M.; Maceira, M.; Prieto, G.A.; Zhang, H.; Ammon, C.J. (2016). Multiple plates subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 444, 139-149. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.050>
- Vargas, C.A. (2020). Subduction geometries in Northwestern South America. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 397-422). Volume 4, Chapter 11. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.11>
- Vargas, C.A.; Mann, P. (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama arc-indentor with Northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 2025-2046. <https://doi.org/10.1785/0120120328>
- Veloza, G.; Styron, R.; Taylor, M.; Mora, A. (2012). Open-source archive of active faults for northwest South America. *GSA Today*, 22(10), 4-10. <https://doi.org/10.1130/GSAT-G156A.1>
- 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. (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
- 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>
- Wagner, L.S.; Jaramillo, J.S.; Ramírez-Hoyos, L.F.; Monsalve, G.; Cardona, A.; Becker, T.W. (2017). Transient slab flattening beneath Colombia. *Geophysical Research Letters*, 44(13), 6616-6623. <https://doi.org/10.1002/2017GL073981>
- Weber, M.; Duque, J.F.; Hoyos, S.; Cárdenas-Rozo, A.L.; Gómez-Tapias, J.; Wilson, R. (2020). The Combia Volcanic Province: Miocene Post-Collisional Magmatism in the Northern Andes. In: J. Gómez, D. Mateus-Zabala (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 355-394). Volume 3, Chapter 12. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.12>
- 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>
- Zapata, S.; Zapata-Henao, M.; Cardona, A.; Jaramillo, C.; Silvestro, D.; Obloh-Ikuenobe, F. (2021). Long-term topographic growth and decay constrained by 3-D thermo-kinematic modeling: Tectonic evolution of the Antioquia Altiplano, Northern Andes. *Global and Planetary Change*, 203, 103553. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103553>
- Zapata-Villada, J.P.; Cardona, A.; Serna, S.; Rodríguez, G. (2021). Late Cretaceous to Paleocene magmatic record of the transition between collision and subduction in the Western and Central Cordillera of northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 112(Part 1), 103557. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103557>
- Zhu, L.; Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in Southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2969-2980. <https://doi.org/10.1029/1999JB900322>

Fecha de recibido: 12 de julio de 2023
Fecha de aceptado: 19 de marzo de 2024
