

Determinación de actividad tectónica reciente en el flanco occidental del Macizo de Santander (Colombia) a partir del análisis morfométrico

Daniel Moreno-Lozada^{1,3} ; Helbert García-Delgado² ; Francisco Velandia^{3*} 

¹ Facultad de Geoingeniería, Minería y Geología, Wrocław University of Science and Technology, Polonia. danielmorenol@gmail.com

² Departamento de Ciencias Ambientales y de la Tierra, Syracuse University, Syracuse, USA. hsgarcia@syr.edu

³ Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia. favelanp@uis.edu.co

Resumen

Hoy en día, gracias a la información espacial disponible y a la capacidad de procesamiento de datos, la geomorfología cuantitativa se ha convertido en una herramienta valiosa para evaluar la actividad tectónica reciente en áreas complejas estructuralmente como el Macizo de Santander, una región con baja densidad de datos sismológicos y de GPS, y escasos o nulos estudios de paleosismología, donde se hace necesario destacar los rasgos morfológicos asociados con la Falla de Bucaramanga y estructuras transversales con rumbo NE, para identificar patrones de deformación y entender su cinemática e interacción espacial y temporal. La evaluación de índices morfométricos en el margen occidental del macizo permitió realizar análisis de asimetría de cuencas de drenaje, del frente montañoso y de variaciones de la red de drenaje. Los resultados confirman una actividad tectónica significativa que genera basculamiento activo en algunos sectores asociados con fallas transversales NE, tasas de levantamiento empíricas que varían de 0,03 a 0,08 m/ka, así como rotación antihoraria de 16,5° de las cuencas hidrográficas, con lomos de presión que muestran propagación al SE a lo largo de la Falla de Bucaramanga.

Palabras clave: Falla de Bucaramanga; Andes del Norte; Asimetría de cuencas; Frente montañoso; Red de drenaje.

Recent tectonic activity on the western flank of the Santander massif (Colombia) from morphometric analysis

Abstract

Nowadays, because of the available spatial information and data processing capabilities, quantitative geomorphology has become a valuable tool for assessing recent tectonic activity in structurally complex areas such as the Santander Massif. This region is characterized by low seismological and GPS data density and scarcity or absence of paleoseismological studies. It is necessary to highlight the morphological features associated with the Bucaramanga Fault and transverse NE structures. This will help identify deformation patterns and understand their kinematics, and spatial and temporal interactions. The assessment of morphometric indices on the western margin of the massif allowed for the analysis of drainage basin asymmetry, mountain front characteristics, and variations in the

Forma de citar: Moreno-Lozada, D.; García-Delgado, H.; Velandia, F. (2024). Determinación de actividad tectónica reciente en el flanco occidental del Macizo de Santander (Colombia) a partir del análisis morfométrico. *Boletín de Geología*, 46(3), 69-103. <https://doi.org/10.18273/revbol.v46n3-2024003>

drainage network. The results confirm a significant tectonic activity that generates active tilting in some sectors associated with NE transverse faults, with empirical uplift rates ranging from 0.03 to 0.08 m/ka. Additionally, a counterclockwise rotation of 16.5° is observed in the hydrographic basins, with pressure ridges indicating southeastward propagation along the Bucaramanga Fault.

Keywords: Bucaramanga Fault; Northern Andes; Basin asymmetry; Mountain front; Drainage network.

Introducción

La Falla de Bucaramanga domina el borde occidental del Macizo de Santander y ha sido definida como una estructura sismogénica, con al menos ocho eventos sísmicos durante el Holoceno (Diederix *et al.*, 2009). La estructura ha sido catalogada como falla activa por París *et al.* (2000), y los datos sísmicos revelan focos superficiales asociados a la actividad de fallas geológicas en el área (Red Sismológica Nacional, SGC; Londoño *et al.*, 2019). Según García-Delgado *et al.* (2020), el relieve y la configuración de las cuencas de drenaje del macizo han sido moldeados por esta actividad tectónica de la Falla de Bucaramanga y otras fallas transversales, además de la convergencia de los Andes de Mérida con la Cordillera Oriental de Colombia. Diferentes modelos tratan de explicar la configuración estructural actual del Macizo de Santander, integrando esta relación tectónica de indentación (Boinet *et al.*, 1985) y transpresión a lo largo de las fallas del macizo; uno de estos es el modelo de dominó transcurrente de Velandia *et al.* (2020).

Esta actividad neotectónica en el Macizo de Santander, sin embargo, presenta incertidumbre ya que aún no existen estudios de sismología histórica o prehistórica que asignen eventos a las fallas geológicas de los alrededores de la ciudad de Bucaramanga. Con la densificación de estaciones sismológicas es probable que la sismicidad instrumental se haga más evidente. Respecto de los depósitos cuaternarios, aunque se encuentran varios abanicos aluviales colgados y asociados al margen occidental del macizo, no se tienen aún datos de fallamiento y dataciones, salvo el estudio de Diederix *et al.* (2009) en Bucaramanga. Las fuentes sismogénicas con origen somero y que implican amenaza sísmica para la región han sido mayormente asociadas con la tendencia NE de la Falla de Boconó (*e. g.* Audemard, 1997, 1998, 2014; Rodríguez *et al.*, 2015, 2018, 2019; Salcedo-Hurtado *et al.*, 2021), la cual tiene influencia hasta el borde occidental del Macizo de Santander (*e. g.* Osorio *et al.*, 2008; Rodríguez *et al.*, 2015; Velandia *et al.*, 2020; Salcedo-Hurtado *et al.*, 2021).

En la Cordillera Oriental de Colombia, la geomorfología cuantitativa se ha usado para confirmar la influencia

de esta actividad tectónica en la reorganización de las redes de drenaje, además de los procesos erosivos (*e. g.* Struth *et al.*, 2016, 2020; García-Delgado *et al.*, 2020, 2023). En forma más específica para la parte sur del Macizo de Santander y mediante el análisis de índices morfométricos, García-Delgado *et al.* (2019) concluyen que en el área se presenta un fallamiento activo con un incremento en la actividad tectónica relativa de la Falla de Bucaramanga que sigue una dirección SE; definen que, entre las secciones de falla propuesta por Velandia y Bermúdez (2018), la sección de Ricaurte, al sur, es la zona de mayor actividad tectónica relativa. García-Delgado *et al.* (2020) realizan un análisis morfométrico en la parte norte y central del Macizo de Santander para separar la actividad tectónica de la región en dos escenarios diferentes: i) la deformación del Macizo de Santander central inducida por el movimiento del Indentor de Pamplona y ii) la actividad tectónica de la Falla de Bucaramanga (Neógeno tardío) y sus fallas NE-SW asociadas. Resaltan que en la parte norte del Macizo de Santander la actividad tectónica cuaternaria se encuentra restringida a la zona entre las fallas de Bucaramanga y de Guamalito, las cuales presentan una tendencia similar al NNW y configuran una cupla cizallante según Velandia *et al.* (2020).

Considerando lo anterior, para este trabajo se acepta como hipótesis que las fallas presentes en el borde occidental del Macizo de Santander han tenido una actividad tectónica reciente y que esto se puede comprobar mediante el análisis de índices morfométricos. Además, se tiene en cuenta que los estudios cuantitativos de la topografía, geoformas, suelos y depósitos recientes proveen información básica necesaria para una predicción de eventos sísmicos a largo plazo (Keller, 1986; Kirby *et al.*, 2008). La aplicación de estas técnicas es importante para profundizar en la caracterización neotectónica en esta zona de la Cordillera Oriental de Colombia donde se asientan gran número de poblaciones.

Se presenta aquí un análisis de la actividad tectónica reciente en el flanco occidental de Macizo de Santander a partir de índices morfométricos tales como el Factor de Asimetría (AF) y Simetría Transversal Topográfica (T), los cuales permiten determinar basculamiento y

levantamientos diferenciales del terreno (asimetrías en las cuencas de drenaje), así como los índices de Sinuosidad del frente montañoso (Sfm) y de relación Alto del valle – Ancho del valle (V_p), que en conjunto permiten cuantificar el levantamiento tectónico reciente. También se resaltan los indicios de esta actividad utilizando la forma y dirección de las redes de drenaje como indicadores externos. Con los resultados obtenidos en este estudio, se espera aportar al conocimiento de la neotectónica en Colombia y también a una eventual evaluación de riesgo sísmico en el Macizo de Santander.

Marco geológico

El Macizo de Santander hace parte de la Cordillera Oriental de Colombia en los Andes del Norte, los cuales son el resultado de la interacción de las placas tectónicas Suramericana, Nazca y Caribe, marco donde se distinguen los bloques de Panamá-Chocó y Maracaibo (e. g. Pennington, 1981; Audemard, 1993, 2002, 2003, 2009a, 2014; Taboada *et al.*, 2000; Audemard *et al.*, 2005; Audemard y Castilla, 2016). Estudios con datos GPS indican que actualmente la parte norte de la cordillera de los Andes se mueve en dirección NE, influenciada por la convergencia oblicua de las placas, la colisión del Arco de Panamá-Chocó y/o la subducción de la dorsal Carnegie bajo la fosa de Ecuador-Colombia (e. g. Trenkamp *et al.*, 2002; Mora-Páez *et al.*, 2019; Audemard *et al.*, 2021; Mora-Páez y Audemard, 2021). En la Cordillera Oriental, la transpresión domina la deformación de la corteza desde la inversión positiva de la antigua cuenca transtensional mesozoica (e. g. Kammer, 1999; Kammer y Sánchez, 2006; Mora *et al.*, 2008; Velandia, 2017). El norte de esta cordillera hace parte del bloque de Maracaibo (e. g. Kellogg *et al.*, 1995; Audemard *et al.*, 2005), el cual, en una tectónica de escape, está delimitado por tres sistemas de fallas mayores: Bucaramanga - Santa Marta, Boconó y Oca-Ancón (e. g. Audemard y Castilla, 2016).

El área de análisis para el presente trabajo se ubica en la esquina sur del Bloque de Maracaibo, donde el Macizo de Santander se caracteriza por una deformación transpresiva de fallas longitudinales (a lo largo de la tendencia general de la Cordillera Oriental) y fallas transversales, donde además del efecto de la convergencia de bloque Panamá-Chocó, es evidente la influencia de la Cuña de Pamplona (Velandia *et al.*, 2020), o indenter de Pamplona en el sentido de

Boinet *et al.* (1985). La inversión de mecanismos focales y datos estructurales revelan una dirección de compresión dominante W-E para esta zona del Macizo de Santander (e. g. Audemard y Audemard, 2002; Colmenares y Zoback, 2003; Cortés y Angelier, 2005; Acosta *et al.*, 2007), donde además Velandia *et al.* (2020) muestran una configuración radial de las trayectorias del esfuerzo horizontal máximo a partir de la Cuña de Pamplona. Esta influencia se expresa en la margen occidental del Macizo de Santander con la transpresión que ocurre entre la cupla cizallante definida por las fallas longitudinales de Bucaramanga y Guamalito, con componente de rumbo sinistral, y las fallas transversales al interior que presentan rumbo dextral, por lo que Velandia *et al.* (2020) proponen un modelo de dominó transpresivo para explicar la actual deformación en la región, similar al mostrado por Restrepo-Pace (1995). Adicionalmente, la influencia de la zona transversal de Boconó hasta el margen occidental del macizo ha sido también explicada por Osorio *et al.* (2008).

Esta compleja interacción de regímenes compresivos y transpresivos con componentes de rumbo sinestrales y dextrales, además de procesos de inversión tectónica, ha dado lugar a rotaciones tanto horarias como antihorarias, ilustradas en un marco tectónico actual a partir de indicadores cinemáticos en roca (Velandia *et al.*, 2020) y con el apoyo de mecanismos focales de sismos y datos de GPS (García-Delgado *et al.*, 2022), así como estudios paleomagnéticos de Jiménez *et al.* (2015, 2021, 2022).

En cuanto a las unidades geológicas, en el Macizo de Santander aflora el basamento de la cordillera (Figura 1), con rocas ígneas y metamórficas con edades que comprenden desde el Proterozoico al Mesozoico (Ward *et al.*, 1973), tales como el Neis de Bucaramanga compuesto por migmatitas y neis de alto grado de metamorfismo (van der Lelij *et al.*, 2016), ortogneis (Ordovícico temprano, van der Lelij *et al.*, 2016), rocas metamórficas de grado medio a bajo con protolito sedimentario del Ordovícico-Silúrico hasta el Devónico, con rocas intrusivas del Paleozoico tardío y rocas plutónicas del Triásico-Jurásico (Ward *et al.*, 1973). Este basamento está en contacto inconforme con secuencias continentales del Jurásico y sedimentarias marinas y transicionales del Cretácico y Paleógeno (Ward *et al.*, 1973), lo que evidencia ciclos de exhumación y enterramiento del Macizo de Santander al menos desde el Mesozoico.

Metodología

El adelanto tecnológico que los SIG (sistemas de información geográfica) proveen, con la realización de análisis estadísticos y la disponibilidad de un MDE (modelo digital de elevación) de alta precisión, ha permitido un gran avance en el campo de los índices morfométricos, como la posibilidad de extraer redes

de drenaje con gradientes de corriente que permitan un análisis cuantitativo del terreno directamente del MDE (Pérez-Peña *et al.*, 2009; Molano-Cárdenas y Torres-Rodríguez, 2018). El análisis conjunto de métodos cuantitativos y descripciones cualitativas brinda valiosa información sobre el desarrollo neotectónico en la zona.

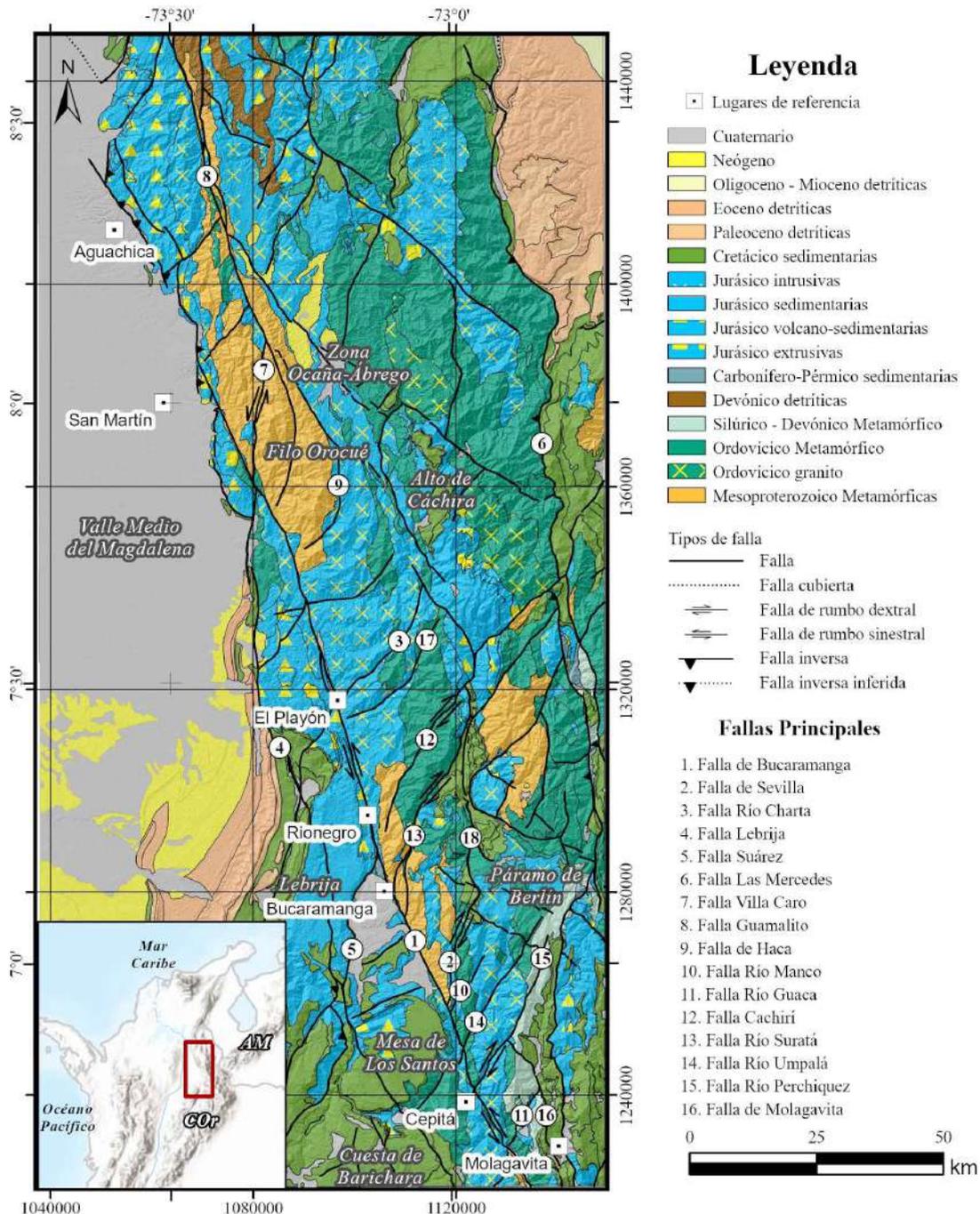


Figura 1. Mapa geológico regional de la zona de estudio, que incluye algunas fallas geológicas principales. AM: Andes de Mérida, CO: Cordillera Oriental. Modificado de Ward *et al.* (1973).

Los índices geomorfológicos se incluyen entre las técnicas morfométricas y se desarrollaron como una herramienta de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan rápida deformación tectónica (Keller y Pinter, 2002). Con este fin, en el presente trabajo, se usan los índices para el análisis de asimetría de cuencas de drenaje y del frente montañoso, incluida la obtención de tasas empíricas de levantamiento, además del análisis de red de drenaje.

El dato de entrada principal para este estudio cuantitativo fue un MDE con resolución horizontal de 30 m, obtenido del sensor ALOS (Alos Word 3D), el cual es de uso libre (OpenTopography, 2021). Para la selección de las cuencas hidrográficas por trabajar se usó la función *Basin Picker* del software TAK (Forte y Whipple, 2018) siguiendo dos parámetros: i) área total de la cuenca > 9 km² y ii) ubicación geográfica en el bloque este de la Falla de Bucaramanga.

Factores de asimetría en cuencas de drenaje

La relación de la red de drenaje y la forma de la cuenca se estudia mediante los índices de Factor de asimetría de la cuenca de drenaje (AF) y el factor de simetría transversal topográfica (T), propuestos por Hare y Gardner (1985) y Cox (1994), respectivamente. Se aclara que tal como en la mayoría de los índices morfométricos, los índices de asimetría (AF y T) trabajan mejor cuando en cada cuenca de drenaje se encuentra el mismo tipo de roca. Este método también asume que ni los controles litológicos (como capas de roca inclinadas) ni el clima localizado generan asimetría (Gardner *et al.*, 1987).

Ambos índices (AF y T) son vectores, lo cual significa que tienen magnitud, dirección y sentido. El análisis de varias cuencas consecutivas resulta en un campo de vectores, y este campo puede ser espacialmente promediado y analizado para definir zonas anómalas de asimetría (Cox *et al.*, 2001).

El factor de asimetría de la cuenca de drenaje (AF) fue desarrollado para detectar basculamiento tectónico transversal al flujo de un drenaje en una cuenca a grandes escalas (Figura 2A). Cuando un drenaje se desarrolla en presencia de deformación tectónica activa, a menudo tiene un patrón y una geometría distintiva (Hare y Gardner, 1985).

El factor de asimetría (Hare y Gardner, 1985) está definido como:

$$AF = 100 \cdot (Ar/At) \quad (1)$$

Donde Ar es el área de la cuenca a la derecha (corriente abajo) del cauce principal y At es el área total de la cuenca (Keller y Pinter, 2002). Para la mayoría de las redes que se formaron y continúan fluyendo en una configuración estable, el AF debe ser cercano a 50. Valores significativamente distintos a 50 pueden sugerir un basculamiento (Keller y Pinter, 2002).

Algunos trabajos como el de Pérez-Peña *et al.* (2010) sugieren usar una variación a la fórmula de AF , llamada AF^* , definida a continuación:

$$AF^* = \left| 50 - \frac{Ar \times 100}{At} \right| \quad (2)$$

Esto se hace para unificar las magnitudes y evitar las confusiones al momento de presentar los valores del índice en el mapa, pero en este caso se debe mostrar en el mapa la dirección de posible basculamiento de la cuenca.

Por otro lado, el índice de factor de simetría transversal topográfica (T) (Figura 2B) es usado generalmente para evaluar la cantidad y orientación de asimetría del drenaje principal dentro de una cuenca, y cómo esta asimetría varía a lo largo de la cuenca (Cox, 1994; Ma *et al.*, 2019). El factor fue definido por Cox (1994) como:

$$T = Da/Dd \quad (3)$$

Donde Da es la distancia desde la línea media geométrica de la cuenca a la línea del cauce principal y Dd es la distancia desde la línea media geométrica hasta la divisoria de aguas. Para una cuenca perfectamente simétrica, el valor de T es 0, y a medida que la asimetría aumenta, el valor de T aumenta hasta llegar a un máximo de 1.

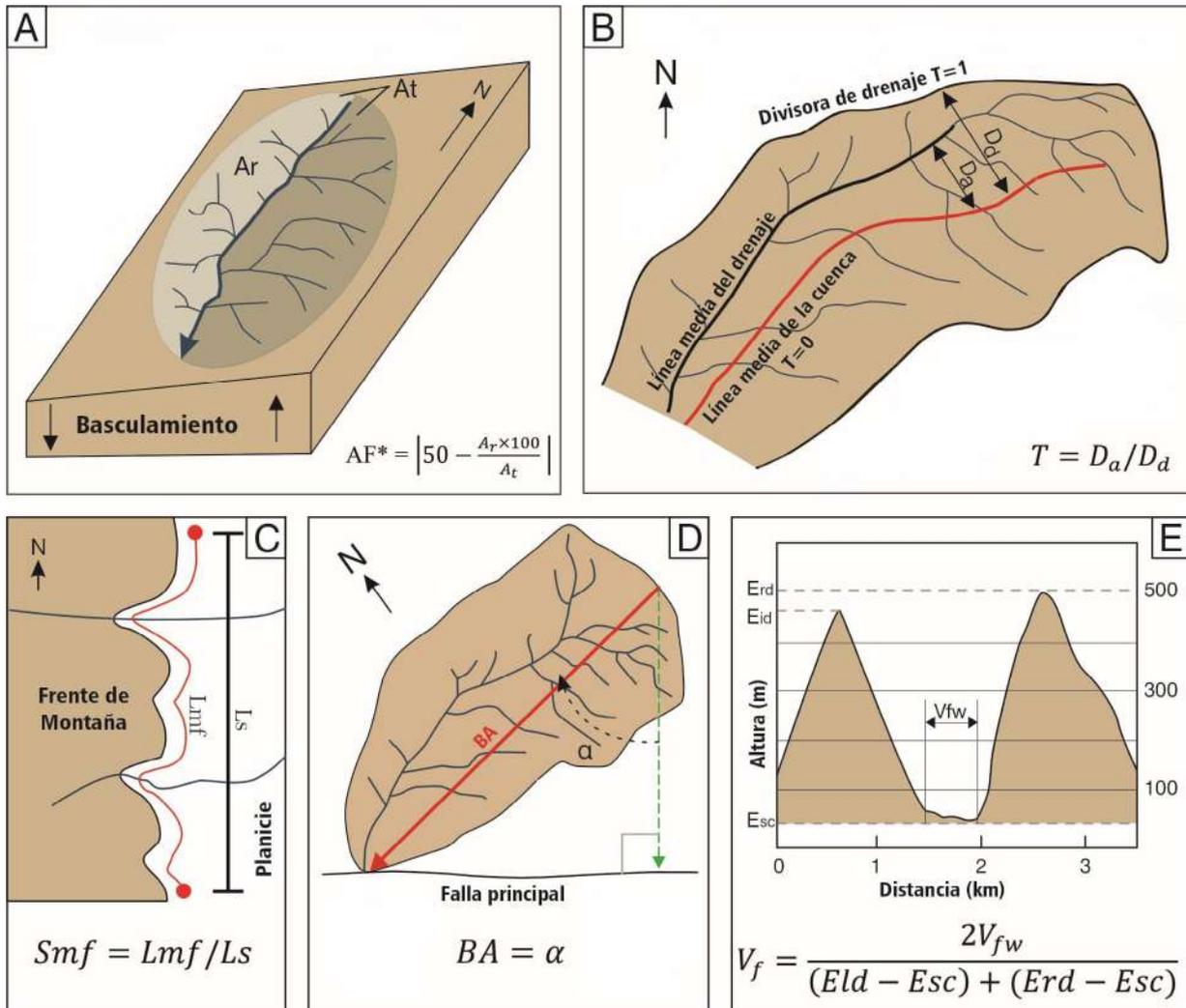


Figura 2. Esquemas que ilustran la obtención de índices morfométricos. **A.** Bloque diagrama mostrando cómo se calcula el factor de asimetría. **B.** Diagrama de una porción de una cuenca de drenaje mostrando las variables utilizadas para el cálculo del índice T . **C.** Diagrama idealizado con los elementos principales para calcular el índice de Sinuosidad de frente montañoso (S_{mf}). **D.** Diagrama con las mediciones necesarias para obtener el ángulo α , donde la línea roja representa la dirección de la cuenca, la línea verde representa una línea normal a la dirección del orógeno, la línea de falla principal representa el límite del orógeno o cuña de deformación. **E.** Corte topográfico mostrando los datos necesarios para el cálculo del índice V_f . Modificado de Keller y Pinter (2002).

Índices morfométricos en frente montañoso

El frente de montaña es el resultado de la interacción de procesos constructivos y destructivos del relieve (Guaita-González, 2015). En cadenas montañosas, la tectónica reciente y activa puede ser vista como el factor principal que contribuye al levantamiento rocoso; su topografía actual es el resultado de la competencia entre procesos tectónicos y erosivos (Pérez-Peña *et al.*, 2009; Molano-Cárdenas y Torres-Rodríguez, 2018).

El índice de Sinuosidad del frente montañoso (S_{mf} ; Figura 2C) refleja el balance entre fuerzas erosivas, las cuales tienden a producir un frente sinuoso cortando los frentes en formas de bahías, y fuerzas tectónicas que tienden a producir un frente recto (Rockwell *et al.*, 1984; Keller y Pinter, 2002). El índice S_{mf} (Bull y McFadden, 1977) está definido como:

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s \quad (4)$$

Los valores de Smf relativamente bajos representan frentes montañosos con tectónica activa y son denominados frentes activos (Keller y Pinter, 2002; Silva *et al.*, 2003). Si la tasa de levantamiento es baja, cesa el levantamiento y los procesos erosivos deberían labrar un frente de montaña irregular, como en el caso de los valores relativamente altos de Smf (Bull y McFadden, 1977; Silva *et al.*, 2003). Este índice fue desarrollado en un principio para fallas normales (Bull y McFadden 1977) pero ha sido aplicado en fallas inversas y de rumbo (*e. g.* Wells *et al.*, 1988; Sepúlveda, 2019).

Otro índice que se considera en este análisis es V_f , el cual muestra la relación entre ancho del valle y alto del valle (Figura 2E). La diferencia entre valles de “piso ancho” o “en forma de U” con valores relativamente altos de V_f ($>1,0$), y valles “en forma de V”, con valores relativamente bajos de V_f ($<1,0$). Teóricamente, los valores altos de V_f están asociados con tasas de levantamiento bajas debido a que las corrientes cortan los valles en suelos muy anchos, pero no necesariamente aplica para regiones de alta montaña en ambiente glaciales y periglaciales. Los valores bajos de V_f reflejan valles profundos con corrientes que están incidiendo de forma activa, comúnmente relacionado con levantamiento (Keller y Pinter, 2002; Silva *et al.*, 2003), por ejemplo, en los valles en forma de copa de vino, como los reportados por Audemard (2003), que indican aceleración reciente del levantamiento del relieve.

El índice V_f (Bull y McFadden, 1977) está definido como:

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{(Eld - Esc) + (Erd - Esc)} \quad (5)$$

Donde V_{fw} es el ancho del valle, Eld y Erd son las elevaciones de las divisorias izquierda y derecha, respectivamente, y Esc es la elevación del piso del valle o del canal.

La relación Smf vs. V_f se usa para calcular tasas empíricas de levantamiento. Existen tres clases de actividad tectónica reciente en frentes de montaña: i) frentes tectónicamente activos (Clase 1), caracterizados por bajos valores de V_f y Smf ; ii) frentes tectónicamente inactivos (Clase 3), y iii) los casos intermedios que son asignados a frentes con una tectónica moderada (Clase 2) (Bull y McFadden, 1977; Rockwell *et al.*, 1984; Silva *et al.*, 2003).

Los valores límite de cada clase se han modificado a lo largo del tiempo por diferentes autores en análisis estadísticos, y, actualmente, se estima que los valores límite para la clase 1 son de $Smf < 1,5$ y $V_f < 0,6$; para la clase 2 son de Smf entre 1,8 y 2,3, V_f entre 0,3 a 0,8; y para la clase 3 es $Smf \geq 2,8$ y $V_f \geq 0,08$ (Silva *et al.*, 2003). Como para estos valores una medición puede ser clasificada en dos clases diferentes, Silva *et al.* (2003) mencionan otros aspectos que se pueden tener en cuenta para clasificar un frente de montaña: (i) el desarrollo de abanicos aluviales, (ii) la extensión e inclinación en zonas de piedemonte, (iii) las características de canales en los abanicos, (iv) ocurrencia y preservación de geformas tectónicas, (v) ocurrencia y registro de superficies de ruptura, (vi) datos paleosismológicos y (vii) sismicidad histórica e instrumental. Una vez se ha clasificado correctamente el frente de montaña, se puede relacionar la clase correspondiente con un intervalo de tasas de exhumación como lo muestra la Tabla 1.

Tabla 1. Tasas de levantamiento asociadas a las diferentes clases tectónicas. Adaptado de Silva *et al.* (2003).

Clase	Tasa de levantamiento asociada (m/ka)
Clase 1	$\geq 0,08$
Clase 2	0,07-0,03
Clase 3	$< 0,03$

Azimut de cuenca y análisis cualitativo de red de drenaje

Los ríos asociados a fallas se han utilizado ampliamente como marcadores pasivos para cuantificar los desplazamientos de movimientos tectónicos horizontales en fallas de rumbo intracontinentales (Guerit *et al.*, 2016). De hecho, los procesos como la erosión lateral y captura de ríos demuestran claramente que las redes de drenaje son entidades dinámicas que se organizan y reorganizan cuando se someten a forzamientos externos como la deformación tectónica (Bishop, 1995; Audemard, 1999, 2003; Ollarves *et al.*, 2006; López y Audemard, 2011; Guerit *et al.*, 2016; García-Delgado *et al.*, 2023).

Para el análisis de la red de drenaje, se usa el índice de Azimut de cuenca (BA) (Figura 2D). Modelos matemáticos (Castelltort *et al.*, 2012; Goren *et al.*, 2015) y análogos (Guerit *et al.*, 2016, 2018) indican que las cuencas hidrográficas rotan respecto a un eje vertical cuando se encuentran en una zona de deformación transpresiva (Yıldırım y Tüysüz, 2017). Estas cuencas inicialmente se desarrollan perpendiculares a la orientación de la zona de

deformación y progresivamente rotan a medida que la deformación se va dando (Castelltort *et al.*, 2012; Goren *et al.*, 2015). La rotación de las cuencas y, por lo tanto, de los bloques que las contienen, se relaciona directamente con su orientación principal o *BA* (Yıldırım y Tüysüz, 2017).

La medición de la orientación principal de una cuenca se puede realizar de diferentes maneras. Para este análisis se unió la parte media de la divisoria de aguas con el punto de desagüe de la cuenca (*outlet*) por medio de una línea. Para relacionar la orientación *BA* con la orientación de deformación se calcula el ángulo α , el cual es la medición en sentido horario del ángulo entre *BA* y una línea normal al orógeno. El valor de α es el ángulo de rotación que muestra la cuenca hidrográfica (Castelltort *et al.*, 2012). Valores de α positivos se relacionan con zonas de falla dextrales y rotaciones en sentido horario, mientras que los valores de α negativos, con zonas de fallas sinestrales y rotaciones de bloques en sentido antihorario (Yıldırım y Tüysüz, 2017).

Con enfoque en neotectónica, se realiza un análisis cualitativo de la red de drenaje. La evolución de los sistemas fluviales que se desarrollan simultáneamente al levantamiento de pliegues y fallas se ha estudiado tanto en campo como en modelos de laboratorio (Ul-Hadi *et al.*, 2013). El “reordenamiento de un drenaje” es la transferencia de parte o la totalidad del flujo de un drenaje (generalmente bien establecido) a otro. El reordenamiento se puede invocar para explicar la historia del drenaje a diferentes escalas espaciales, desde pequeñas hasta regionales (Bishop, 1995). Algunos ejemplos de esta relación del plegamiento con la evolución reciente de la deformación y reorganización del drenaje se han discutido y mostrado con ejemplos de los Andes del Norte, especialmente de Venezuela y Colombia (Audemard, 1999, 2003; Ollarves *et al.*, 2006; López y Audemard, 2011; Machuca *et al.*, 2021; García-Delgado *et al.*, 2023).

El reordenamiento de los drenajes debido a la actividad tectónica se relaciona con estructuras de levantamiento (Burbank *et al.*, 1999) como anticlinales o lomos de presión. En estas estructuras, la persistencia de un río a seguir su camino después del levantamiento

es favorecida por su alto poder erosivo, un sustrato rocoso débil, un bajo flujo de sedimentos y una tasa de levantamiento baja. Cuando un río incide sobre una estructura en crecimiento, el relieve entre el canal y la topografía circundante incrementará formando un *water gap* (Burbank *et al.*, 1996, 1999). Un *water gap* es una muesca que corta una estructura activa o una barrera topográfica, donde actualmente circula un río. Si el levantamiento de la estructura excede la capacidad del río para erosionarlo, lo fuerza a encontrar otro camino alrededor de la estructura, por lo que es capturado por un drenaje diferente y deja atrás un *wind gap* (Audemard, 1999; Keller y Pinter, 2002).

La propagación lateral de una falla (o un pliegue) es el proceso por el cual una estructura geológica crece en longitud (Keller y Pinter, 2002). Estudios geomorfológicos muestran características en la red de drenaje y en la topografía que pueden ser usadas para inferir la dirección de propagación lateral de estructuras (Figura 3) (Jackson *et al.*, 1996; Keller *et al.*, 1999; Ul-Hadi *et al.*, 2013), por ejemplo, dando como resultado ríos en arcos paralelos y terrazas no pareadas (Audemard, 1999; López y Audemard, 2011), así como la generación de *wind gaps* y *water gaps* a lo largo de anticlinales en crecimiento (Audemard, 1999, 2003, 2009b).

En este método se resaltarán el levantamiento de pliegues y su propagación lateral usando los criterios geomorfológicos definidos por Keller *et al.* (1999): i) disminución en la densidad de drenaje y grado de disección, ii) disminución en la elevación de *wind gaps*, iii) disminución en el relieve del perfil topográfico a lo largo de la cresta del pliegue, iv) desarrollo de patrones de drenaje característicos, v) deformación de materiales progresivamente jóvenes y vi) disminución en la rotación e inclinación del flanco frontal del pliegue o lomo.

De estos seis criterios se utilizarán cinco, exceptuando el criterio de deformación de materiales progresivamente jóvenes debido a que este criterio requiere de observaciones geológicas más detalladas en campo.

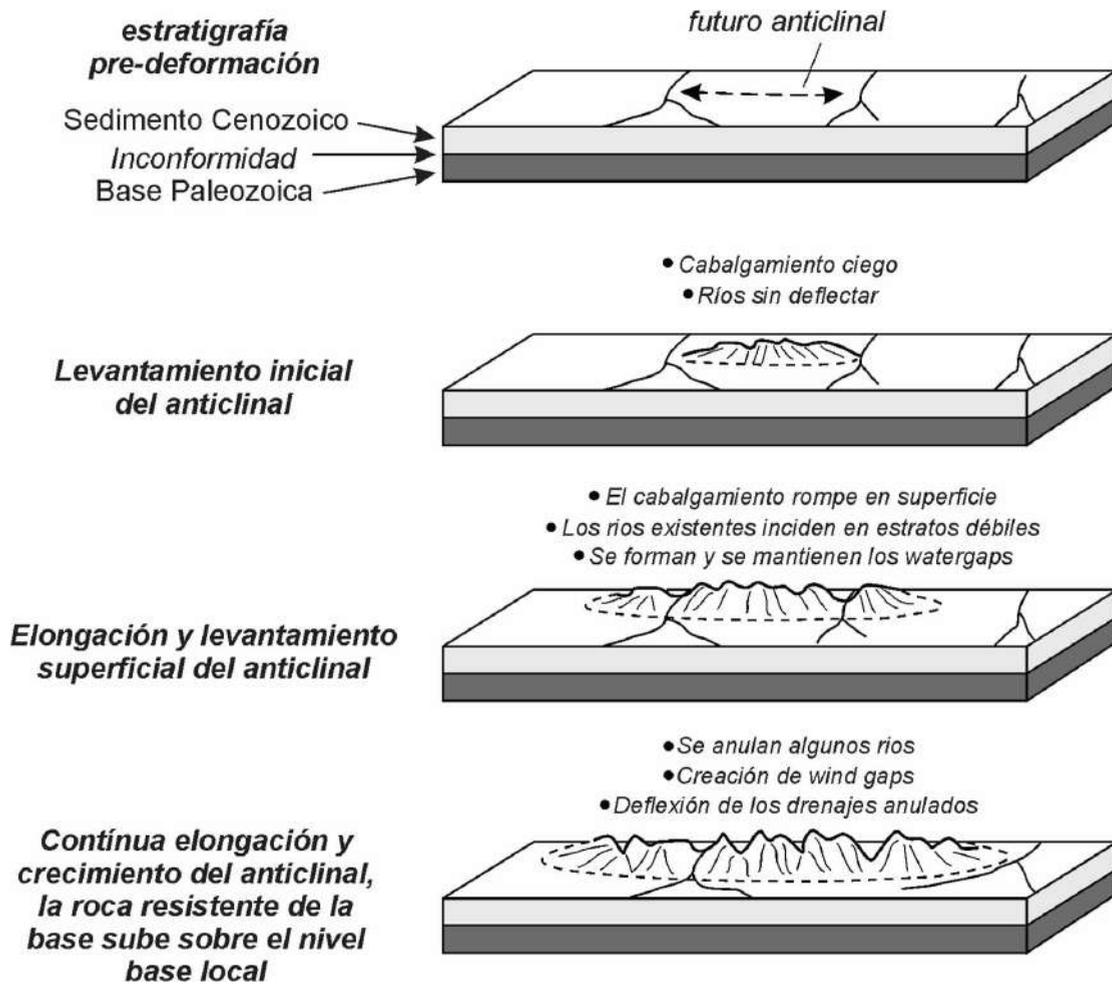


Figura 3. Diagrama de la formación de *wind gaps* y *water gaps* a lo largo de una estructura en crecimiento (anticlinal). El canal izquierdo puede incidir tan rápido como la superficie está creciendo, formando un *water gap*, y el canal del centro eventualmente cambiará su trayectoria juntándose al canal más izquierdo dejando un *wind gap*. Modificado de Burbank *et al.* (1999).

Resultados e interpretación

Análisis de asimetría de las cuencas de drenaje

En la zona de estudio en el flanco occidental del Macizo de Santander (Figura 1), se localizan 46 cuencas hidrográficas (Figura 4) que abarcan 4.291 km². El área promedio de las cuencas es 95,4 km²; la cuenca con menor área tiene 9,6 km², y la cuenca más grande tiene un área de 527 km². Para analizar la asimetría de las cuencas de drenaje se evaluaron los índices *AF* y *T*.

Para facilitar el análisis, y con base en el relieve y estructuras geológicas, el área se divide en cinco zonas (Z1, Z2, Z3, Z4 y Z5) que tienen como límites

principalmente fallas geológicas (Figura 4). Las zonas Z1 y Z2 están delimitadas al noreste por la Falla de Guamalito y al suroeste por la Falla de Bucaramanga, mientras la Falla Guarín marca el límite entre las dos. La zona Z1 contiene las cuencas C1 a C15. La Falla San Pablo delimita las zonas Z2 y Z3. La Falla de Guamalito deja de ser el límite noreste, y en su lugar la divisoria de aguas es el límite del flanco occidental del Macizo de Santander, lo que aumenta considerablemente el tamaño promedio de las cuencas hidrográficas (Tabla 2). La zona Z2 abarca entonces las cuencas C16 a C21. El límite entre las zonas Z3 y Z4 es la Falla La Negrera. La zona Z3 abarca las cuencas C22 a C26.

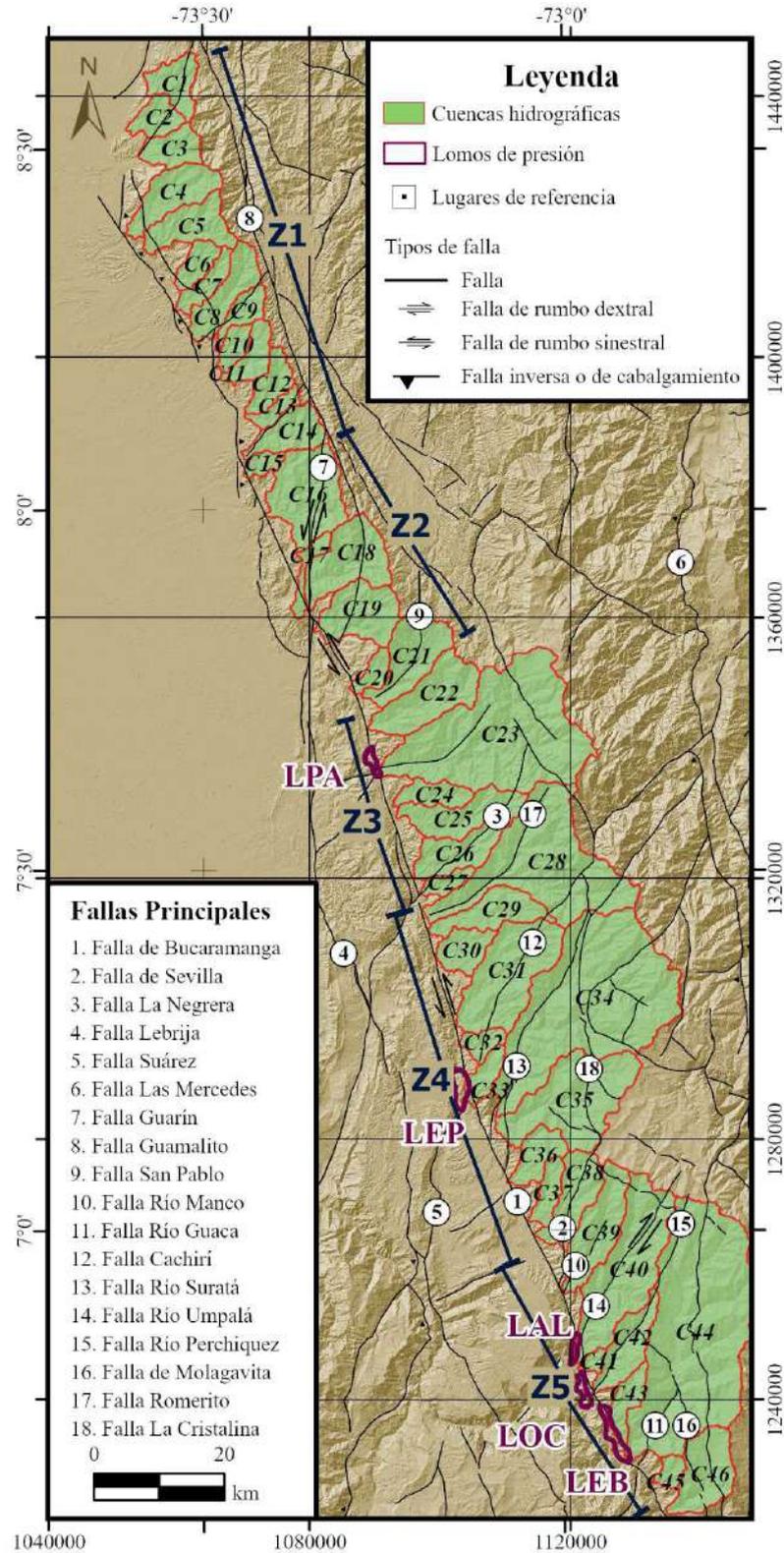


Figura 4. Cuencas hidrográficas, distribución de las zonas Z1, Z2, Z3, Z4 y Z5, y ubicación de los lomos de presión analizados. Las abreviaciones en color morado indican los diferentes lomos de presión: LEB: Lomo El Barro, LCO: Lomo Corozal, LAL: Lomo Alto, LEP: Lomo El Paulón, LPA: Lomo Paramillo.

En la ladera suroeste del Páramo de Berlín se ubica la zona Z5 con un distintivo de alta presencia de fallas geológicas en dirección NE-SW; aldeaño a esta zona, se encuentra la Mesa de Los Santos al noroeste y la Cuesta de Barichara al oeste, separadas entre sí por el valle del río Chicamocha. El límite entre las zonas Z4 y Z5 es la Falla de Sevilla. De este modo, la zona Z4 abarca las cuencas C27 a C38, y la zona Z5 abarca las cuencas C39 a C46.

Índice de asimetría de cuenca (AF): los valores obtenidos del índice AF para cada una de las 46 cuencas se muestran en la [Tabla 2](#). Para crear el mapa de asimetría ([Figura 5](#)), se clasificaron los valores de AF en cuatro clases, con base en [Pérez-Peña et al. \(2010\)](#): i) cuencas simétricas con valores de $AF < 5$, ii) cuencas ligeramente asimétricas con $AF = 5-10$, iii) cuencas moderadamente asimétricas con $AF = 10-15$ y iv) cuencas fuertemente asimétricas con $AF > 15$.

De forma general, se puede notar que existe una tendencia de asimetría hacia el NW, mientras que los valores del índice AF aumentan en las cuencas que se encuentran más al SE del mapa (zonas Z4 y Z5), con excepción de una parte de la zona Z1 que presenta altos valores de AF ([Figura 5](#)). A continuación, se describen las diferentes zonas delimitadas por sus valores de AF .

La zona Z1 se subdividió en la zona Z1-A y en la zona Z1-B, de acuerdo con sus valores de AF . La subzona Z1-A comprende las cuencas C1 a C8, y estas poseen un valor promedio de $AF = 7,35$, lo que nos indica que son ligeramente asimétricas; mientras que la zona Z1-B comprende las cuencas C9 a C15, las cuales presentan un promedio de $AF = 12,16$ con una mayor asimetría en dirección NW (moderadamente asimétricas). Las zonas Z2 y Z3 presentan los valores más bajos de asimetría en toda el área de estudio con un promedio de $AF = 6,72$ y $AF = 6,78$, respectivamente, lo cual descarta parcialmente un basculamiento en estas zonas.

Tabla 2. Valores de índices morfométricos para las cuencas en las diferentes zonas topográficas.

Zona	Cuenca	Área (km ²)	AF^*	Magnitud T	Dirección T
Z1-A	C1	48,026	13,75	0,279	239
	C2	36,258	1,09	0,136	307
	C3	44,432	9,95	0,203	215
	C4	79,205	1,92	0,168	241
	C5	72,564	1,45	0,527	177
	C6	31,173	9,95	0,309	192
	C7	32,738	11,96	0,334	259
	C8	67,856	8,74	0,279	172
Z1-B	C9	30,755	16,20	0,255	306
	C10	24,335	14,87	0,412	267
	C11	38,809	12,15	0,352	255
	C12	39,643	1,64	0,202	164
	C13	20,634	15,93	0,273	231
	C14	59,536	17,59	0,371	289
	C15	17,158	8,81	0,178	259
Z2	C16	133,725	10,05	0,256	271
	C17	23,487	4,93	0,449	182
	C18	109,443	1,35	0,235	213
	C19	92,339	9,49	0,403	166
	C20	23,263	12,85	0,293	255
	C21	94,433	3,97	0,217	215

Continuación Tabla 2.

Zona	Cuenca	Área (km ²)	AF*	Magnitud T	Dirección T
Z3	C22	109,042	7,88	0,266	217
	C23	416,538	6,53	0,269	258
	C24	37,989	5,51	0,251	196
	C25	88,256	13,78	0,360	191
	C26	68,330	0,19	0,360	249
Z4	C27	20,791	6,20	0,368	265
	C28	305,836	23,61	0,496	157
	C29	73,127	31,61	0,553	215
	C30	45,373	22,80	0,401	316
	C31	171,272	19,30	0,387	296
	C32	22,866	1,10	0,251	315
	C33	30,611	5,87	0,548	199
	C34	472,855	0,37	0,400	239
	C35	193,701	9,95	0,149	289
	C36	46,278	11,00	0,531	257
	C37	31,499	24,21	0,460	285
Z5	C38	76,861	31,64	0,617	286
	C39	99,748	4,50	0,213	236
	C40	206,752	24,44	0,483	296
	C41	9,602	13,78	0,385	244
	C42	68,758	13,05	0,270	290
	C43	39,036	19,28	0,414	260
	C44	527,313	12,15	0,422	264
	C45	17,322	0,218	0,218	210
	C46	91,685	0,197	0,197	215

En la zona Z4, correspondiente a la ladera noroccidental del Páramo de Berlín, la dirección de asimetría predominante es NW, perpendicular a las fallas Cachirí y Río Surata, y es la zona con mayor asimetría, con un promedio de $AF=14,45$. Se sugiere un basculamiento en esta zona Z4, con un mayor levantamiento hacia el Páramo de Berlín con las fallas Río Surata, Cachirí y Río Cucutilla como principales estructuras de levantamiento.

La zona Z5, la ladera suroccidental del Páramo de Berlín, cuenta con un valor promedio de $AF=11$. Se trata de una zona con una asimetría en las cuencas muy notable que se agudiza en la parte oriental. La dirección de asimetría para esta zona es NW, perpendicular a las fallas Río Manco, Río Umpalá y Río Perchiquez (Figura 4). Los valores de AF para estas cuencas de la zona Z5 son lo suficientemente grandes y consistentes para sugerir un basculamiento.

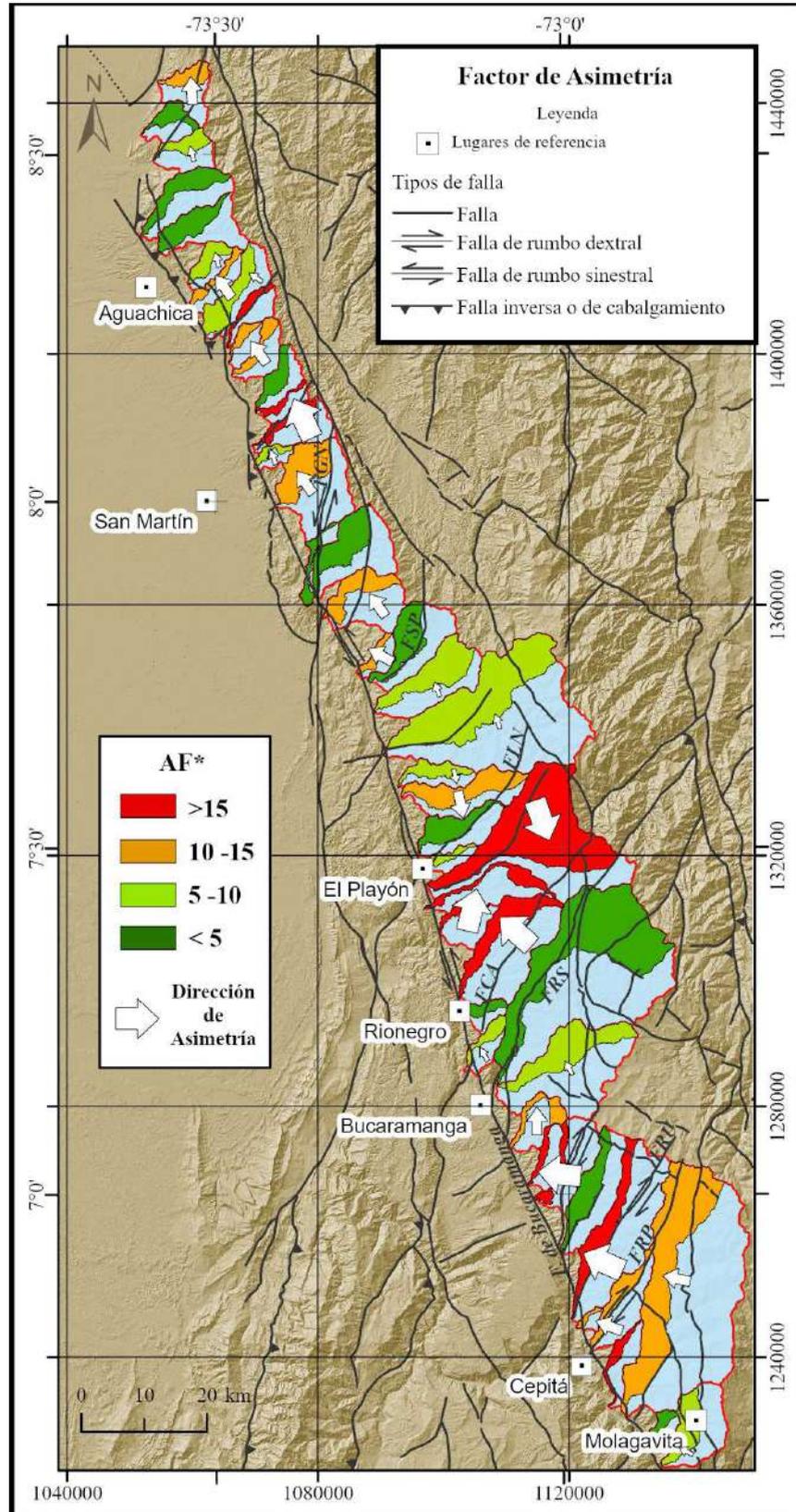


Figura 5. Mapa de índice de asimetría (AF^*). Ver valores de AF^* para cada cuenca en la [Tabla 2](#).

Índice de simetría transversal topográfica (T): se evaluó el índice T en las 46 cuencas de estudio, donde en total se obtuvo un campo de 677 vectores de asimetría bidimensionales (Figura 6). Todos los vectores se representaron en una proyección estereográfica (Figura 7A); se graficó el histograma de los datos (Figura 7B) para mostrar la dirección de asimetría más frecuente y se calculó el valor promedio para cada cuenca (Tabla 2 - Dirección T). Adicionalmente, se calculó el diagrama de rosas (Figura 7C) y el diagrama de contornos (Figura 7D) para iluminar la tendencia de los vectores.

El rango de los valores de la magnitud de T varía desde 0,001 hasta 0,9, con un valor medio de 0,45. El vector promedio, calculado con el método de Curry (1956), tiene una magnitud T de 0,13 y una dirección de 296° ; muestra una tendencia de asimetría en dirección NW. Esta dirección de tendencia también se evidencia en el diagrama de contornos y en el histograma de frecuencia (Figura 7).

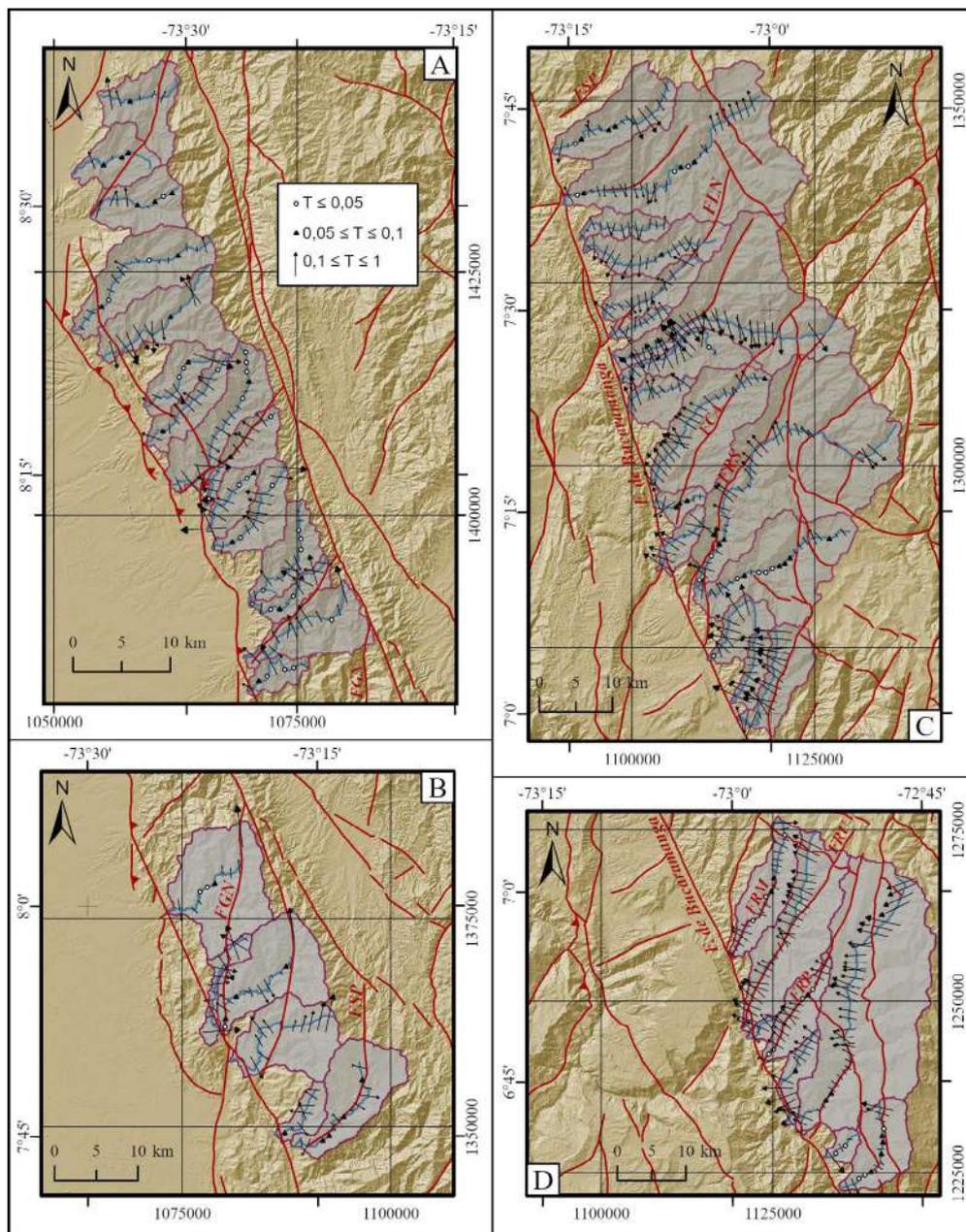


Figura 6. Campo de vectores resultantes del análisis de asimetría T mostrado por zonas: A. Zona Z1, B. Zona Z2, C. Zonas Z3 y Z4 y D. Zona Z5.

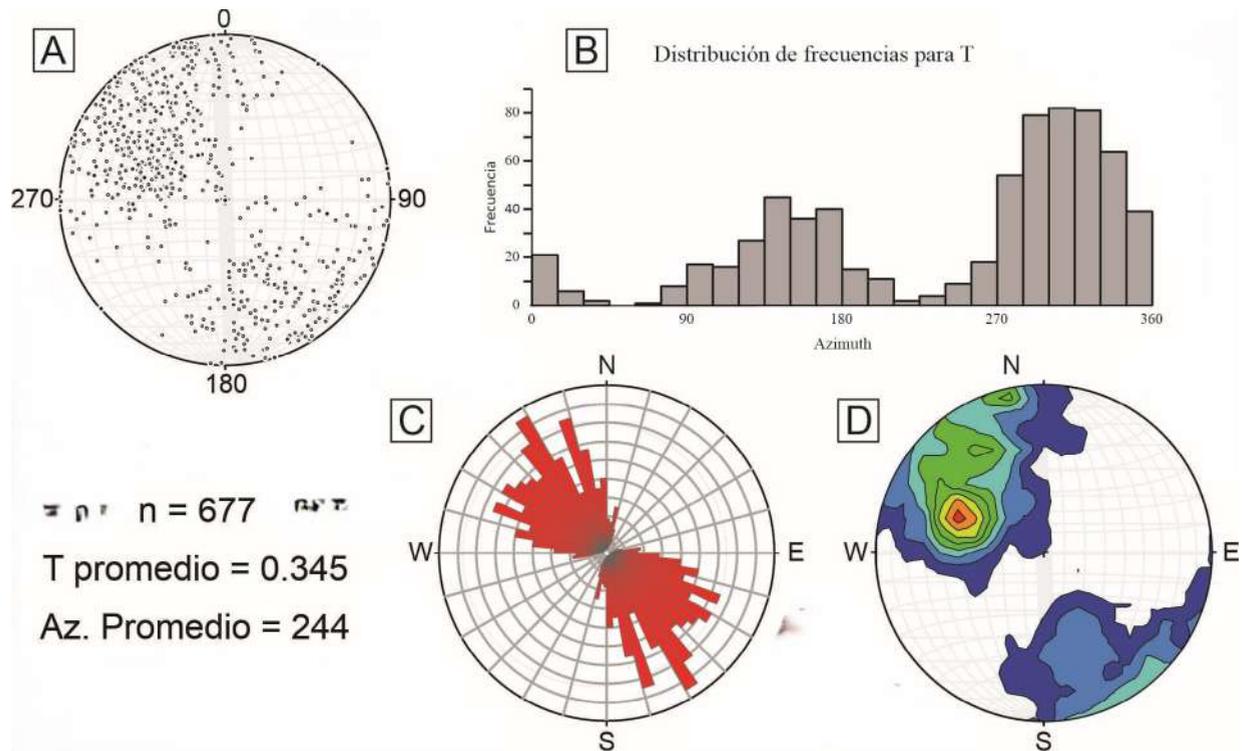


Figura 7. Análisis estadístico del campo vectorial obtenido al evaluar el índice T en las cuencas de estudio. **A.** Gráfica estereográfica de los vectores T , el centro representa $T=0$ y la parte externa representa $T=1$. **B.** Histograma de frecuencias de los vectores T . **C.** Diagrama de rosas de los vectores T . **D.** Diagrama de contornos de los vectores T . Las figuras A, C y D se graficaron en el software Stereonet 10.0.

Análisis de frente montañoso

Sinuosidad del frente de montaña (Smf): los frentes de montaña en la zona de estudio están delimitados principalmente por la Falla de Bucaramanga. En total se midieron 16 frentes de montaña, siete de estos son frentes externos y nueve frentes internos (Tabla 3). Las líneas de medición de frente de montaña se muestran en la Figura 8.

Los frentes externos (MF1 a MF7) están delimitados por el contacto del Macizo de Santander con el Valle Medio del Magdalena, donde las rocas de este frente de montaña son jurásicas extrusivas o volcano-sedimentarias (Figura 1), y corresponden a las zonas Z1A, Z1B y Z2. El promedio del índice Smf para estos frentes de montaña es de 1,6, y, eventualmente, en estos frentes se encuentran abanicos aluviales.

Los frentes internos (MF8 a MF16) se encuentran principalmente delimitados por los valles de los

ríos o escarpes que siguen el rumbo de la Falla de Bucaramanga (NW-SE). Los datos muestran una disminución considerable de Smf en frentes internos, con un valor promedio de Smf de 1,37. La litología de estos frentes de montaña es variada: para la zona Z2 y Z4, las rocas que afloran en el frente montañoso son metamórficas de edad mesoproterozoica, mientras que en la zona Z3 son rocas intrusivas jurásicas y para la zona Z5 son rocas metamórficas del Ordovícico con intervalos de rocas intrusivas del Jurásico (Figura 1).

La Figura 9 muestra la distribución de los valores de Smf a lo largo de las cuencas y permite observar que, a partir de la cuenca 17, todos los valores son menores que 1,5, por lo que se clasifica como un frente de montaña activo según Silva *et al.* (2003). Con esto se deduce que las zonas Z2 a Z5 presentan indicios de actividad tectónica reciente en su frente de montaña, según el índice Smf .

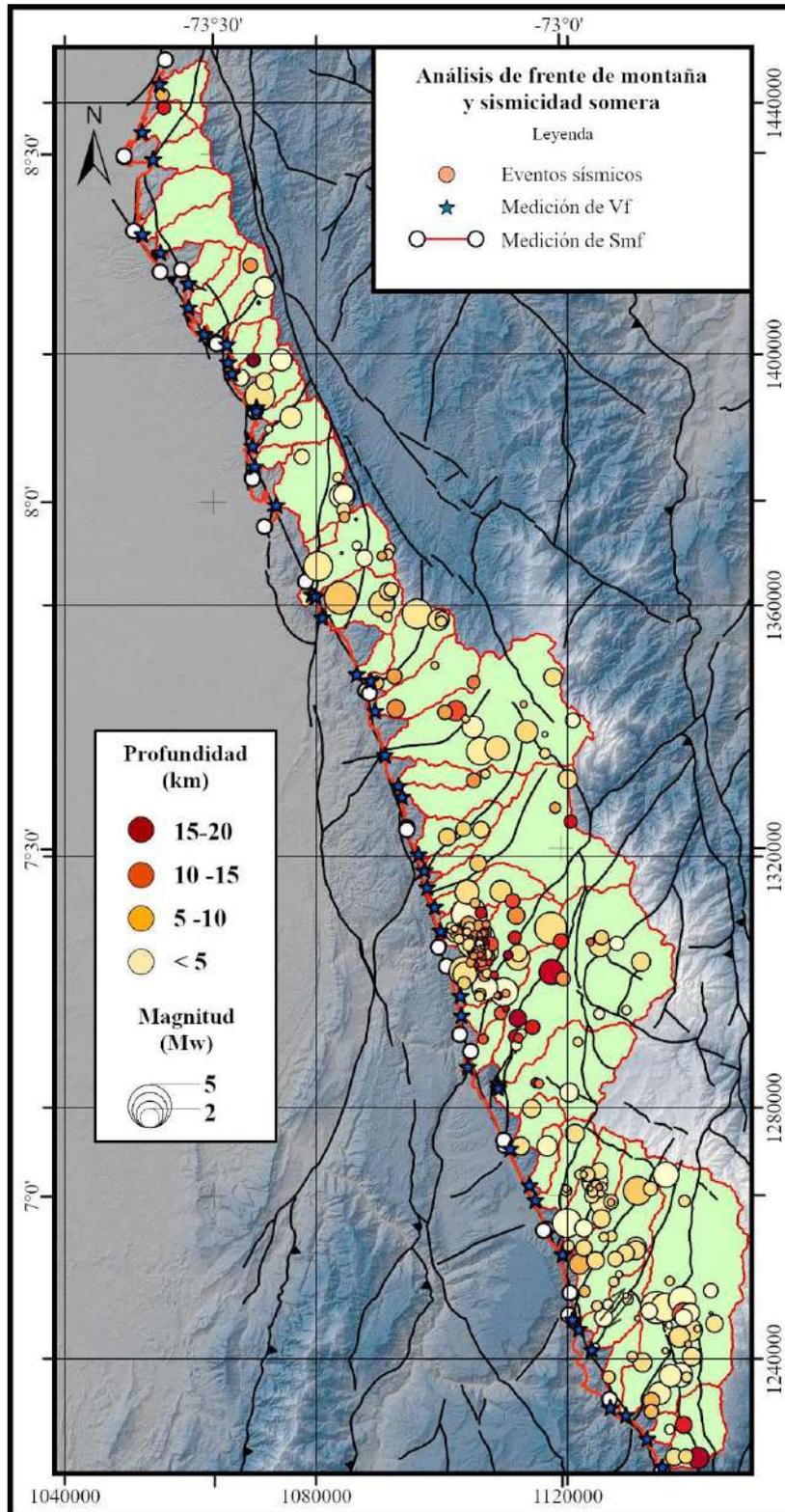


Figura 8. Mapa de análisis de frente de montaña y sismicidad somera. MF: Frente de Montaña. Los datos de sismicidad somera fueron extraídos del “Catálogo de sismicidad” del Servicio Geológico Colombiano por medio del siguiente enlace: <http://bdrsnc.sgc.gov.co/paginas1/catalogo/index.php>

Tabla 3. Resultados del análisis de frente de montaña para cada cuenca.

Zona	Cuenca	V_r	Frente de Montaña	S_{mf}	Clase tectónica	Tasa de levantamiento (m/ka)
Z1-A	C1	0,1				
	C2	0,2	MF1 (ext)	1,662	2	0,07-0,03
	C3	0,3	MF2 (ext)	2,042	2	0,07-0,03
	C4	1,9				
	C5	0,4	MF3 (ext)	1,160	2	0,07-0,03
	C6	2,4				
	C7	0,7	MF4 (ext)	1,526	3	$\leq 0,03$
	C8	2,3				
Z1-B	C9	1,7				
	C10	1,5				
	C11	1,2	MF5 (ext)	1,664	3	$\leq 0,03$
	C12	0,8				
	C13	0,9				
	C14	1,2	MF6 (ext)	1,449	2	0,07-0,03
	C15	0,5				
Z2	C16	0,3	MF7 (ext)	2,028	3	$\leq 0,03$
	C17	1,4				
	C18	0,9				
	C19	1,4	MF8 (int)	1,032	2	0,07-0,03
	C20	0,2				
	C21	0,2				
Z3	C22	0,2				
	C23	0,5	MF9 (int)	1,294	1	$\geq 0,08$
	C24	0,8				
	C25	0,7				
Z4	C26	0,9				
	C27	0,6				
	C28	0,2	MF10 (int)	1,069	1	$\geq 0,08$
	C29	0,4				
	C30	0,8				
	C31	0,7				
	C32	0,3	MF11 (int)	1,126	1	$\geq 0,08$
	C33	0,4				
	C34	0,3	MF12 (int)	1,085	1	$\geq 0,08$
	C35	0,1				
	C36	0,4				
	C37	0,5	MF13 (int)	1,154	1	$\geq 0,08$
	C38	0,3				

Continuación Tabla 3.

Zona	Cuenca	V_f	Frente de Montaña	Smf	Clase tectónica	Tasa de levantamiento (m/ka)
Z5	C39	0,1	MF14 (int)	1,070	1	$\geq 0,08$
	C40	0,7				
	C41	0,3	MF15 (int)	1,347	1	$\geq 0,08$
	C42	0,1				
	C43	0,3	MF16 (int)	1,492	1	$\geq 0,08$
	C44	0,2				
	C45	2,4				
	C46	0,2				

Nota. Los valores de clase tectónica y tasa de levantamiento se obtuvieron según Silva *et al.* (2003; ver Tabla 1).

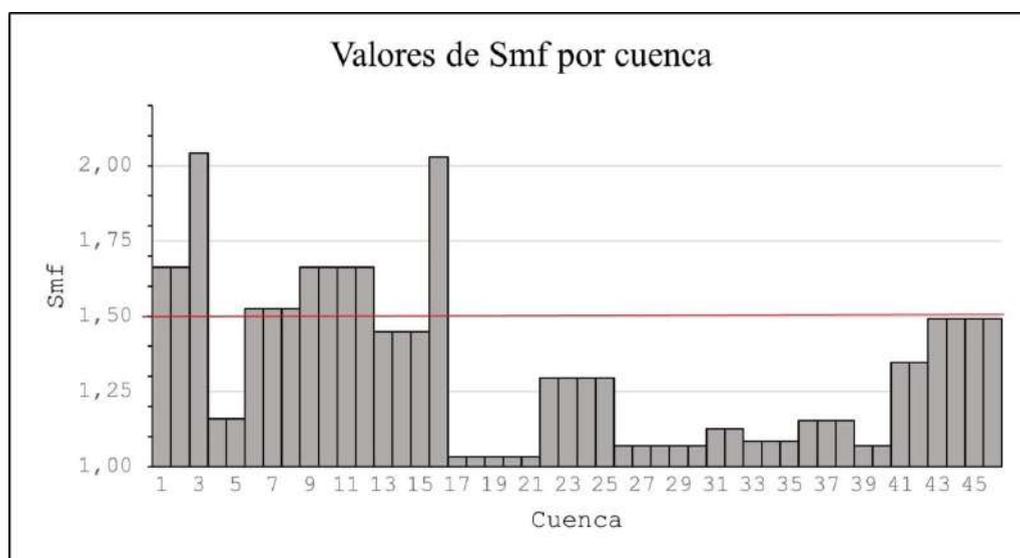


Figura 9. Histograma mostrando los valores de Smf para cada cuenca. La línea roja representa el límite entre un frente de montaña activo (por debajo) y uno moderadamente activo (por arriba) según Silva *et al.* (2003).

Relación Ancho del valle – Alto del valle (índice V_f): los puntos de medición del índice V_f (intersección del drenaje principal con el perfil donde se midió) se muestran en la Figura 8. Todos los perfiles se trazaron a un 90% de la distancia del drenaje principal medido desde la divisoria de aguas. En la Tabla 3, se muestran los resultados del índice V_f .

Adicionalmente, se hizo una comparación con los datos de V_f calculados anteriormente por García-Delgado *et al.* (2019, 2020). La Figura 10 muestra la comparación de estos datos con los calculados en el presente trabajo. Se evidencian cambios en magnitud de V_f en algunas

cuenas, posiblemente debido a que las mediciones no se hicieron en la misma posición o incluso debido a un cambio de dirección de corte. Aun así, en general, la tendencia principal se mantiene: los valores tienden a disminuir en dirección SE. Los valores relativamente más bajos se encuentran a partir de la cuenca 21, con excepción de algunos picos (Figura 10).

Este índice restringe aún más la actividad tectónica en el frente de montaña descartando la zona Z2 debido a su alto valor de V_f (0,8 a 1,5). Las cuencas de las zonas Z1A y Z1B también muestran valores muy altos de V_f en gran parte de sus valles.

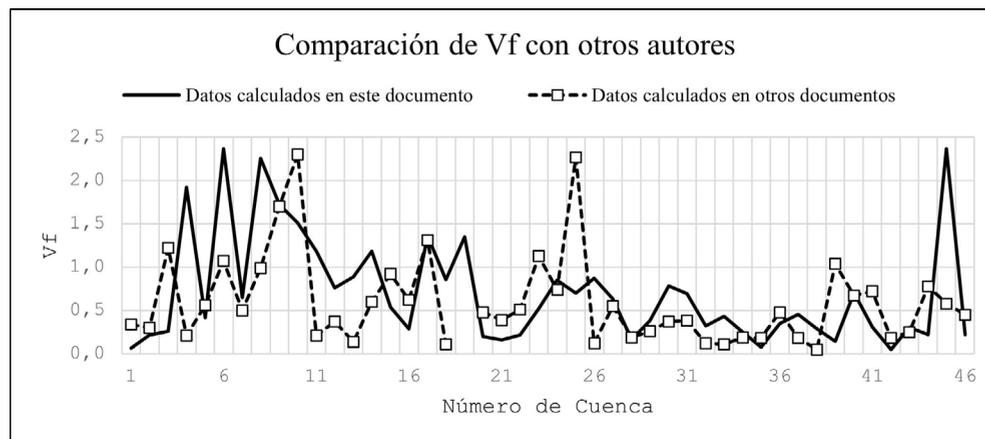


Figura 10. Valores de V_f y comparación con otros autores. Los datos de otros documentos se refieren a los trabajos de [García-Delgado et al. \(2019, 2020\)](#). Ver explicación en el texto.

Tasas empíricas de levantamiento (S_{mf} vs V_f): siguiendo la metodología de [Silva et al. \(2003\)](#), se relacionaron los valores de S_{mf} y V_f junto con los datos de sismicidad somera ([Figura 8](#)) para obtener la clase tectónica a la que pertenece cada frente de montaña, así como sus respectivas tasas de levantamiento asociadas ([Tabla 3](#)). Los eventos sísmicos someros en la zona de estudio muestran algunas zonas donde hay mayores concentraciones (frentes MF10, MF11 y MF14 - [Figura 8](#)) con magnitudes M_w desde 1 a 5. Estos frentes también muestran valores altos de S_{mf} y V_f por lo que reafirma su actividad tectónica reciente. Los frentes de montaña inactivos se encuentran ubicados en la parte más NE (frentes MF1 a MF7), mientras que los frentes de montaña más activos son los que se encuentran más hacia el centro y el sur del flanco occidental del Macizo de Santander (MF8 a MF 15).

Análisis de red de drenaje

Azímüt de cuencas (BA): los valores de Azímüt de cuencas se muestran en la [Figura 11](#), donde se resalta la desembocadura (*outlet*) de cada cuenca y se clasifica el tamaño relativo de las cuencas como cuenca grande o cuenca pequeña ([Figura 11A](#)). Las cuencas grandes son aquellas que se extienden hasta la divisoria

principal, por el contrario, las cuencas pequeñas se extienden hasta los límites de las cuencas adyacentes.

Los resultados del índice BA muestran una tendencia hacia números negativos con un 85% de los datos contra un 15% de valores positivos. Esto sugiere una rotación de bloques en sentido antihorario, lo que concuerda con la cinemática de la Falla de Bucaramanga, la cual presenta un componente de rumbo sinistral, además de inversa, es decir, transpresiva (e. g. [Diederix et al., 2009](#); [Velandia y Bermúdez, 2018](#); [Siravo et al., 2020](#); [Velandia et al., 2020](#)).

Los valores se graficaron en un diagrama rosa ([Figura 11B](#)), y estos muestran una tendencia hacia la dirección -15° . El valor promedio de toda el área de estudio es de $-16,8^\circ$, con una desviación estándar de $16,85^\circ$; como se muestra en la [Figura 11C](#), los valores tienden a estar muy dispersos, lo que descarta relaciones de asimetría según el tamaño relativo de la cuenca. Adicionalmente, se graficaron los valores promedio de α para cada cuenca junto con su desviación estándar ([Figura 11D](#)) y se observa un valor de rotación antihoraria máximo en la zona Z5.

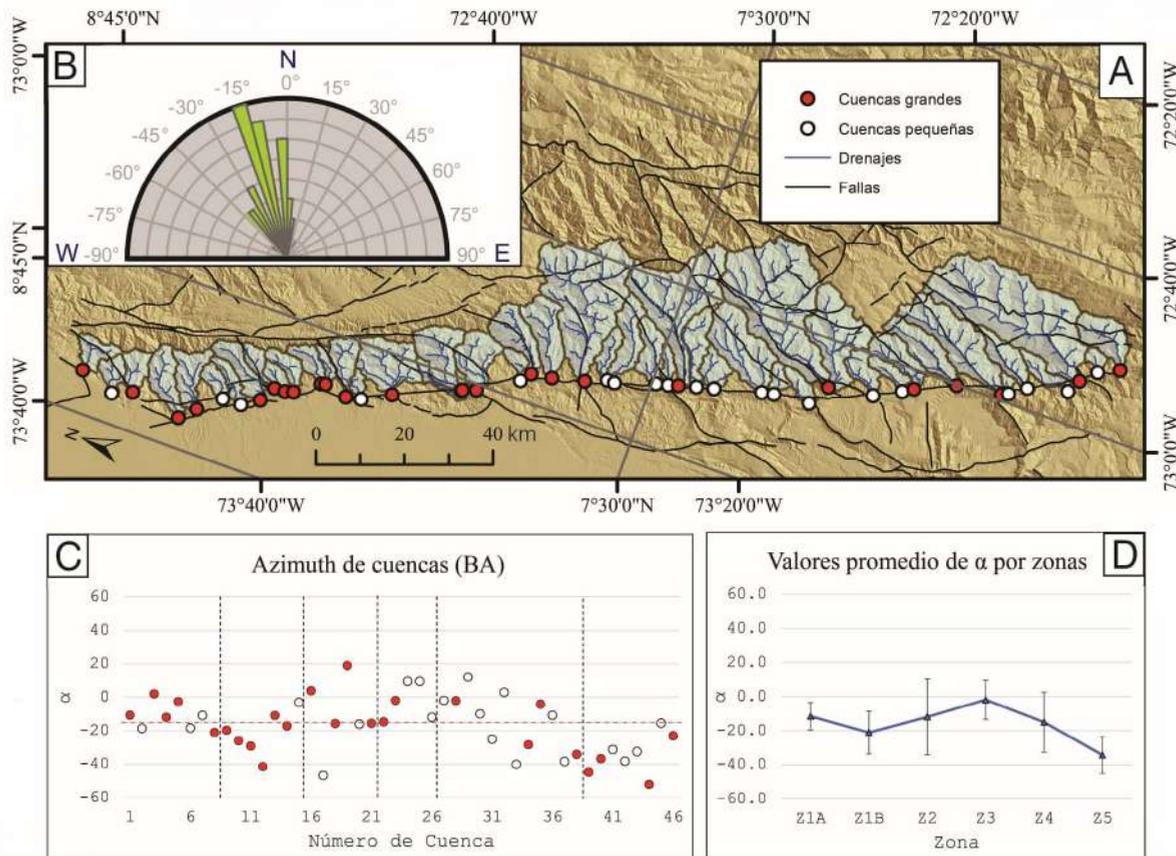


Figura 11. Azimut de cuencas en la zona de estudio. **A.** Mapa mostrando las cuencas y resaltando sus drenajes y desfogue como un punto rojo o un punto blanco (ver explicación en el texto). **B.** Diagrama de rosas para el ángulo α . **C.** Gráfico de Azimut de cuencas (α vs. Cuenca), las líneas verticales punteadas son los límites de las zonas de norte a sur (ver distribución en el mapa de la Figura 4) y la línea horizontal roja muestra el valor medio de α en todo el set de datos. **D.** Valores promedio de α por zonas las líneas representan la desviación estándar.

Análisis cualitativo de redes de drenaje enfocado a neotectónica: el desarrollo de este análisis se basó en la evaluación de los criterios propuestos por Keller *et al.* (1999) para obtener la dirección de propagación de una estructura activa. Como primer paso, se identificaron los lomos de presión en el frente de montaña usando su expresión topográfica. La ubicación de los lomos de presión se muestra en la Figura 4, y se nombraron según su ubicación geográfica.

- **Lomo El Barro:** se encuentra al sur de la zona de estudio y tiene una longitud aproximada de 9,5 km. Los codos en los drenajes sugieren desviaciones en la quebrada Vega de San Juan (Cuenca 43) y el río Guaca (Cuenca 44), con una dirección SE (Figura 12). El perfil topográfico muestra dos *wind gaps* y un *water gap* con disminución progresiva de altura en dirección SE; la densidad de los drenajes también disminuye en esta dirección. Los perfiles

transversales en la Figura 12 no muestran cambios en la inclinación o rotación de la estructura a lo largo de esta, pero sí muestran una disminución en la topografía y en la pendiente transversal en dirección SE.

Debido a lo anterior, el análisis de este lomo sugiere una dirección de propagación en dirección SE, principalmente por su red de drenaje y su topografía longitudinal. La nariz de este lomo se encuentra entonces en la parte más suroriental afectando activamente al río Guaca.

- **Lomo Corozal:** se encuentra al norte del Lomo El Barro y tiene una longitud aproximada de 6 km. La red de drenaje muestra una dirección de deflexión hacia el SE en el río Perchiquez (Cuenca 42) y en la quebrada Seca (Figura 13). Por otro lado, el drenaje de la quebrada El Abra muestra una ligera

deflexión en dirección NW. El perfil topográfico del lomo indica disminución en elevación desde el centro en sentido NW y en sentido SE. Se identifica claramente un *water gap* correspondiente al tramo final de la quebrada Seca y un *wind gap* a su izquierda. Los perfiles transversales muestran un cambio en la pendiente y en la simetría de la estructura. El perfil 3 muestra dos picos, donde el más alto muestra una estructura muy asimétrica, mientras que los perfiles transversales 1 y 2 solo presentan un pico simétrico. Todo esto sugiere una dirección de propagación principal de la estructura hacia el SE.

- **Lomo Alto:** se encuentra al norte del Lomo Corozal y tiene una longitud aproximada de 5 km. La red de drenaje muestra una dirección de deflexión en el río Umpalá y una disminución de densidad de drenaje hacia el SE (Figura 14). El perfil topográfico del lomo muestra disminución en elevación en sentido SE. Se identifica un *wind gap* seguido de un *water gap* en dirección SE. Los perfiles transversales no muestran un cambio en la asimetría de la estructura, pero sí en su pendiente, que disminuye hacia el SE.
- **Lomo El Paulón:** se encuentra aledaño al barrio Colorados de la ciudad de Bucaramanga y tiene una longitud aproximada de 6,5 km con una ligera curvatura hacia el este (Figura 15). La red de drenaje muestra una dirección de deflexión en la quebrada El Aburrido y una disminución de densidad de drenaje hacia el SE. El perfil topográfico del lomo muestra disminución en elevación en sentido SE. Se identifica un *wind gap* seguido de un *water gap* en dirección SE. Los perfiles transversales muestran cambios en la asimetría de la estructura y en su pendiente. El lomo no es simétrico a lo largo de su extensión y esto se debe a la erosión de la red hídrica. Por otro lado, la nariz de la estructura sí muestra simetría y esto indica un levantamiento en dirección SE.
- **Lomo Paramillo:** se encuentra al norte del municipio de El Playón y tiene una longitud aproximada de 5 km (Figura 16). La red de drenaje en esta estructura muestra una disminución de densidad hacia el SE y una dirección de deflexión en la quebrada La Sardina y en el río Cáchira.

Cabe destacar que la cuenca C28, correspondiente al río Cáchira, es una de las más extensas, y que este drenaje es deflectado en su parte más baja por la nariz de la estructura, lo que sugiere que el levantamiento activo de esta estructura ha superado la fuerza con la que el río Cáchira lo erosiona. El perfil topográfico del lomo muestra disminución en elevación en sentido SE. Se identifica un *wind gap* seguido de un *water gap* en dirección SE, los perfiles transversales no muestran un cambio en la asimetría de la estructura, pero sí en su pendiente, la cual disminuye hacia el SE.

Discusión

Variación de asimetría de cuencas en el flanco occidental del Macizo de Santander

Las cuencas en el flanco occidental del Macizo de Santander son en su mayoría asimétricas ($AF^* > 10$). Esta asimetría no se presenta de forma aleatoria a lo largo de toda el área de estudio, de hecho, los valores de AF aumentan dramáticamente en dirección SE, con excepción de una pequeña zona de asimetría al norte de la Falla Guarín (Figura 5). Este aumento progresivo de asimetría se relaciona espacialmente con la influencia del denominado “Indentor de Pamplona” (Boinet *et al.*, 1985), también llamado “Cuña de Pamplona” (Velandia, 2017), como material que deforma localmente el campo de esfuerzos (Velandia *et al.*, 2020) en las zonas Z4 y Z5.

La zona Z5 en especial muestra una asimetría muy marcada, y en esta se encuentran tres fallas importantes: la Falla del Río Perchiquez, la Falla del Río Guaca y la Falla de Baraya. Osorio *et al.* (2008) describen la cuenca C44 como una cuenca en desequilibrio, donde los procesos tectónicos predominan sobre los erosivos; en la presente investigación se resalta esa actividad tectónica con los índices de asimetría: más evidentes en la parte alta de la cuenca, lo cual confirma un basculamiento tectónico.

El estudio de Valencia-Ortiz y Martínez-Graña (2023a) también utiliza el factor de asimetría (AF) en la zona Z5 del Macizo de Santander. En sus resultados, se menciona la evidente asimetría de las cuencas y su tendencia a inclinarse hacia el NW, y además se relaciona este comportamiento con el control estructural y tectónico que ejerce la Falla de Bucaramanga.

*Determinación de actividad tectónica reciente en el flanco occidental del Macizo de Santander (Colombia)
a partir del análisis morfométrico*

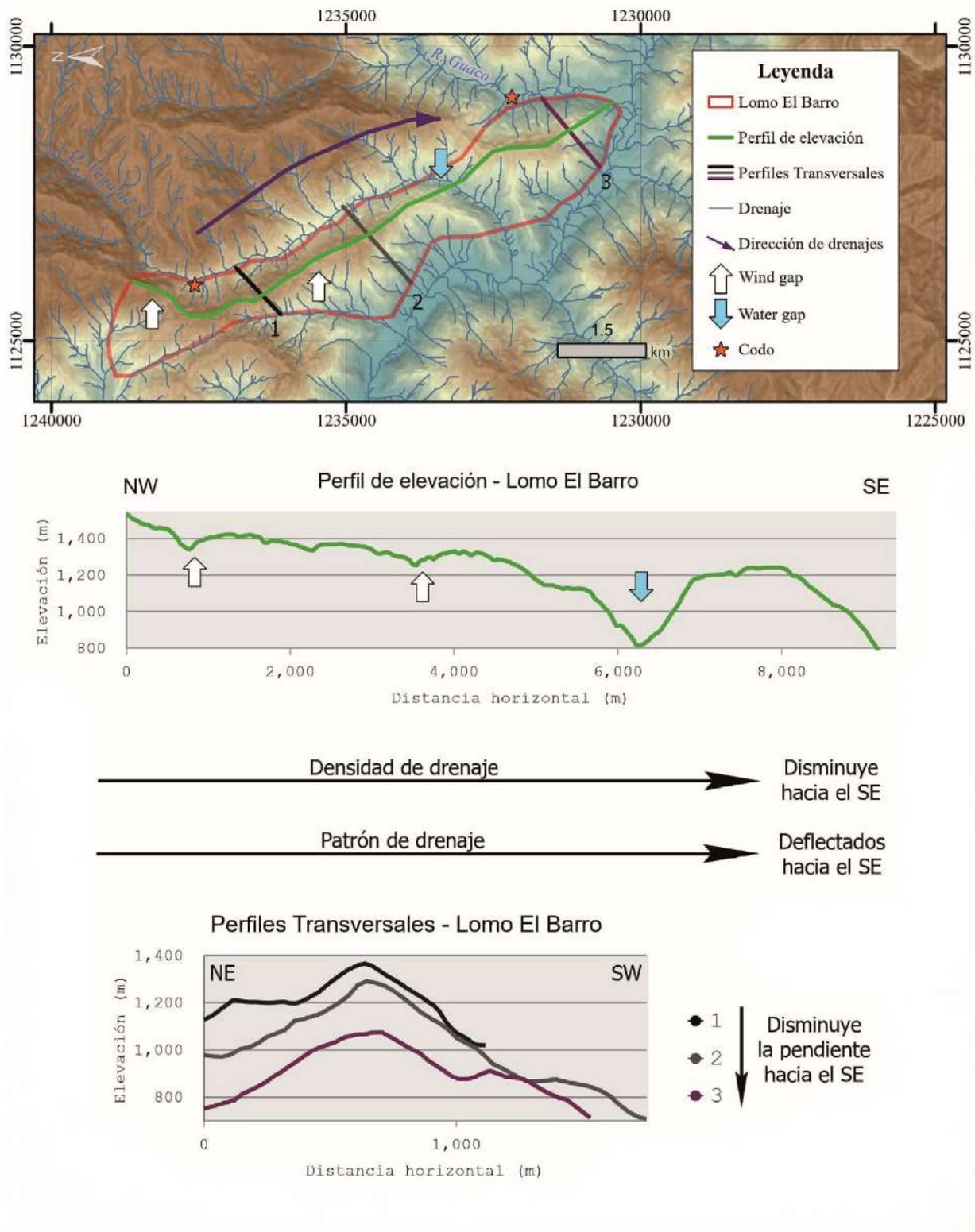


Figura 12. Análisis del Lomo El Barro.

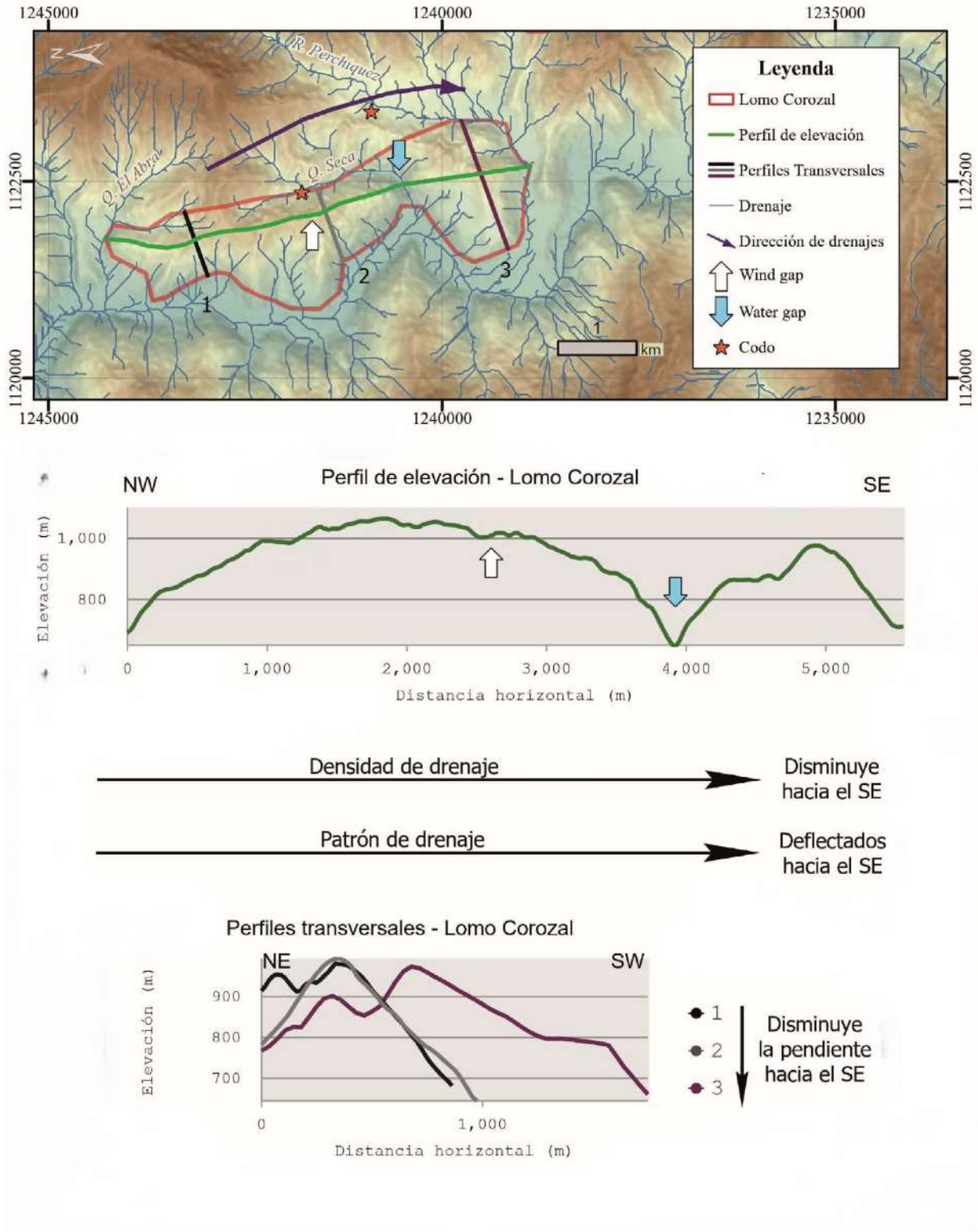


Figura 13. Análisis del Lomo Corozal.

*Determinación de actividad tectónica reciente en el flanco occidental del Macizo de Santander (Colombia)
a partir del análisis morfométrico*

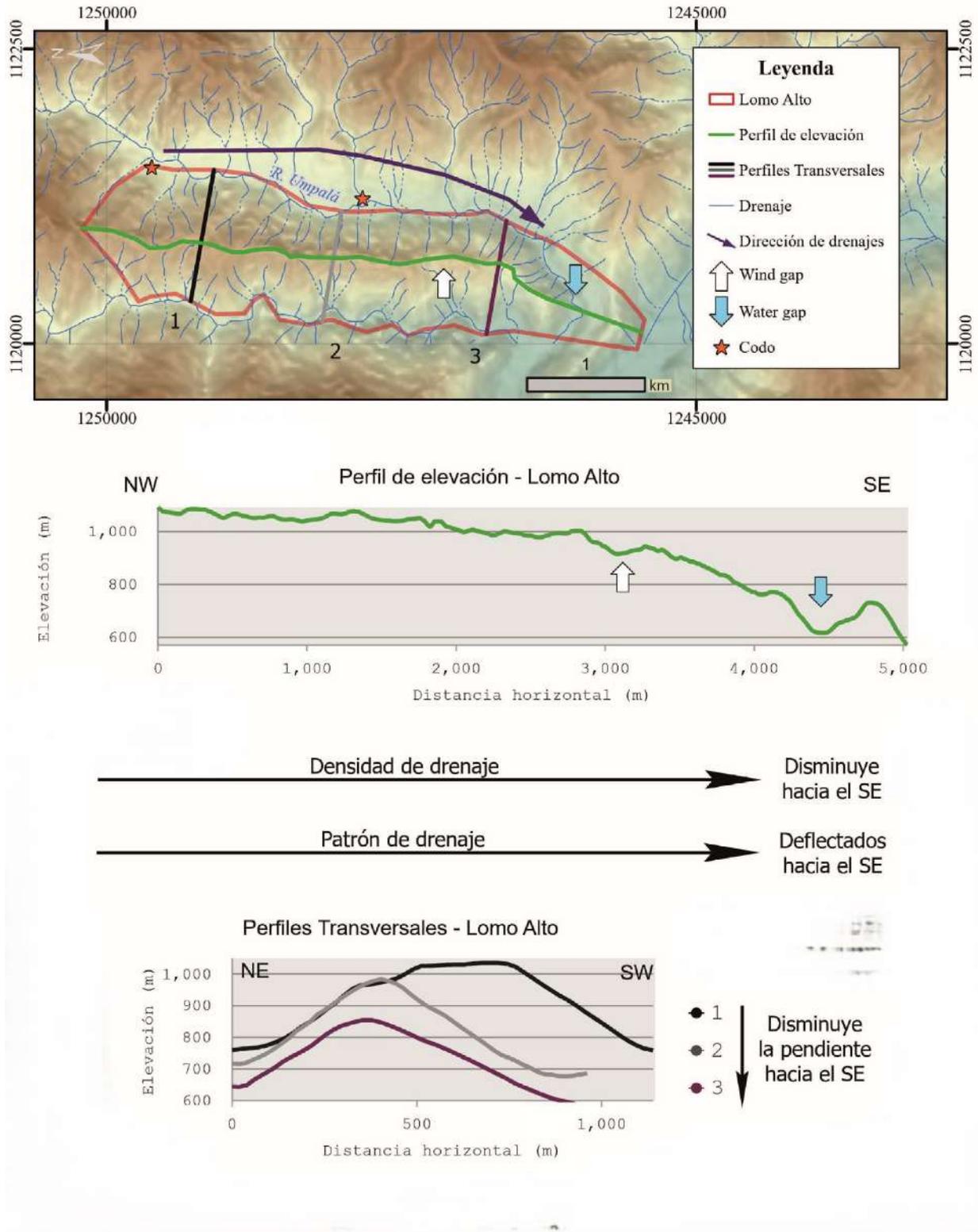


Figura 14. Análisis del Lomo Alto.

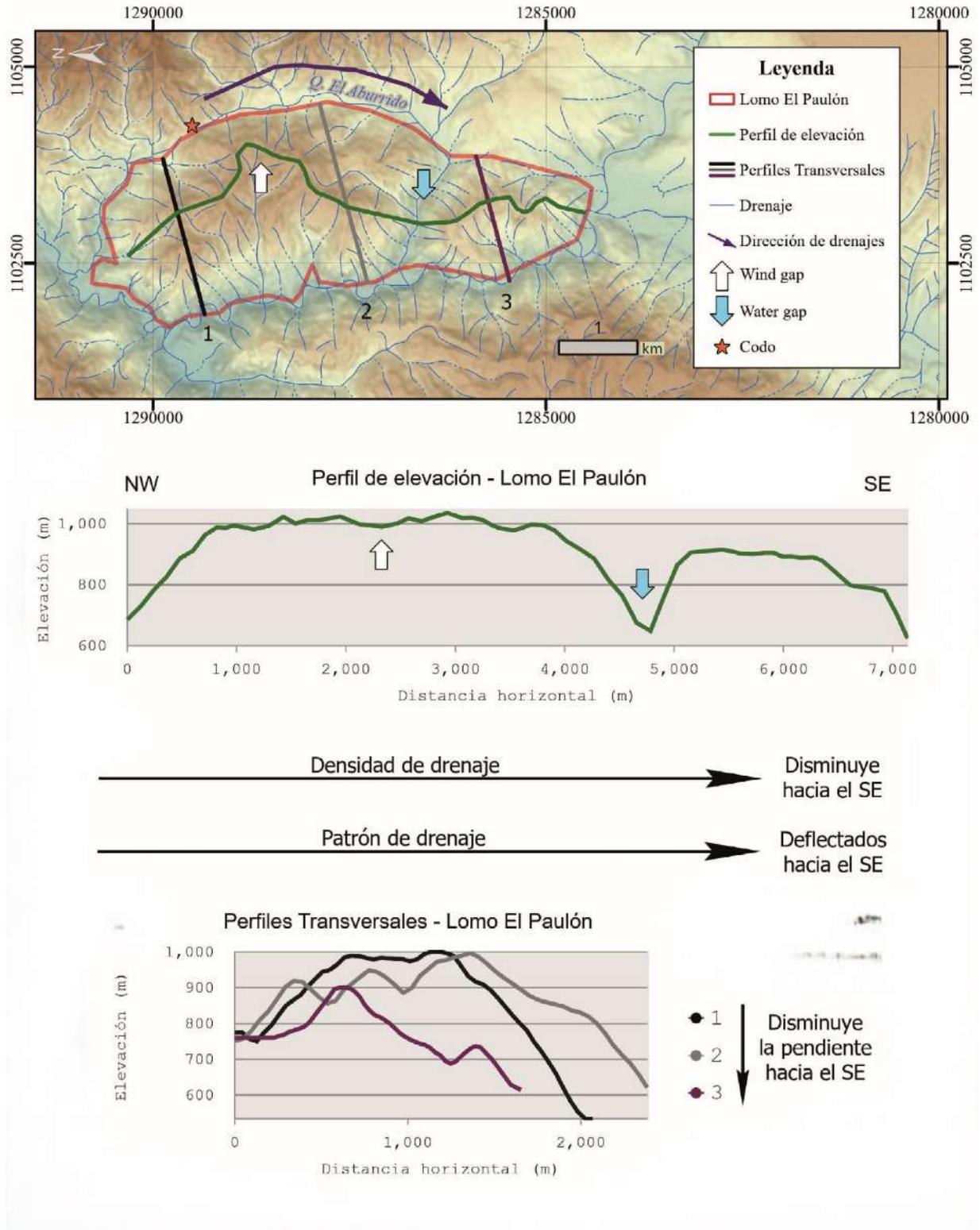


Figura 15. Análisis del Lomo El Paulón.

*Determinación de actividad tectónica reciente en el flanco occidental del Macizo de Santander (Colombia)
a partir del análisis morfométrico*

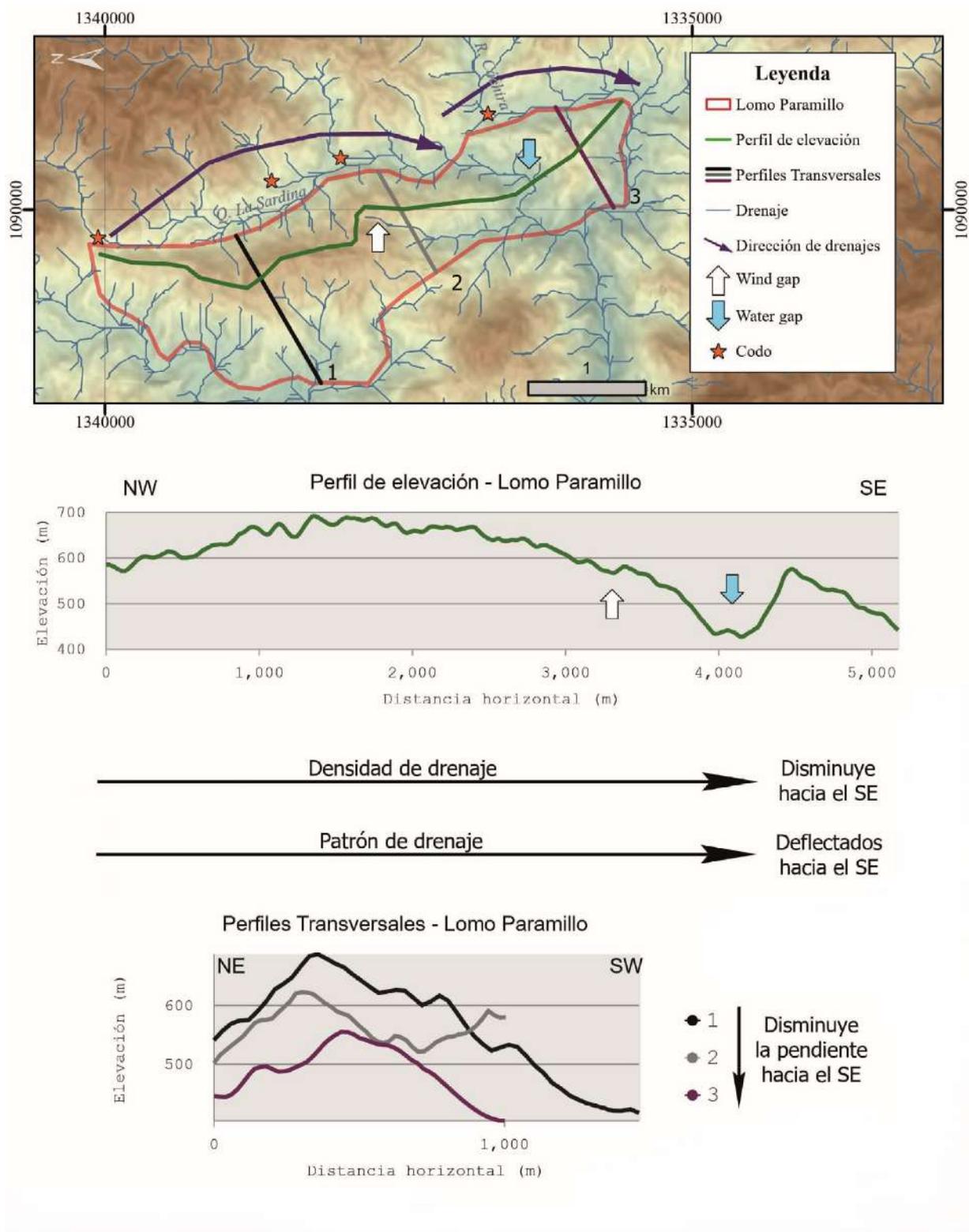


Figura 16. Análisis del Lomo Paramillo.

Si bien el análisis de factor de asimetría (AF) muestra una dirección predominantemente al NW, a lo largo del flanco occidental del Macizo de Santander, el análisis de simetría transversal topográfica (T) muestra dos cuencas que sugieren una dirección SW en su parte alta: las cuencas C28 y C44. Esto podría sugerir un basculamiento local en dirección SW, contraria a la orientación predominante, con las fallas La Negrera y Romerito como principales estructuras de levantamiento. Esto concuerda con el cambio en la concavidad y dirección de buzamiento que tienen estas fallas con respecto a las estructuras ubicadas al sureste.

Distribución de la actividad tectónica reciente a lo largo de la Falla de Bucaramanga

Los trabajos basados en análisis geomorfológico de [García-Delgado et al. \(2019, 2020\)](#) sugieren un aumento de la actividad tectónica reciente a lo largo de la Falla de Bucaramanga en dirección SE. Esto concuerda con los resultados obtenidos en el presente trabajo, donde se usaron algunos índices geomorfológicos diferentes, pero con la misma tendencia de aumento en dirección SE. El trabajo de [Valencia-Ortiz y Martínez-Graña \(2023b\)](#), el cual se ubica entre las cuencas C33 y C37 del presente estudio, muestra una tendencia de aumento de aceleración sísmica (PGA) en dirección sur, es decir, la superficie es más propensa a la generación de movimientos en masa en las zonas más al sur. Esto también se puede relacionar con el presente estudio en cuanto a la tendencia de aumento de actividad tectónica en dirección SE del Macizo de Santander.

Muchos de los análisis realizados en este trabajo tienen lugar en el frente de montaña, el cual corresponde al trazo principal de la Falla de Bucaramanga ([Figura 5](#)). El análisis de frente de montaña muestra que las zonas Z4 y Z5 presentan frentes de montaña con levantamiento activo y el análisis cualitativo de redes de drenaje indica que también existen levantamientos en las zonas medias del Macizo de Santander (lomos Paramillo y El Paulón), con un crecimiento de estructuras en dirección SE, por lo que se evidencia actividad tectónica reciente en estas zonas, con mayores indicios en las ubicadas más al sureste.

El estudio geomorfológico de [García-Delgado et al. \(2020\)](#) predice una tasa de levantamiento mayor a 0,08 m/ka para el frente de montaña en las zonas Z4 y Z5, usando el índice V_f y una descripción cualitativa del frente de montaña, lo que es consistente con los resultados mostrados en el presente trabajo. El estudio de termocronología desarrollado por [Siravo et al., 2020](#) en zonas aledañas a la Falla de Bucaramanga

arroja una tasa de exhumación de 0,1 a 0,25 m/ka, lo que también es consistente con la información obtenida a partir de la geomorfología. Sin embargo, resaltan las limitaciones de este último para precisar tasas de levantamiento altas ($> 0,08$ m/ka), ya que no se toma en cuenta la litología como un factor que influya en la sinuosidad del frente montañoso. Para un intervalo de tiempo mucho mayor, desde el Mioceno tardío y teniendo en cuenta la configuración estructural del Macizo de Santander, partir de huellas de fisión en apatitos. [Villamizar-Escalante et al. \(2024\)](#) revelan tasas de exhumación de 0,6 a 0,7 m/ka, influenciadas por la acción de fallas corticales profundas como la de Bucaramanga y estructuras transversales NE como las fallas Río Perchiquez, Río Umpalá y Río Manco.

Entre tanto, [Valencia-Ortiz y Martínez-Graña \(2023a\)](#) también describen el levantamiento en la zona Z4 con un comportamiento oscilante, con tasas de levantamiento de 49,3 a 117,5 mm en un período de siete años, y tasas de subsidencia de $-71,5$ a $-86,2$ mm para el mismo período. Además, [Valencia-Ortiz et al. \(2024\)](#) reafirman la relación entre la sismicidad de la zona con la distribución de los movimientos en masa. Por otro lado, el análisis de Azimut de cuencas (BA) muestra un movimiento horizontal en el Macizo de Santander debido a la cizalla; esta deformación se encuentra estrechamente relacionada con el componente de rumbo sinistral de la Falla de Bucaramanga.

Rotación en el flanco occidental del Macizo de Santander

La rotación de los bloques corticales a lo largo de ejes verticales es un fenómeno común en sistemas de fallas de rumbo ([Yıldırım y Tüysüz, 2017](#)). Existen diferentes métodos para calcular la rotación de los bloques corticales usando las propiedades paleomagnéticas y estructurales de las rocas. La geomorfología del flanco occidental del Macizo de Santander muestra que las cuencas han sido deformadas horizontalmente rotando, y esta deformación ha quedado plasmada en la dirección de la red de drenaje.

Los primeros estudios paleomagnéticos en la zona del Macizo de Santander, realizados por [Hargraves et al. \(1984\)](#), sugieren una rotación tectónica sin dar ninguna magnitud ni dirección. Posteriormente, se han adelantado estudios paleomagnéticos en zonas aledañas al Macizo de Santander, como es el caso del trabajo de magnetoestratigrafía en el abanico de Bucaramanga, realizado por [Jiménez et al. \(2015\)](#), donde los sedimentos, ubicados de 4 a 10 km al oeste de la Falla de Bucaramanga, no muestran una rotación

significativa. La diferencia con los datos mostrados en el presente documento se puede explicar debido a que el flanco occidental del Macizo de Santander se encuentra dentro de la zona transpresiva generada por la Falla de Bucaramanga, y el abanico de Bucaramanga se encuentra en las paredes de esta. Los trabajos de paleomagnetismo en las rocas sedimentarias del Jurásico, por Jiménez *et al.* (2021, 2022), asumen una rotación horaria por la inversión tectónica y actual cinemática dextral de las fallas transversales del costado occidental del macizo, previamente con componente normal. De manera regional para el bloque de los Andes del Norte, García-Delgado *et al.* (2022) también documentan rotación horaria para la parte más norte, donde se ubica el Macizo de Santander, pero por falta de datos sismológicos y medidas GPS a escala detallada no se consideran aún las rotaciones locales que pudieran causar la cantidad de fallas transversales de rumbo NE.

Otros estudios de rotación realizados por Osorio *et al.* (2008) midiendo estructuras de deformación en las rocas del Macizo de Santander, sugieren una rotación antihoraria de 20° debido a la cizalla simple en la Falla de Bucaramanga. Estos datos se muestran consistentes con los valores de rotación medidos en el presente trabajo (16,5° ±16,85).

La rotación antihoraria progresiva de las cuencas en el flanco occidental del Macizo de Santander, debido a cizalla regional por la Falla de Bucaramanga, implica rotación por las fallas transversales (NE). Esto es consistente con el modelo de dominó propuesto por Velandia *et al.*, 2020, donde las fallas internas (NE) tienen una cinemática dextral (Velandia *et al.*, 2016) y los bloques internos rotan de forma antihoraria.

Por otra parte, los valores que arroja el método de Azimut de cuencas (BA) tienen una desviación estándar muy alta. Esto se podría explicar en parte porque este análisis puede verse influenciado por el levantamiento de bloques en el frente de montaña, lo que se evidencia en los lomos El Barro, Corozal y Alto, los cuales cambian la trayectoria del drenaje principal a lo largo de la Falla de Bucaramanga; esto se traduce en un mayor ángulo de BA sin que haya necesariamente una mayor rotación en las cuencas.

La Falla de Bucaramanga en su carácter transpresivo se expresa con un patrón trezado donde sobresalen los lomos de presión (Galvis *et al.*, 2014). El estudio de los cinco lomos de presión seleccionados en el presente trabajo a lo largo de esta falla muestra de

forma sistemática una dirección de propagación SE, la cual es consistente con el modelo trezado para la Falla de Bucaramanga propuesto por Velandia y Bermúdez (2018), donde también se señala la deformación progresiva hacia el sur (Velandia *et al.*, 2021). Algunos de estos lomos con indicios de actividad tectónica reciente se encuentran cerca a comunidades, tales como el Lomo Corozal, cerca al municipio de Cepitá, o el Lomo el Paulón, cerca de la ciudad de Bucaramanga (Figura 4), lo que eventualmente podría ser un factor importante al realizar un estudio de amenaza sísmica en la zona.

Conclusiones

En el flanco occidental del Macizo de Santander se diferenciaron cinco zonas según las características del relieve. Las cuencas hidrográficas en las zonas Z4 y Z5 presentan una fuerte asimetría en dirección NE que sugiere un basculamiento activo en la parte suroriental del macizo, en relación con las fallas Cachirí, Río Suratá, Río Umpalá, Río Perchiquez y Baraya como principales estructuras de levantamiento. Los valores de AF muestran un aumento progresivo en dirección SE, lo que se relaciona con la posible influencia del “Inductor de Pamplona” que deforma localmente el campo de esfuerzos en las zonas Z4 y Z5.

El frente de montaña en las zonas Z3, Z4 y Z5 muestra una expresión topográfica recta y valles profundos, lo que sugiere una tasa de levantamiento mayor a 0,08 m/ka, mientras que los frentes relativamente más sinuosos y con valles más anchos de las zonas Z1 y Z2 sugieren una tasa de levantamiento de 0,03 m/ka a 0,07 m/ka. Este patrón de deformación y crecimiento de estructuras desde el NW al SE indica un incremento en la actividad tectónica en esta dirección, lo cual coincide con los resultados de trabajos previos que sugieren una mayor actividad tectónica reciente a lo largo de la Falla de Bucaramanga en dirección SE.

La red de drenaje en el flanco occidental del Macizo de Santander sugiere una rotación horizontal antihoraria de 16,5°, consistente con el modelo de dominó propuesto por Velandia *et al.* (2020) para la región, donde las fallas internas (NE) tienen una cinemática dextral y los bloques internos rotan de forma antihoraria. Además, se observa un levantamiento reciente de lomos de presión con dirección de propagación SE, que afecta directamente la red de drenaje en el frente de montaña. Esta deformación progresiva hacia el sur es acorde con el patrón lenticular o trezado de la zona de daño de la Falla de Bucaramanga, donde los lomos de presión

muestran indicios de actividad tectónica reciente, lo cual es relevante para estudios de amenaza sísmica en áreas cercanas a comunidades, como el Lomo Corozal, cerca al municipio de Cepitá, o el Lomo el Paulón, cerca de Bucaramanga.

Agradecimientos

Agradecemos el apoyo del Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) de la Escuela de Geología de la UIS, así como las observaciones y comentarios de los evaluadores del *Boletín de Geología* para mejorar el contenido y presentación del manuscrito.

Referencias

- Acosta, J.; Velandia, F.; Osorio, J.; Lonergan, L.; Mora, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. En: A.C. Ries, R.W. Butler, R.H. Graham (eds.). *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward* (pp. 303-319). Geological Society of London. Vol. 272.
- Audemard, F.A. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-Ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). PhD Thesis, Université Montpellier II, Francia.
- Audemard, F.A. (1997). Holocene and historical earthquakes on the Boconó fault system, southern Venezuelan Andes: Trench confirmation. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 155-167. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(96\)00037-3](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(96)00037-3)
- Audemard, F.A. (1998). Evolution Geodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcon, Venezuela. *3rd Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago and the XIV Caribbean Geological Conference*, Trinidad.
- Audemard, F.A. (1999). Morpho-structural expression of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 118(Supplementary Issue), 227-244.
- Audemard, F.A. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. *XI Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela.
- Audemard, F.A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102, 43-65. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00128-3](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00128-3)
- Audemard, F.A. (2009a). Key issues on the post-Mesozoic southern Caribbean plate boundary. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 567-584. <https://doi.org/10.1144/SP328.23>
- Audemard, F.A. (2009b). Flexura Frontal Surandina, Venezuela (VE-07). En: Proyecto Mutinacional Andino. Geociencia para las comunidades andinas (ed.) *Atlas de deformaciones cuaternarias de Los Andes* (pp. 300-311). Publicación Geológica Multinacional.
- Audemard, F.A. (2014). Active block tectonics in and around the Caribbean: a review. En: M. Schmitz, F.A. Audemard, F. Urbani (eds.). *The north-eastern limit of the South American Plate: Lithospheric structures from surface to the mantle* (pp. 29-78). Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas.
- Audemard, F.E.; Audemard, F.A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 299-327. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- Audemard, F.A.; Romero, G.; Rendón, H.; Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), 181-233. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.08.001>
- Audemard, F.A.; Castilla, R. (2016). Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: A successful trial. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 309-319. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.005>
- Audemard, F.A.; Mora-Páez, H.; Fonseca, H.A. (2021). Net right-lateral slip of the Eastern Frontal Fault System, North Andes Sliver, northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103286. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103286>

- Bishop, P. (1995). Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19, 449-473. <https://doi.org/10.1177/030913339501900402>
- Boinet, T.; Bourgois, J.; Mendoza, H.; Vargas, R. (1985). Le poinçon de Pamplona (Colombie): un jalon de la frontière méridionale de la plaque caraïbe. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1(3), 403-413. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.I.3.403>
- Bull, W.B.; McFadden, L.D. (1977). Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. *8th Annual Geomorphology Symposium*, Binghamton, USA.
- Burbank, D.; Meigs, A.; Brozović, N. (1996). Interactions of growing folds and coeval depositional systems. *Basin Research*, 8(3), 199-223. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.00181.x>
- Burbank, D.W.; McLean, J.K.; Bullen, M.; Abdrakmatov, K.Y.; Miller, M.M. (1999). Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research*, 11(1), 75-92. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1999.00086.x>
- Castelltort, S.; Goren, L.; Willett, S.D.; Champagnac, J.D.; Herman, F.; Braun, L. (2012). River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nature Geoscience*, 5(10), 744-748. <https://doi.org/10.1038/ngeo1582>
- Colmenares, L.; Zoback, M. (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology*, 31, 721-724. <https://doi.org/10.1130/G19409.1>
- 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>
- Cox, R.T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *GSA Bulletin*, 106(5), 571-581. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106%3C0571:AODBSA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106%3C0571:AODBSA%3E2.3.CO;2)
- Cox, R.T.; Van Arsdale, R.B.; Harris, J.B. (2001). Identification of possible Quaternary deformation in the northeastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. *GSA Bulletin*, 113(5), 615-624. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113%3C0615:IOPQDI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113%3C0615:IOPQDI%3E2.0.CO;2)
- Curry, J. (1956). The analysis of two-dimensional oriented data. *The Journal of Geology*, 64(2), 117-131. <https://doi.org/10.1086/626329>
- Diederix, H.; Hernández, C.; Torres, E.; Osorio, J.A.; Botero, P. (2009). Resultados preliminares del primer estudio paleosismológico a lo largo de la falla de Bucaramanga, Colombia. *Ingeniería, Investigación y Desarrollo*, 9(2), 18-23.
- Forte, A.M.; Whipple, K.X. (2018). Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surface Dynamics*, 7(1), 87-95. <https://doi.org/10.5194/esurf-2018-57>
- Galvis, M.; Velandia, F.; Villamizar, N. (2014). Cartografía morfoestructural de la Falla de Bucaramanga, geometría lenticular a lo largo del valle del río Chicamocha en Santander – Colombia. *XVII Congreso Peruano de Geología*, Lima, Perú.
- García-Delgado, H.; Villamizar-Escalante, N.; Bernet, M. (2019). Recent tectonic activity along the Bucaramanga Fault System (Chicamocha River Canyon, Eastern Cordillera of Colombia): a geomorphological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 62(3), 199-215. <https://doi.org/10.1127/zfg/2019/0630>
- García-Delgado, H.; Machuca, S.; Velandia, F.; Audemard, F.A. (2020). Along-strike variations in recent tectonic activity in the Santander Massif: New insights on landscape evolution in the Northern Andes. *Journal of South American Earth Science*, 98, 102472. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102472>

- García-Delgado, H.; Velandia, F.; Bermúdez, M.A.; Audemard, F.A. (2022). The present-day tectonic regimes of the Colombian Andes and the role of slab geometry in intraplate seismicity. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 111(7), 1-19. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02227-9>
- García-Delgado, H.; Schwanghart, W.; Hoke, G.; Guerrero, B.; Velandia, F. (2023). How erosional efficiency modulates landscape response to drainage reorganization: New empirical evidence from the Andes. *Geomorphology*, 440, 108893. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108893>
- Gardner, T.W.; Jorgensen, D.W.; Shuman, C.; Lemieux, C.R. (1987). Geomorphic and tectonic process rates: Effects of measured time interval. *Geology*, 15(3), 259-261. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<259:GATPRE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<259:GATPRE>2.0.CO;2)
- Goren, L.; Castellort, S.; Klinger, Y. (2015). Modes and rates of horizontal deformation from rotated river basins: application to the Dead Sea fault system in Lebanon. *Geology*, 43(9), 843-846. <https://doi.org/10.1130/G36841.1>
- Guaita-González, C.M. (2015). Valoración de la tectónica y la erosión en la configuración neógena del frente de montaña andino entre los 28°30' y los 29°15'S. Tesis de pregrado, Universidad de Chile, Chile.
- Guerit, L.; Dominguez, S.; Malavieille, J.; Castellort, S. (2016). Deformation of an experimental drainage network in oblique collision. *Tectonophysics*, 693(Part B), 210-222. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.016>
- Guerit, L.; Goren, L.; Dominguez, S.; Malavieille, J.; Castellort, S. (2018). Landscape “stress” and reorganization from x-maps: Insights from experimental drainage networks in oblique collision setting. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(15), 3152-3163. <https://doi.org/10.1002/esp.4477>
- Hare, P.; Gardner, T. (1985). Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula Costa Rica. *15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, Boston.
- Hargraves, R.B.; Shagam, R.; Vargas, R.; Rodriguez, G.I. (1984). Paleomagnetic results from rhyolites (Early Cretaceous?) and andesite dikes at two localities in the Ocaña area, northern Santander Massif, Colombia. En: W.E. Bonini, R.B. Hargraves, R. Shagam (eds.). *The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (pp. 299-302). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM162-p299>
- Jackson, J.; Norris, R.; Youngson, J. (1996). The structural evolution of active fault and fold systems in Central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *Journal of Structural Geology*, 18(2-3), 217-234. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)80046-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)80046-0)
- Jiménez, G.; Speranza, F.; Faccenna, C.; Bayona, G.; Mora, A. (2015). Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: Evidence for a ≤ 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga-Santa Marta Fault, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 57, 12-22. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.11.001>
- Jiménez, G.; García-Delgado, H.; Geissman, J.W. (2021). Magnetostratigraphy and magnetic properties of the Jurassic to Lower Cretaceous Girón Group (northern Andes, Colombia). *Geosphere*, 17(6), 2172-2196. <https://doi.org/10.1130/GES02186.1>
- Jiménez, G.; Geissman, J.W.; Bayona, G. (2022). Unraveling tectonic inversion and wrench deformation in the Eastern Cordillera (Northern Andes) with paleomagnetic and AMS data. *Tectonophysics*, 834, 229356. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229356>
- Kammer, A. (1999). Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 24, 29-53.
- Kammer, A.; Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 412-422. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.006>

- Keller, E.A. (1986). Investigation of active tectonics: Use of surficial Earth processes. En: *Active Tectonics: Impact on Society* (pp. 136-147). The National Academies Press.
- Keller, E.A.; Gurrola, L.; Tierney, T.E. (1999). Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. *Geology*, 27(6), 515-518. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027%3C0515:GC TDDO%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027%3C0515:GC TDDO%3E2.3.CO;2)
- Keller, E.A.; Pinter, N. (2002). *Active tectonics earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall.
- Kellogg, J.N.; Vega, V.; Stailings, T.C.; Aiken, C.L.V.; Kellogg, J.N. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. En: P. Mann (ed.). *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (pp. 75-90). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE295-p75>
- Kirby, E.; Whipple, K.; Harkins, N. (2008). Topography reveals seismic hazard. *Nature Geoscience*, 1(8), 485-487. <https://doi.org/10.1038/ngeo265>
- Londoño, J.M.; Quintero, S.; Vallejo, K.; Muñoz, F.; Romero, J. (2019). Seismicity of Valle Medio del Magdalena basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 565-585. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.003>
- López, M.C.; Audemard, F.A. (2011). Evidence of Holocene compression at Tuluá, along the western foothills of the Central Cordillera of Colombia. En: F.A. Audemard, A.M. Michetti, J.P. McCaLpin (eds.). *Geological Criteria for Evaluating Seismicity Revisited: Forty Years of Paleoseismic Investigations and the Natural Record of Past Earthquakes* (pp. 91-107). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2011.2479\(04\)](https://doi.org/10.1130/2011.2479(04))
- Ma, Z.; Peng, T.; Feng, Z.; Li, M.; Li, X.; Guo, B.; Li, J.; Song, C. (2019). Asymmetrical river valleys and their tectonic significance in the Maxianshan area, NE Tibetan Plateau. *Geomorphology*, 329, 70-80. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.01.001>
- Machuca, S.; García-Delgado, H.; Velandia, F. (2021). Studying active fault-related folding on tectonically inverted orogens: A case study at the Yariquíes Range in the Colombian Northern Andes. *Geomorphology*, 375, 107515. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107515>
- Molano-Cárdenas, S.M.; Torres-Rodríguez, M.D. (2018). Índices geomorfológicos como herramienta para la caracterización de la actividad neotectónica del sistema de fallas de Soapaga entre los municipios de Corrales y Pesca. Tesis de pregrado, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Sogamoso, Colombia.
- Mora, A.; Parra, M.; Strecker, M.R.; Sobel, E.R.; Hooghiemstra, H.; Torres, V.; Jaramillo, J.V. (2008). Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *GSA Bulletin*, 120(7-8), 930-949. <https://doi.org/10.1130/B26186.1>
- Mora-Páez, H.; Kellogg, J.N.; Freymueller, J.T.; Mencin, 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-Londono, 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-Páez, H.; Audemard, F.A. (2021). GNSS Networks for Geodynamics in the Caribbean, Northwestern South America, and Central America. In: B. Erol, S. Erol (eds.). *Geodetic sciences – theory, applications and recent developments* (pp.143-164). IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/intechopen.97215>
- Ollarves, R.; Audemard, F.A.; López, M.C. (2006). Morphotectonic criteria for the identification of active blind thrust faulting in alluvial environments: Case studies from Venezuela and Colombia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 145(Supplementary Issues), 81-103.
- OpenTopography. (2021). ALOS World 3D - 30m. <https://portal.opentopography.org/raster?opentopoid=OTALOS.112016.4326.2>
- Osorio, J.; Hernández, C.; Torres, E.; Botero, P. (2008). Modelo geodinámico del Macizo de Santander. INGEOMINAS, 152 p.

- París, G.; Machette, M.N.; Dart, R.L.; Haller, K.M. (2000). Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. USGS. *Open-File Report* 2000-284 p.
- Pennington, W.D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>
- Pérez-Peña, J.V.; Azañón, J.M.; Azor, A.; González-Lodeiro, F. (2009). Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(1), 16-25. <https://doi.org/10.1002/esp.1684>
- Pérez-Peña, J.V.; Azor, A.; Azañón, J.M.; Keller E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119(1-2), 74-87. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.020>
- Restrepo-Pace, P.A. (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological geochemical and isotopic data. PhD. Thesis, University of Arizona, USA.
- Rockwell, T.; Keller, E.; Johnson, D. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. *15th Annual Geomorphology Symposium*, Boston.
- Rodríguez, L.M.; Sarabia, A.M.; Pérez, C.; Mora-Páez, H.; Singer, A.; Salcedo, E.; Yépez, S.; Cifuentes, H.; Diederix, H.; Torres, E.; Rodríguez, J.A.; Audemard, F.A.; Gómez, A.A.; Leal, A. (2015). Inventario de daños y efectos geológicos co- y/o post-sísmicos del sismo ocurrido el 18 de mayo de 1875, en la frontera entre Colombia y Venezuela. *Revista de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat*, 30, 104-263.
- Rodríguez, L.; Diederix, H.; Torres, E.; Audemard, F.A.; Hernández, C.; Singer, A.; Bohórquez, O.; Yépez, S. (2018). Identification of the seismogenic source of the 1875 Cucuta earthquake on the basis of a combination of neotectonic, paleoseismologic and historic seismicity studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 82, 274-291. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.019>
- Rodríguez, L.M.; Diederix, H.; Audemard, F.A.; Mora-Páez, H. (2019). Inventario de sismos con reportes de daños y efectos geológicos co-sísmicos en la frontera colombo-venezolana. *Revista de la Facultad de Ingeniería de la UCV*, 34(4).
- Salcedo-Hurtado, E.J.; Audemard, F.A.; García-Millán, N. (2021). Parámetros focales del terremoto del 28 de abril de 1894 en los Andes venezolanos usando datos macrosísmicos. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 45(175), 591-606. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.1195>
- Sepúlveda, T. (2019). Neotectónica y paleosismología de la falla Mesamávida: evidencia de actividad cuaternaria tardía del cabalgamiento andino occidental (watf) en la Región del Maule, Chile Central (36°S). Tesis de pregrado, Universidad de Concepción, Chile.
- Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardají, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3), 203-225. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00215-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00215-5)
- Siravo, G.; Fellin, M.G.; Faccenna, C.; Maden, C. (2020). Transpression and the build-up of the Cordillera: the example of the Bucaramanga fault (Eastern Cordillera, Colombia). *Journal of the Geological Society*, 177(1), 14-30. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-054>
- Struth, L.; Teixell, A.; Owen, L.A.; Babault, J. (2016). Plateau reduction by drainage divide migration in the Eastern Cordillera of Colombia defined by morphometry and ¹⁰Be terrestrial cosmogenic nuclides. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(8), 1155-1170. <https://doi.org/10.1002/esp.4079>
- Struth, L.; Giachetta, E.; Willett, S.D.; Owen, L.A.; Tesón, E. (2020). Quaternary drainage network reorganization in the Colombian Eastern Cordillera plateau. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45(8), 1789-1804. <https://doi.org/10.1002/esp.4846>

- Taboada, A.; Rivera, L.A.; Fuenzalida, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J.; Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Trenkamp, R.; Kellogg, J.N.; Freymueller, J.T.; Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Ul-Hadi, S.; Khan, S.D.; Owen, L.A.; Khan, A.S. (2013). Geomorphic response to an active transpressive regime: a case study along the Chaman strike-slip fault, western Pakistan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(3), 250-264. <https://doi.org/10.1002/esp.3272>
- van der Lelij, R.; Spikings, R.; Mora, A. (2016). Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos*, 248-251, 220-239. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.006>
- Valencia-Ortiz, J.A.; Martínez-Graña, A.M. (2023a). Morphometric evaluation and its incidence in the mass movements present in the Chicamocha Canyon, Colombia. *Sustainability*, 15(2), 1140. <https://doi.org/10.3390/su15021140>
- Valencia-Ortiz, J.A., Martínez-Graña, A.M. (2023b). Calculation of precipitation and seismicity thresholds as triggers for mass movements in the region of Bucaramanga, Colombia. *Ecological Indicators*, 152, 110355. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2023.110355>
- Valencia-Ortiz, J.A.; Martínez-Graña, A.M.; Cabero-Morán, M.T. (2024). DInSAR multi-temporal analysis for the characterization of ground deformations related to tectonic processes in the region of Bucaramanga, Colombia. *Remote Sensing*, 16(3), 449. <https://doi.org/10.3390/rs16030449>
- Velandia, F. (2017). Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Velandia, F.; Cetina, M.A.; Castellanos, E.; Gómez, S. (2016). Análisis de fracturas y cinemática de fallas geológicas como primer aporte al modelo conceptual de aguas subterráneas en la zona de Charta, Macizo de Santander-Colombia. *Revista de la Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela*, 31(2), 37-56.
- Velandia, F.; Bermúdez, M. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): Insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *Journal of Structural Geology*, 115, 190-207. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.07.020>
- Velandia, F.; García-Delgado, H.; Zuluaga, C.A.; López, J.A.; Bermúdez, M.A.; Audemard, F.A. (2020). Present-day structural frame of the Santander Massif and Pamplona Wedge: The interaction of the Northern Andes. *Journal of Structural Geology*, 137, 104087. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104087>
- Velandia, F.; Bermúdez, M.A.; Kohn, B.; Bernet, M.; Zuluaga, C.A.; Brichau, S. (2021). Cenozoic exhumation patterns in the northern Andes: constraints from the southern Bucaramanga Fault, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103473. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103473>
- Villamizar-Escalante, N.; Zuluaga, C.A.; Bernet, M.; Amaya, S.; López-Isaza, J.A.; García-Delgado, H.; Velandia, F. (2024). Deep-seated crustal faults and their role in the thermo-tectonic evolution of an active mountain belt: New evidence from the Northern Andes. *Journal of Structural Geology*, 185, 105177. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2024.105177>
- Ward, D.E.; Goldsmith, R.; Cruz, J.; Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-134.
- Wells, S.G.; Bullard, T.F.; Menges, C.M.; Drake, P.G.; Karas, P.A.; Kelson, K.I.; Ritter, J.B.; Wesling, J.R. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1(3), 239-265. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(88\)90016-5](https://doi.org/10.1016/0169-555X(88)90016-5)

Yıldırım, C.; Tüysüz, O. (2017). Estimation of the long-term slip, surface uplift and block rotation along the northern strand of the North Anatolian Fault Zone: Inferences from geomorphology of the Almacık Block. *Geomorphology*, 297, 55-68. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.08.038>

Fecha de recibido: 24 de febrero de 2024

Fecha de aceptado: 24 de julio de 2024
