

Geomorfometría y Actividad Tectónica Reciente en el Flanco Occidental del Macizo de Santander.

Daniel Felipe Moreno Lozada

Trabajo de Grado para Optar el Título de Geólogo

Director

Francisco Alberto Velandia Patiño

Geólogo, Ph D. Geociencias

Codirector

Helbert Schneider García Delgado

Geólogo, Servicio Geológico Colombiano.

Universidad Industrial De Santander

Facultad De Ingenierías Físico - Químicas

Escuela De Geología

Bucaramanga

2021

Dedicado a mi abuelo

Pedro Moreno

Agradecimientos

A Dios.

A mis padres, Yunelly y Jorge por apoyarme siempre de forma incondicional.

A mis hermanos, Angie y Jorge por su ayuda y apoyo.

Al profesor Francisco Velandia, un gran investigador y una persona muy carismática, por sus consejos y revisiones

Al codirector de este trabajo, Helbert García, por sus recomendaciones.

A mis amigos de Geología: Juliana, Smith, Ingrid, Felipe, Juan, Giovanni, entre muchos otros.

A todos los profesores que han ayudado en mi formación como Geólogo.

A la Universidad Industrial de Santander y a la Escuela de Geología.

Tabla de Contenido

Introducción	9
1. Planteamiento del problema.	10
1.1. Hipótesis.....	10
2. Justificación.....	11
3. Objetivos.....	11
3.1. Objetivo General	11
3.2. Objetivos Específicos	11
4. Configuración regional.....	12
4.1. Estudios geomorfométricos previos en la zona de estudio.....	18
5. Metodología.....	19
5.1. Neotectónica	19
5.2. Geomorfometría	19
5.2.1. Índices Morfométricos	20
5.3. Análisis topográfico.....	21
5.3.1. Relieve local (RL).....	21
5.3.2. Pendiente (P) y Variabilidad de la Pendiente (Var)	22
5.3.3. Perfiles Swath.....	22
5.4. Análisis de asimetría en cuenca de drenaje	24
5.4.1. Factor de asimetría de la cuenca de drenaje (AF).....	24
5.4.2. Factor de simetría transversal topográfica (T)	27
5.5. Análisis de frente montañoso	28
5.5.1. Sinuosidad de Frente de Montaña (Smf)	29
5.5.2. Relación alto del Valle – Ancho del valle (Vf).....	30
5.5.3. Tasas empíricas de levantamiento (Smf vs Vf)	31
5.6. Análisis de red de drenaje	32
5.6.1. Azimut de cuenca (BA):.....	33
5.6.2. Análisis cualitativo de redes de drenaje enfocado a neotectónica:.....	34
6. Resultados e interpretación.....	38
6.1. Cuencas hidrográficas	38
6.2. Análisis topográfico.....	38

6.2.1. Perfiles Swath.....	43
6.3. Análisis de asimetría de cuenca	50
6.3.1. Índice AF.....	50
6.3.2. Índice T.	53
6.4. Análisis de frente de montaña.....	54
6.4.1. Índice Smf.....	56
6.4.2. Índice Vf.....	59
6.4.3. Tasas de levantamiento	60
6.5. Análisis de red de drenaje.....	61
6.5.1. Azimut de cuencas.....	61
6.5.2. Análisis cualitativo de redes de drenaje enfocado a neotectónica.....	62
7. Discusión.....	72
8. Conclusiones.....	76
Recomendaciones.....	77
Referencias Bibliográficas	77

Tabla de Figuras

Figura 1. Esquema tectónico regional mostrando placas tectónicas, bloques regionales con sus límites y trayectorias de esfuerzos horizontales máximos.....14

Figura 2. Mapa de zonas de deformación y estructuras mayores.16

Figura 3. Mapa Geológico regional de la zona de estudio.....17

Figura 4. Tectónica activa y geomorfología: input, output y uso social.....20

Figura 5. Bloque diagrama mostrando cómo se calcula el factor de asimetría.....25

Figura 6. Factores de asimetría para la Península Nicoya indicando basculamiento hacia el SE .26

Figura 7. Diagrama de una porción de una cuenca de drenaje mostrando las variables utilizadas para el cálculo del índice T.27

Figura 8. Diagrama idealizado mostrando los elementos principales para calcular el índice de sinuosidad de frente montañoso.....29

Figura 9. Corte topográfico mostrando los datos necesarios para el cálculo del índice Vf.....31

Figura 10. Diagrama mostrando las mediciones necesarias para obtener el ángulo α34

Figura 11. Diagrama mostrando la formación de wind gaps y water gaps a lo largo de una estructura en crecimiento (anticlinal).....36

Figura 12. Mapa de Cuencas hidrográficas a trabajar, zonas y ubicación de puntos de cálculo para Vf.39

Figura 13. Mapa de relieve local.....41

Figura 14. Mapas de análisis topográfico de pendiente:.....42

Figura 15. Perfil Swath SP1 con relieve local y THI*.....44

Figura 16. Perfil Swath SP2 con los valores de Relieve Local y THI*.....45

Figura 17. Perfil Swath SP3 con los valores de Relieve Local y THI*.....46

Figura 18. Perfil Swath SP4 con los valores de Relieve Local y THI*.....47

Figura 19. Perfil Swath SP5 con los valores de Relieve Local y THI*.....48

Figura 20. Perfil Swath SP5 con los valores de Relieve Local y THI*.....49

Figura 21. Mapa de índice de Asimetría (AF).53

Figura 22. Análisis estadístico del campo vectorial obtenido al evaluar el índice T en las cuencas de estudio.54

Figura 23. Campo de vectores resultantes del análisis de asimetría T mostrado por zonas.55

Figura 24. Mapa de análisis de frente de montaña y sismicidad somera.....	57
Figura 25. Histograma mostrando los valores de Smf para cada cuenca.....	59
Figura 26. Valores de Vf y comparación con otros autores.....	60
Figura 27. Azimut de cuencas en la zona de estudio.	62
Figura 28. Ubicación de los lomos de presión analizados.....	63
Figura 29. Análisis del Lomo El Barro.....	65
Figura 30. Análisis del Lomo Corozal.....	66
Figura 31. Análisis del Lomo Alto.	68
Figura 32. Análisis del Lomo El Paulón.....	69
Figura 33. Análisis del Lomo Paramillo.....	71

Lista de Tablas

Tabla 1. Tasas de levantamientos asociadas a las diferentes clases tectónicas.	32
Tabla 2. Valores de índices morfométricos para las cuencas en las diferentes zonas.	51
Tabla 3. Resultados del análisis de frente de montaña para cada cuenca	58

Introducción

Los sismos son una amenaza latente en muchas ciudades y centros urbanos. Tomemos como ejemplo el terremoto de Kobe, Japón en 1995 el cual causó aproximadamente 6.000 muertes y cerca de 100 billones de dólares en daños (Keller & Pinter, 2002) o el terremoto de 1985 originado en el océano Pacífico cuyo movimiento afectó gravemente a Ciudad de México donde causó la muerte de aproximadamente 10.000 personas (Keller & Pinter, 2002).

Actualmente no es posible predecir la hora exacta ni la magnitud en el que un sismo se va a presentar, sin embargo, se han desarrollado métodos para evaluar la actividad tectónica reciente (neotectónica) en un área y así estudiar la amenaza sísmica. Uno de estos métodos es la geomorfometría, que nos permite relacionar las mediciones de la superficie con el movimiento neotectónico.

El presente trabajo se enfoca en el estudio geomorfométrico del flanco occidental del Macizo de Santander, ubicado al nororiente colombiano sobre la Cordillera Oriental en los departamentos de Santander, Norte de Santander y Cesar. En esta zona se evaluaron concretamente 4 análisis geomorfométricos: topográfico, asimetría de cuencas, frente de montaña y red de drenaje. Todo esto con el fin de revelar indicios de actividad neotectónica en la zona. Este análisis se ejecutó sobre Modelos digitales de Elevación (DEM) dentro de Sistemas de Información Geográfica (SIG), calculando índices morfométricos y resaltando anomalías morfométricas que podrían traducirse en un cambio de actividad neotectónica.

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.

1. Planteamiento del problema.

El macizo de Santander y sus zonas aledañas cuentan con una presencia sísmica histórica e instrumental muy alta (Paris *et al.*, 2000; Red sismológica nacional, SGC). Los datos sísmicos revelan dos zonas a profundidad donde se focalizan estos sismos: (1) Los sismos de corteza con profundidades de 0 a 20 km y (2) El nido sísmico de Bucaramanga con hipocentros concentrados a profundidades de 100 a 250 km (Tryggvason & Lawson, 1970; Taboada *et al.*, 2000; Sepúlveda-Jaimes & Cabrera-Zambrano, 2018).

La Falla de Bucaramanga, borde oeste del Macizo de Santander, es una estructura muy extensa que cubre aproximadamente 370 km en la superficie (Galvis *et al.*, 2014) y ha sido apuntada como una estructura sismogénica con al menos ocho eventos sísmicos durante el Holoceno (Diederix *et al.*, 2009; Garcia-Delgado *et al.*, 2019;). Otras fallas asociadas a La Falla de Bucaramanga, como las fallas Rio Umpalá, Rio Suratá o Rio Manco, entre otras, presentan sismos corticales en sus cercanías (Red sismológica nacional, SGC), esto nos sugiere que existen movimientos sísmicos a nivel cortical en el borde occidental del Macizo de Santander. Es necesario estudiar esta zona de forma regional para resaltar los lugares donde la actividad tectónica reciente es más notable y así contribuir al estudio de amenaza sísmica en una región que cuenta con mucha población.

1.1. Hipótesis

Las fallas asociadas al borde occidental del Macizo de Santander han tenido una actividad tectónica reciente y esto se puede comprobar gracias a distintos índices geomorfológicos.

2. Justificación.

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). El flanco occidental del Macizo de Santander está delimitado al oeste por la Falla de Bucaramanga, una estructura que atraviesa parte de los departamentos de Santander, Norte de Santander y Cesar, debido a su gran extensión y cercanía a un gran número de poblaciones es necesario realizar un trabajo de reconocimiento de actividad tectónica reciente como primer paso hacia una categorización neotectónica de la zona.

3. Objetivos.

3.1. Objetivo General

Analizar la actividad tectónica reciente en el flanco occidental del Macizo de Santander en el tramo desde el municipio de Molagavita (Santander) hasta el municipio de Aguachica (Cesar).

3.2. Objetivos Específicos

- Interpretar anomalías topográficas en el paisaje a partir de mediciones de perfiles swath, relieve local, variabilidad de la pendiente y pendiente media.
- Determinar basculamiento de bloques y levantamientos diferenciales en el flanco occidental del Macizo de Santander con el uso de los índices de Factor de asimetría (AF) y de Simetría Transversal Topográfica (T).
- Cuantificar el levantamiento tectónico reciente del frente montañoso asociado a la Falla de Bucaramanga a partir del análisis del índice de Sinuosidad del Frente Montañoso (Smf) en conjunto con el índice de relación alto del valle – ancho del valle (Vf)
- Resaltar indicios de actividad tectónica reciente utilizando la forma y dirección de las redes de drenaje como un indicador externo de actividad

4. Configuración regional.

Los Andes es una cadena montañosa que se extiende a lo largo de 8.500 kilómetros bordeando toda la costa oeste de América del Sur (Guerrero *et al.*, 2011). Los Andes del norte, del cual hacen parte los Andes Venezolanos (Andes de Mérida), los Andes Colombianos y Ecuatorianos, es una zona tectónicamente compleja debido a la interacción entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca, la microplaca de Panamá (Coiba) y los bloques Chocó, Norandino, Bonaire y Maracaibo (Ver figura 1; Gansser, 1973; Kellog *et al.*, 1995; Gutscher *et al.*, 1999; Audemard, 2014; Audemard & Castilla, 2016).

Estudios con datos GPS indican que actualmente la parte Norte de la cordillera de los Andes se mueve en dirección NE, influenciado a su vez por la convergencia oblicua de las placas, la colisión del Arco de Panamá y/o la subducción de la dorsal Carnegie bajo la fosa de Ecuador-Colombia (Mora-Páez *et al.*, 2019).

En territorio colombiano Los Andes se divide en tres: Cordillera Occidental, Cordillera Central y Cordillera Oriental. La zona de estudio se encuentra ubicada en la parte norte de la Cordillera Oriental. En esta cordillera la transpresión domina la deformación de la corteza y se ha invertido positivamente la antigua cuenca transtensional Mesozoica (Kammer, 1999; Velandia, 2017)

El norte de la cordillera Oriental hace parte del bloque de Maracaibo el cual es delimitado por tres estructuras mayores: Los sistemas de fallas Bucaramanga–Santa Marta, Boconó y Oca-Ancón (Ver figura 1; Tschanz *et al.*, 1974; Mantilla *et al.*, 2011; Audemard & Castilla, 2016; Velandia *et al.*, 2020). En territorio Colombiano, esta parte norte de la cordillera Oriental se divide en tres grandes zonas, estas son (de sur a norte): El Macizo de Floresta, el Macizo de Santander y la Serranía del Perijá (Ver figura 2). El Macizo de Floresta y la Serranía del Perijá son dominados por regímenes compresivos con fallas inversas y pliegues paralelos mientras que el Macizo de Santander es

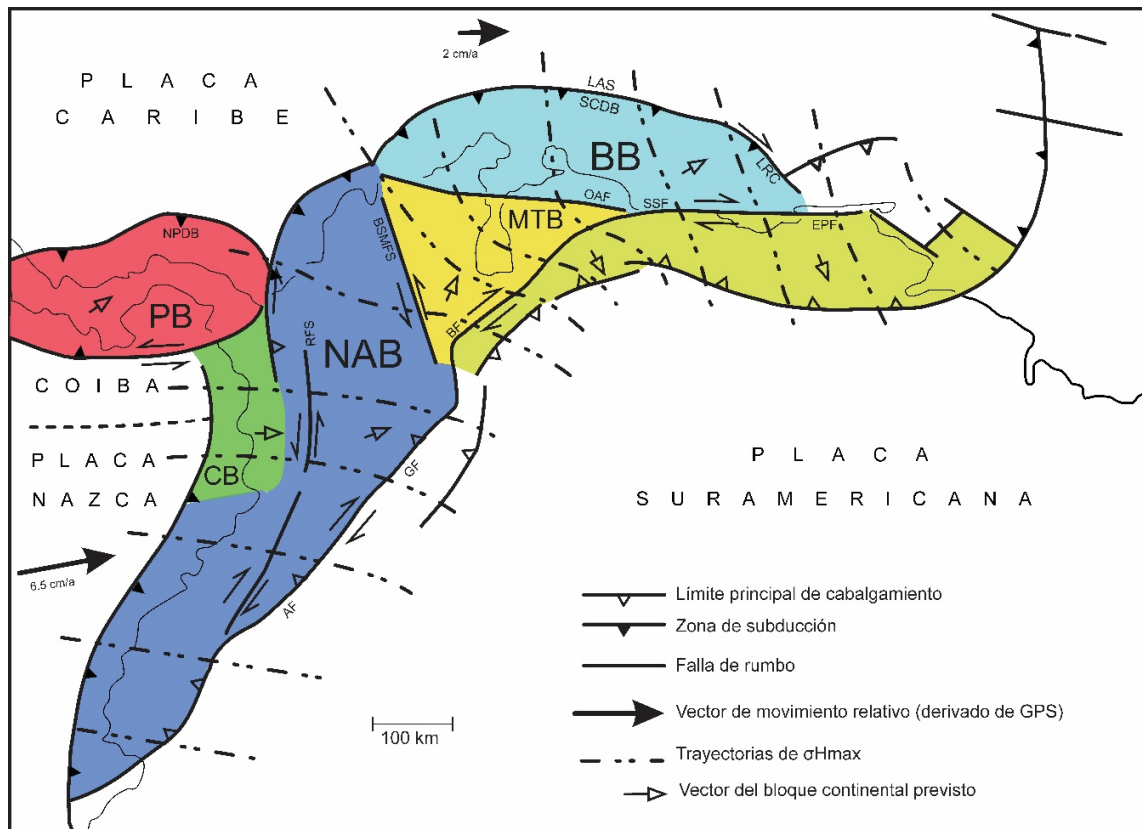
caracterizado por una deformación transpresiva con fallas de rumbo y oblicuas (Velandia *et al.*, 2020). Estas tres zonas de deformación están fuertemente influenciadas por la denominada Cuña de Pamplona, también llamado indentor de Pamplona, otra región diferente que hace parte del bloque Maracaibo, con una cinemática más compleja, pero con evidente compresión (Boinet, *et al.*, 1985, ; Velandia, 2017; Velandia *et al.*, 2020). La cuña de Pamplona es responsable del orden radial del esfuerzo horizontal máximo (SHmax) que se encuentra localmente en los límites de ella y representa el campo de esfuerzos local (Velandia *et al.*, 2020).

La inversión de mecanismos focales y datos estructurales revelan una dirección de compresión dominante W-E en el Macizo de Santander (Kammer, 1999; Colmenares & Zoback, 2003; Cortés & Angelier, 2005; Acosta *et al.*, 2006; Velandia *et al.*, 2020) y una dirección de compresión NW-SE en el piedemonte llanero (Dimaté *et al.*, 2003). En la parte norte de la Cordillera Oriental ocurre una desviación local del régimen de esfuerzos, lo que sugiere una acomodación del orógeno (Audemard & Castilla, 2016).

El Macizo de Santander se delimita al oeste por la Falla de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1997; Diederix *et al.*, 2009), al este por el sistema de fallas S2M2 (fallas Soapaga, Río Servitá, Mutiscua y Las Mercedes), al norte por la falla Haca y al sureste por la falla del Río Servitá (García-Delgado *et al.*, 2020; Velandia *et al.*, 2020).

Figura 1.

Esquema tectónico regional mostrando placas tectónicas, bloques regionales con sus límites y trayectorias de esfuerzos horizontales máximos.



Nota: Los bloques tectónicos principales dentro de la zona de límite de placa son: Bonaire (BB), Chocó (CB), Maracaibo (MTB), Norandino (NAB) y Panamá (PB). Fallas principales: Algeciras (AF), Boconó (BF), El Pilar (EPF), Guaicáramo (GF), Romeral (RFS), Sistema de fallas Bucaramanga - Santa Marta (BSMFS), San Sebastián (SSF) y Ocae-Ancón (OAF). Algunas otras características son: Subducción Leeward Antillas (LAS), Cañon Los Roques (LRC), Cinturón deformado del Norte de Panamá (NPDB) y cinturón deformado del Sur del Caribe (SCDB). Adaptado de Audemard & Castilla (2016).

El basamento del Macizo de Santander se caracteriza por un complejo de rocas ígneas y metamórficas con edades del Proterozoico al Mesozoico (Ward *et al.*, 1997, Velandia, 2017). Entre estas rocas se encuentran: el Neis de Bucaramanga (Ordovícico) compuesto por migmatitas y neis de alto grado de Metamorfismo (Van der Lelij *et al.*, 2016), Ortoneis (Ordovícico temprano) (Van der Lelij *et al.*, 2016), rocas metamórficas de grado medio a bajo con protolito sedimentario (edad

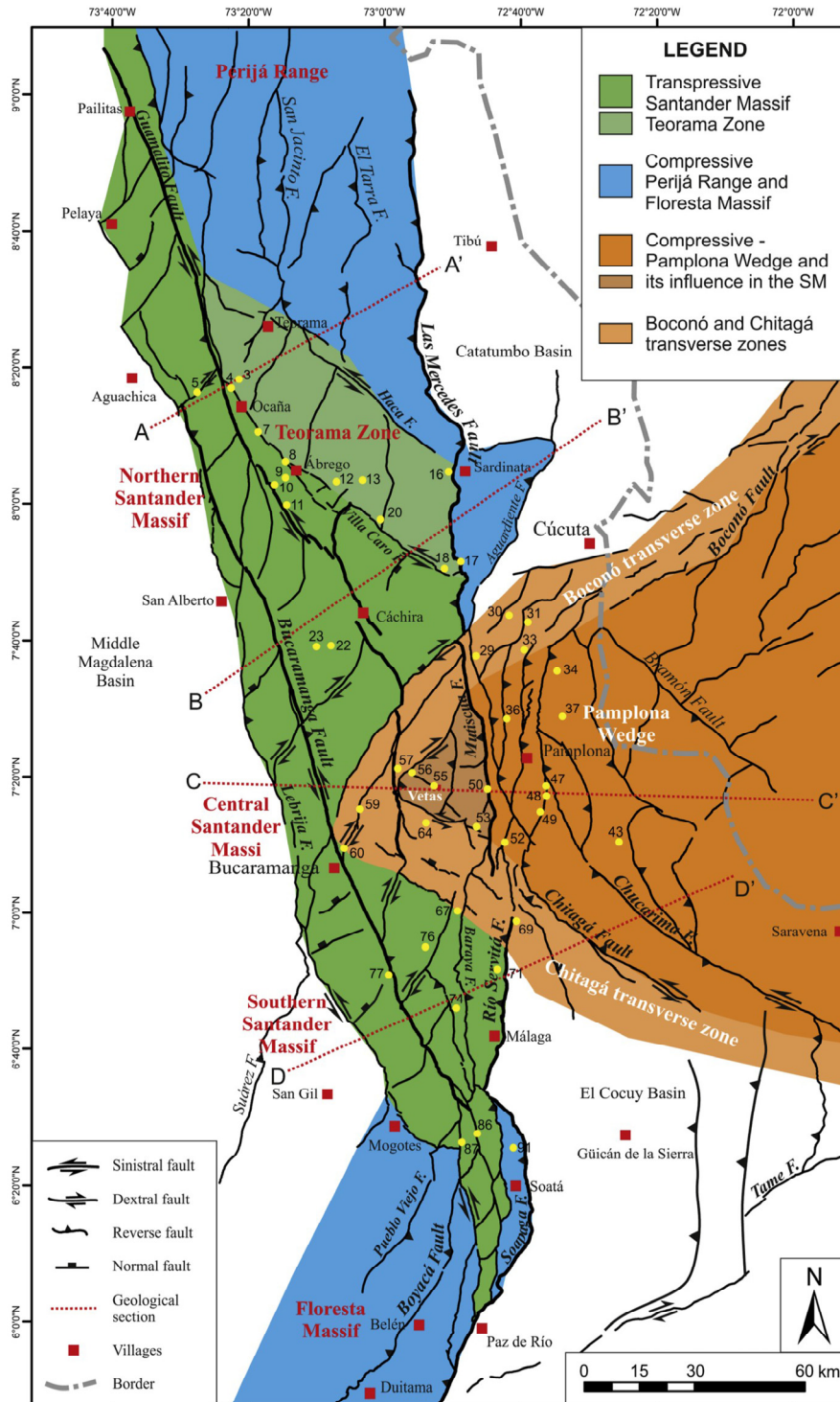
incierto desde el Ordovícico-Silúrico hasta el Devónico), rocas intrusivas (Paleozoico tardío) y rocas plutónicas del Triásico-Jurásico (Ver figura 1, Ward *et al.*, 1997).

Este basamento está en contacto con secuencias continentales del Jurásico y sedimentarias marinas y transicionales del Cretácico y Paleógeno (Ward *et al.*, 1997).

A lo largo de los años varios autores han tratado de explicar la cinemática del Macizo de Santander por medio de modelos estructurales (e.g. Restrepo-Pace, 1995; Osorio *et al.*, 2008). Velandia (2017) propone como modelo estructural para la zona un “dominó transpresivo” con estructura de flor positiva simétrica con un componente sinistral e inverso dentro de la cual se encuentra un conjunto de fallas menores en dirección NE con componente dextral a ambos lados de la estructura de flor. La Falla de Bucaramanga es definida como el núcleo de la estructura de flor positiva y las fallas Guamalito y Lebrija los bordes longitudinales este y oeste, respectivamente. Esta expresión en superficie de “dominó” se repite en la denominada “zona de Teorama” con la falla Villa Caro y la falla Haca como límites longitudinales. (Velandia, 2017; Velandia *et al.*, 2020).

Figura 2.

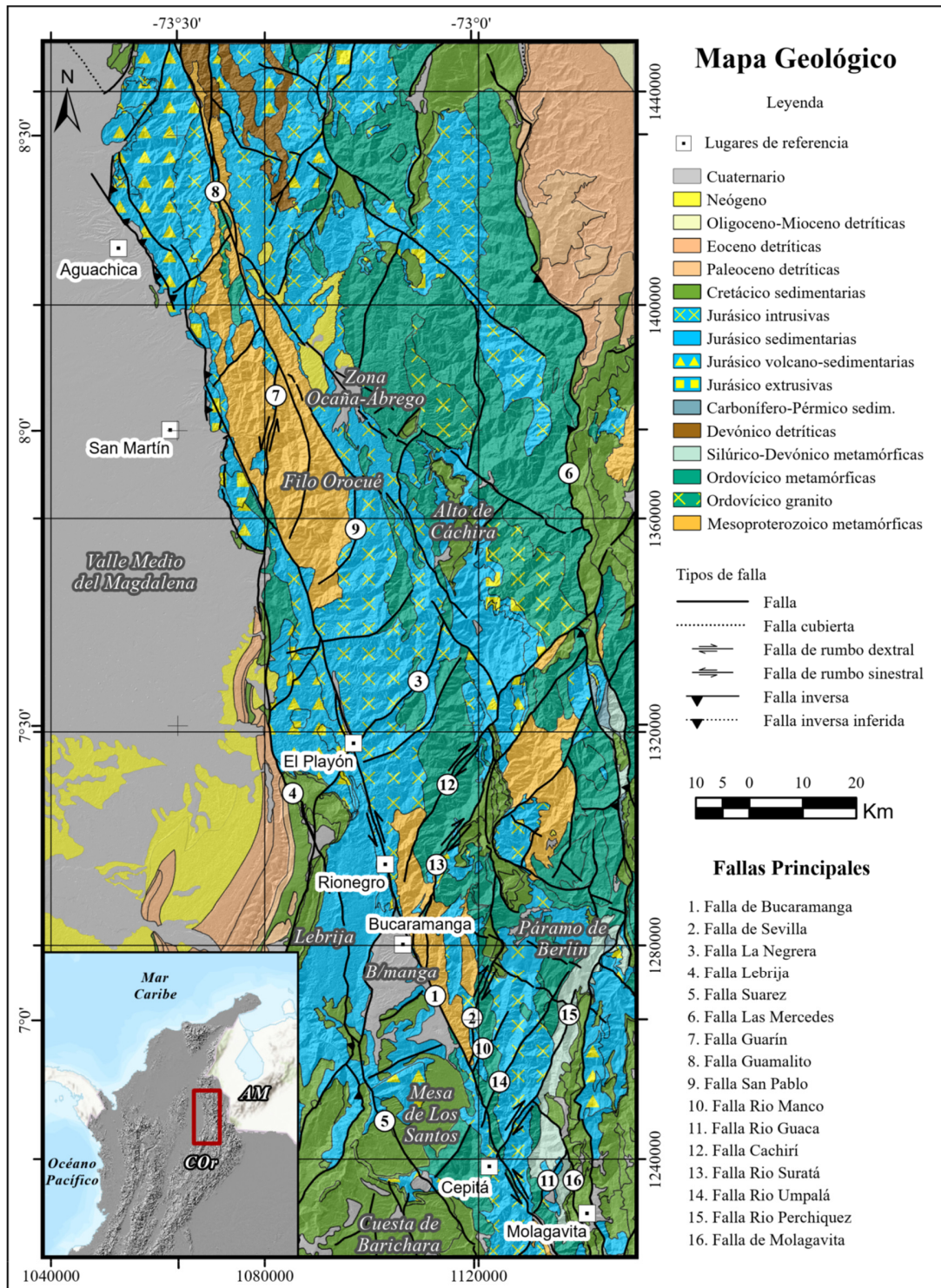
Mapa de zonas de deformación y estructuras mayores



Nota: Adaptado de: Velandia et al. (2020)

Figura 3.

Mapa Geológico regional de la zona de estudio. También se muestran algunas fallas geológicas principales. AM: Andes de Mérida, Cor: Cordillera Oriental.



4.1. Estudios geomorfométricos previos en la zona de estudio

Recientemente se han adelantado estudios geomorfométricos en la zona del Macizo de Santander, estos son: (1) Garcia-Delgado *et al.* (2019) realizan un análisis morfométrico en el cañón del Rio Chicamocha (zona sur del Macizo de Santander) donde calculan los índices Vf, Bs, HI, Ksn y AF, concluyen que en esta zona presenta un fallamiento activo con un incremento en la actividad tectónica relativa de la Falla de Bucaramanga siguiendo una dirección SE, también sugieren una segmentación de esta parte de la Falla de Bucaramanga en tres secciones: Umpalá, Cepitá y Ricaurte, siendo Ricaurte la zona de mayor actividad tectónica relativa. (2) Garcia-Delgado *et al.* (2020) realizan un análisis morfométrico en la parte norte y central del Macizo de Santander, calculando los índices de Vf, Bs, HI, Ksn, Ebulk y también realizan análisis topográficos de la zona (Pendiente media, variabilidad de pendiente, relieve local, topografía filtrada y 7 perfiles Swath), separan la actividad tectónica de la zona en dos escenarios diferentes: la deformación del Macizo de Santander central inducida por el movimiento del Indentor del Pamplona y la actividad tectónica de la Falla de Bucaramanga (Neógeno tardío) y las fallas NE-SW asociadas a ella. Resaltan que en la parte norte del Macizo de Santander la actividad tectónica cuaternaria se encuentra restringida a la zona entre la Falla de Bucaramanga y la falla de Guamalito, excluyendo a la zona de Ocaña-Ábrego en la parte interna del Macizo.

5. Metodología

5.1. Neotectónica

El término ‘neotectónico’ fue introducido por primera vez por Obruchev (1948) para describir el estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario. Esta edad límite fue cambiando a través de los años por diferentes autores, Mörner (1990) propuso que el comienzo de la fase que calificamos como neotectónica comenzaría en diferentes momentos según la zona de que se trate (Martínez Díaz, 1998). Actualmente, la neotectónica se define como la deformación cortical que ha ocurrido en el lapso comprendido entre finales del Plioceno superior y el presente (Diederix, 2001).

5.2. Geomorfometría

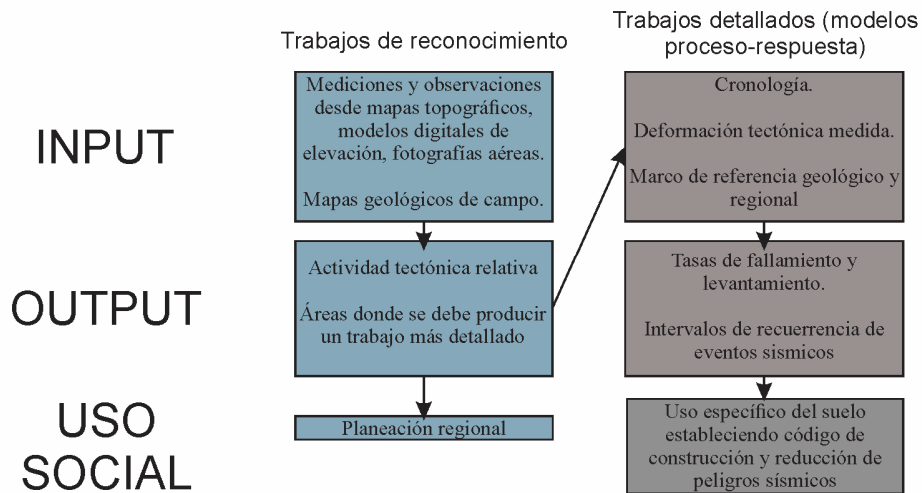
La geomorfometría es definida como la medida cuantitativa de la forma del paisaje (Keller & Pinter, 2002). Esta disciplina permite calcular parámetros de forma, llamados índices geomorfológicos, los cuales se desarrollaron como herramientas de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan una rápida deformación tectónica (Keller & Pinter, 2002; Molano-Cárdenas & Torres-Rodríguez, 2018).

La evaluación geomorfológica de la tectónica ha tomado dos enfoques, dependiendo de su escala. Ver figura 4 (Keller, 1986):

- **El trabajo de reconocimiento**, usado para identificar áreas donde la actividad tectónica es significativa, generalmente involucra el uso de índices morfométricos o asociaciones de geofomas producidas o modificadas por procesos tectónicos activos.
- **El trabajo detallado**, el cual es un estudio de un lugar específico e involucra modelos de proceso-respuesta

Figura 4.

Tectónica activa y geomorfología: input, output y uso social.



Nota. Adaptado de Keller (1986)

El avance tecnológico que los SIG proveen con la realización de análisis estadísticos, y la disponibilidad de un DEM (Digital Elevation Model) 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 DEM (Pérez Peña, *et al.*, 2009; Molano-Cárdenas & Torres-Rodríguez, 2018).

5.2.1. Índices Morfométricos

Los índices geomorfológicos (morfométricos) se incluyen entre las técnicas morfométricas y se desarrollaron como una herramienta de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan rápida deformación tectónica. Se calculan a partir de información topográfica, de fotografías aéreas y de modelos digitales de elevación (DEM) (Keller and Pinter, 2002; Oviedo Reyes, 2015). Este trabajo se basa mayormente en la interpretación de varios índices morfométricos en conjunto, estos son: (1) Sinuosidad del frente montañoso (Smf), (2) Relación

ancho del valle – Alto del valle (Vf), (3) Factor de asimetría de cuenca de drenaje (AF), (4) Factor de simetría transversal topográfica (T) y (5) Azimut de cuencas (BA). El análisis conjunto de estos métodos cuantitativos y descripciones cualitativas brindan valiosa información sobre el desarrollo neotectónico en la zona.

El dato de entrada principal para este estudio cualitativo fue un Modelo Digital de Elevación (DEM) con resolución horizontal de 30m obtenido del sensor ALOS (*Alos World 3D*), el cual es de uso libre.

Para la selección de las cuencas hidrográficas a trabajar se usó la función *Basin Picker* del software TAK siguiendo los siguientes parámetros:

- Área total de la cuenca > 9 km²
- Ubicación geográfica en el bloque este de la falla de Bucaramanga

5.3. Análisis topográfico

La formación de áreas caracterizadas por una topografía numéricamente diferente puede ser consecuencia de razones geológicas, tectónicas y/o climáticas (Székely, 2001). El análisis topográfico, basado exclusivamente en el estudio del modelo de elevación digital (DEM) (Ruszkiczay-Rüdiger, *et al.*, 2009), busca examinar la geomorfometría tectónica haciendo una serie de operaciones matemáticas y estadísticas en una ventana de análisis acorde a la escala del trabajo con la altura como punto de partida. Estas operaciones dan como resultado diferentes mapas que contienen los parámetros a estudiar:

5.3.1. Relieve local (RL)

Es la diferencia de elevación (H) dentro de una ventana de trabajo, definido por la siguiente ecuación (Ruszkiczay-Rüdiger, *et al.*, 2009):

$$RL = Hmax - Hmin$$

En paisajes tectónicamente activos, regiones con valores anómalamente altos del relieve local comúnmente coinciden con regiones de incisión por corrientes activas en respuesta a un levantamiento de roca. La variación del relieve local en un área donde el clima es casi constante indica que los ríos responden a diferentes impulsos tectónicos (Oviedo Reyes, 2015)

5.3.2. *Pendiente (P) y Variabilidad de la Pendiente (Var)*

Definida como la primera derivada de la elevación, la pendiente es el gradiente o cambio de elevación en ángulos rectos a las líneas de contorno sobre un área de estudio y es independiente a la elevación sobre el nivel del mar (Ruszkiczay-Rüdiger, *et al.*, 2009). La variabilidad de la pendiente (Var) Es la diferencia entre el ángulo de pendiente mínima y máxima en una ventana de análisis (Pmax-Pmin) (Ruszkiczay-Rüdiger, *et al.*, 2009).

$$Var = Pmax - Pmin$$

Para realizar el análisis topográfico es muy importante conocer primeramente la escala espacial del DEM para poder definir las ventanas de análisis.

Una vez se obtienen los mapas de análisis topográfico, se buscan valores anómalos en estos o cambios espaciales para así distinguir diferentes zonas o unidades topográficas.

Teniendo como dato de entrada el DEM de 30m se calcularon los mapas de Relieve local, Pendiente media y Variabilidad de la pendiente utilizando las herramientas slope y focal statistics de ArcGIS con una ventana de análisis cuadrada de 2500m debido a la escala regional del trabajo.

5.3.3. *Perfiles Swath*

A escala regional, las características topográficas se pueden enfocar en una variación espacial de elevaciones mínimas, promedio y máximas. Para complementar el análisis topográfico se pueden

realizar perfiles en franja (*Swath profiles*), estos perfiles son secciones de corte hechas a partir de DEM's en las cuales se calculan las elevaciones máximas, mínimas y medias en una ventana de análisis a lo largo de una línea de corte (Oviedo Reyes, 2015). Los perfiles *swath* tienen ventaja frente a los perfiles de corte tradicionales porque evitan el problema de una localización subjetiva (Telbisz *et al.*, 2013)

En un perfil Swath, la máxima topografía es representada por una superficie conocida como la envolvente que conecta los picos y muestra una topografía sin incisión. La topografía mínima es descrita como una sub-envolvente que corresponde a las elevaciones del fondo de los valles, y el promedio de la topografía tiende a representar el patrón general del paisaje a escala regional (Scotti *et al.*, 2014 en Oviedo Reyes, 2015).

Un perfil Swath usualmente es acompañado con un cálculo de relieve local y de THI* a lo largo de este. El THi* es el valor de la integral hipsométrica adaptado a un perfil transversal (Pérez-Peña, *et al.*, 2017). La integral hipsométrica o HI es un índice usado para entender el estado erosional de un paisaje en particular, según el ciclo teórico de Davis, donde los valores bajos representan paisajes maduros a viejos (predominando los procesos erosionales) y los altos valores de HI representan paisajes más jóvenes (Keller & Pinter, 2002). La integral hipsométrica está definida como (Pike & Wilson, 1971):

$$HI = (H_{mean} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$$

La ubicación del perfil swath está relacionada con el análisis topográfico previamente realizado y la orientación se relaciona con las estructuras geológicas que se quieran revisar con más detalle, en este caso se buscará que los perfiles swath sean perpendiculares al trazo de las fallas principales, para poder relacionar e. Los perfiles Swath se obtuvieron a partir del DEM creando líneas de corte

y especificando la ventana de análisis con la herramienta *Swath profiler* para ArcGIS (Pérez-Peña, *et al.*, 2017).

5.4. Análisis de asimetría en cuenca 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).

Como en la mayoría de los índices morfométricos, los índices de asimetría (AF y T) trabajan mejor cuando en cada cuenca de drenaje se encuentran sobre el mismo tipo de roca. Este método también asume que ni los controles litológicos (como capas de roca inclinadas) ni el clima localizado causan asimetría (Gardner *et al.*, 1987).

Tanto el índice AF como el índice T son vectores, esto significa que tienen magnitud y dirección. 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, 2001).

5.4.1. Factor de asimetría de la cuenca de drenaje (AF)

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

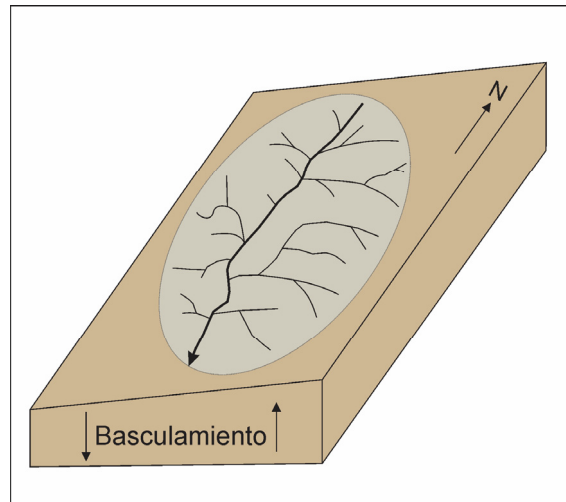
El factor de asimetría está definido como (Hare & Gardner, 1985):

$$AF = 100 \times (A_r / A_t)$$

Donde A_r es el área de la cuenca a la derecha (corriente abajo) del cauce principal y A_t es el área total de la cuenca, ver figura 5 (Keller & Pinter, 2002).

Figura 5.

Bloque diagrama mostrando cómo se calcula el factor de asimetría.



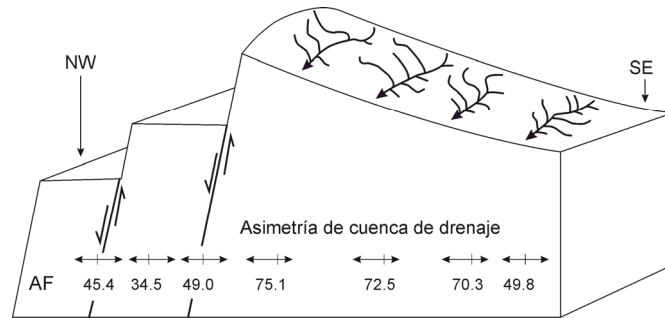
Nota. Adaptado de Keller & Pinter (2002).

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 mayores o menores a 50 pueden sugerir un basculamiento (Keller & Pinter, 2002).

La figura 6 muestra un ejemplo de basculamiento en la Península Nicoya (Hare & Gardner, 1985), donde se puede ver la relación entre el basculamiento del bloque y el comportamiento de la asimetría en las cuencas, las cuencas que se encuentran en la parte superior del basculamiento tienen valores de AF más alejados de 50.

Figura 6.

Factores de asimetría para la Península Nicoya indicando basculamiento hacia el SE.



Nota. Adaptado de Hare & Gardner (1985)

Algunos trabajos como el de Pérez-Peña, 2010 sugieren usar la siguiente fórmula para el índice AF:

$$AF^* = \left| 50 - \frac{A_r \times 100}{A_t} \right|$$

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.

El índice AF se evaluó para detectar las tendencias de asimetría en las cuencas de forma general, relacionando el área total de la cuenca y el área al lado derecho del cauce principal. La red de drenaje se extrajo del DEM usando el set de herramientas Hidrología en ArcGIS y se obtuvo el drenaje principal. En las cuencas donde la identificación del drenaje principal se complicaba se tuvo en cuenta la acumulación de flujo para trazar el drenaje principal.

Una vez identificado el drenaje principal, se creó un polígono señalando el área a la derecha (aguas abajo) y se midió el área para luego relacionarla con el área total de la cuenca.

5.4.2. Factor de simetría transversal topográfica (T)

El índice de factor de simetría transversal topográfica (T) 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 esta (Cox, 1994; Ma *et al.*, 2019). Fue definido por Cox (1994) como:

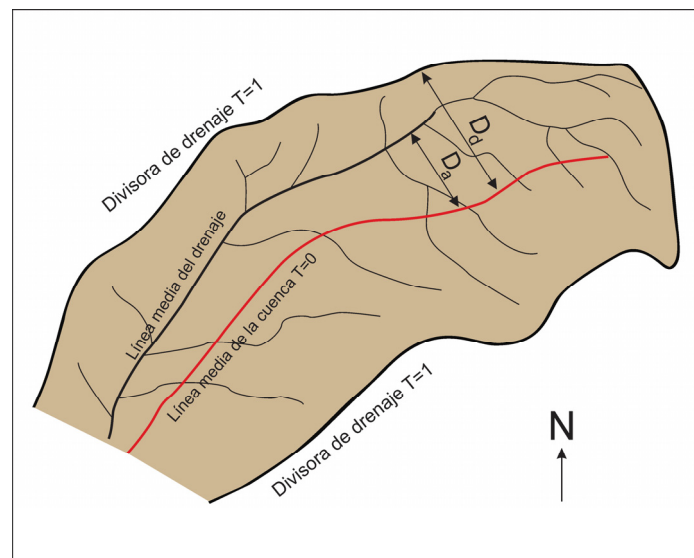
$$T = D_a/D_d$$

Donde D_a es la distancia desde la línea media geométrica de la cuenca a la línea del cauce principal y D_d es la distancia desde la línea media geométrica hasta la divisoria de aguas (ver Figura 6).

Para una cuenca perfectamente simétrica el valor de $T=0$, a medida que la asimetría aumenta, el valor de T aumenta hasta llegar a un máximo de 1.

Figura 7.

Diagrama de una porción de una cuenca de drenaje mostrando las variables utilizadas para el cálculo del índice T.



Nota. Adaptado de Keller & Pinter (2002).

Para obtener los vectores de asimetría T se hizo un análisis espacial detallado siguiendo la siguiente metodología:

1. Obtener la línea media para cada cuenca usando los Polígonos de Voronoi.
2. Crear líneas perpendiculares a esta cada 1000m.
3. Medir la distancia entre la línea media y el drenaje principal (anteriormente obtenido).
4. Medir la distancia entre la línea media y la divisoria de cuencas.

Luego de hacer este procedimiento se obtendrá un campo vectorial mostrando la dirección y magnitud de asimetría para cada segmento estudiado.

El tratamiento de estos vectores siguió el método utilizado por Ma *et al.* (2019) con algunas modificaciones. Primeramente, se hizo un análisis estadístico de los vectores con un histograma de frecuencias, luego se graficaron los vectores en un diagrama estereográfico, usando el software Stereonet 10.0, para posteriormente obtener el diagrama de rosas y el diagrama de contornos. Adicionalmente se calculó el valor promedio de T (dirección y magnitud) de cada cuenca, todo esto con el fin de mostrar la tendencia de asimetría.

La magnitud y la dirección del vector promedio de asimetría se obtuvo siguiendo la metodología de Curray (1956) para el tratamiento de campos vectoriales.

5.5. Análisis de 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, siendo su topografía actual el resultado de la competencia entre procesos tectónicos y erosivos (Pérez-Peña *et al.*, 2009; Molano-Cárdenas & Torres-Rodríguez, 2018)

5.5.1. Sinuosidad de Frente de Montaña (Smf)

El índice de Sinuosidad del frente montañoso (Smf) refleja el balance entre fuerzas erosionales, 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 & Printer, 2002)

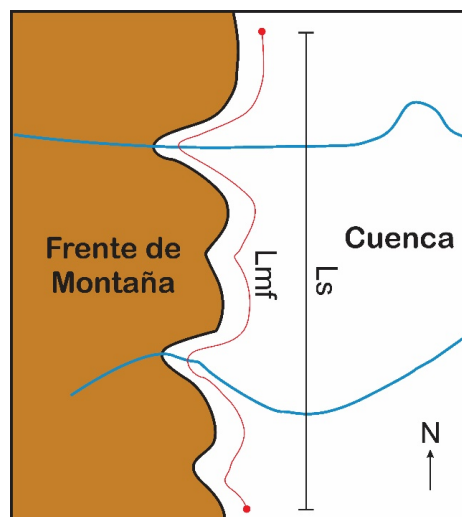
El índice Smf (Bull & McFadden, 1977) está definido como:

$$Smf = Lmf / Ls$$

Donde Smf es el índice de Sinuosidad del frente montañoso, Lmf es la longitud medida del frente montañoso y Ls es la distancia mínima entre el primer y el último punto de Lmf (Ver figura 7).

Figura 8.

Diagrama idealizado mostrando los elementos principales para calcular el índice de sinuosidad de frente montañoso.



Nota. Adaptado de Keller & Pinter (2002)

Los valores de Smf relativamente bajos representan frentes montañosos con tectónica activa y son denominados frentes activos (Keller & Printer, 2002; Silva, *et al.*, 2003). Si la tasa de levantamiento es baja, cesa el levantamiento y los procesos erosionales deberían labrar un frente

de montaña irregular, como en el caso de los valores relativamente altos de Smf (Bull & McFadden, 1977; Silva, *et al.*, 2003).

Este índice fue desarrollado en un principio para fallas normales (Bull y McFadden 1977) pero ha sido aplicado satisfactoriamente en fallas inversas y de rumbo (e.g. Wells, *et al.*, 1988; Sepulveda, 2019).

Para la delimitación del frente de montaña se utilizó un mapa de pendiente media del terreno obtenido a partir de estadísticas focales en el mapa de pendientes. Este nuevo mapa de pendiente media se creó con una venta de análisis de 90m x 90m y se definió el frente de montaña como escarpes con pendiente mayores a 15°. En el trazado del frente de montaña se utilizó una escala 1:50.000 y se identificó el tipo de frente de montaña para cada medición según Wells *et al.* (1998) como frente de montaña externo, es decir, cuando forma parte del límite fisiográfico entre la cadena montañosa principal y la llanura costera adyacente. o frente de montaña interno, es decir, que se encuentran dentro del propio terreno montañoso.

5.5.2. Relación alto del Valle – Ancho del valle (Vf)

El índice Vf diferencia entre valles de “piso ancho” o “en forma de U” con valores relativamente altos de Vf (>1.0), y valles “en forma de V”, con valores relativamente bajos de Vf (<1.0). Los altos valores altos de Vf están asociados con tasas de levantamiento bajas debido a que las corrientes cortan los valles en suelos muy anchos. Los valores bajos de Vf reflejan valles profundos con corrientes que están incidiendo de forma activa, comúnmente relacionado con levantamiento (Keller & Pinter, 2002; Silva, *et al.*, 2003).

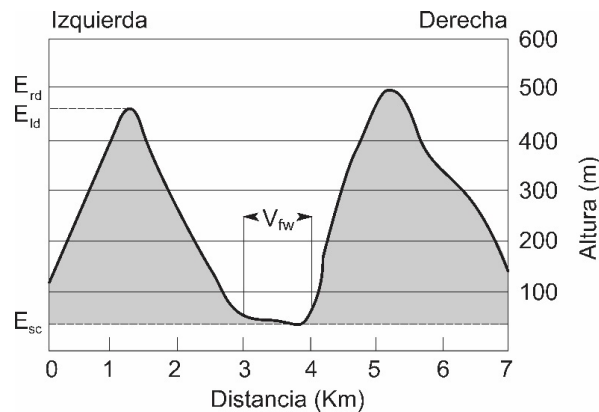
El índice Vf (Bull & McFadden, 1977) está definido como:

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})}$$

Donde V_{fw} es el ancho del valle, E_{ld} y E_{rd} son las elevaciones de las divisorias izquierda y derecha, respectivamente, y E_{sc} es la elevación del piso del valle o del canal, como se muestra en la figura 8.

Figura 9.

Corte topográfico mostrando los datos necesarios para el cálculo del índice V_f .



Nota. Adaptado de Keller & Pinter (2002)

Al momento de calcular el índice V_f , los diferentes parámetros se miden a una distancia establecida desde el frente de montaña para cada valle estudiado (Keller & Pinter, 2002). Para este estudio se tomó una distancia de 90% desde el punto más alto del drenaje (divisoria de aguas).

5.5.3. Tasas empíricas de levantamiento (S_{mf} vs V_f)

La combinación de los índices S_{mf} y V_f puede dar una información semi-cuantitativa del grado de actividad tectónica relativa en los frentes de montaña estudiados y también su asignación a las diferentes “clases de actividad tectónica” (Bull & McFadden, 1977; Silva, *et al.*, 2003).

Existen 3 clases de actividad tectónica reciente en frentes de montaña: Frentes tectónicamente activos (Clase 1) caracterizados por bajos valores de V_f y S_{mf} , Frentes tectónicamente inactivos

(Clase 3) y los casos intermedios que son asignados a frentes con una tectónica moderada (Clase 2) (Bull & 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 $S_{mf} < 1.5$ y $V_f < 0.6$, para la clase 2 son de S_{mf} entre 1.8 y 2.3, V_f entre 0.3 a 0.8 y para la clase 3 es $S_{mf} \geq 2.8$ 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, estos son: el desarrollo de abanicos aluviales, la extensión e inclinación en zonas de piedemonte, las características de canales en los abanicos, ocurrencia y preservación de geoformas tectónicas, ocurrencia y registro de superficies de ruptura, datos paleosismológicos y 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.

Clase	Tasa de levantamiento asociada
Clase 1	≥ 0.08 m/ka
Clase 2	0.07-0,03 m/ka
Clase 3	< 0.03 m/ka

Nota: Adaptado de Silva et al. (2003).

5.6. Análisis 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; Guerit *et al.*, 2016)

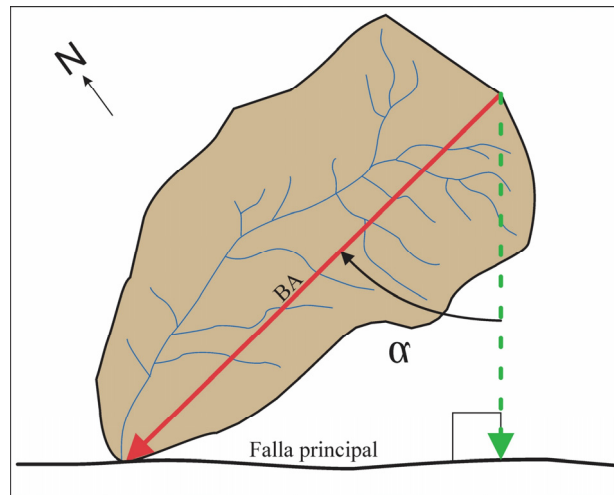
5.6.1. Azimut de cuenca (BA):

Modelos matemáticos (Castelltort *et al.*, 2012; Goren *et al.*, 2015) y análogos (Guerit *et al.*, 2016; Guerit *et al.*, 2018) indican que las cuencas hidrográficas rotan con respecto a un eje vertical cuando se encuentran en una zona de deformación transpresiva (Yıldırım & Tüysüz, 2017). Estas cuencas inicialmente se desarrollan perpendiculares a la orientación de la zona de deformación y progresivamente rotan a lo largo que la deformación de 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 & 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 desfogue de la cuenca (outlet) por medio de una línea (Ver figura 9). 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 con zonas de fallas sinestrales y rotaciones de bloques en sentido antihorario (Yıldırım & Tüysüz, 2017).

Figura 10.

Diagrama mostrando las mediciones necesarias para obtener el ángulo α . 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.



Esta rotación es interpretada como resultado del cizallamiento distribuido a lo largo de la cuña de deformación (Guerit *et al.*, 2016). Los valores de rotación medidos por este método pueden ser comparados con otros métodos, por ejemplo métodos geodésicos, microestructurales o paleomagnéticos.

5.6.2. Análisis cualitativo de redes de drenaje enfocado a neotectónica:

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.*, 2012).

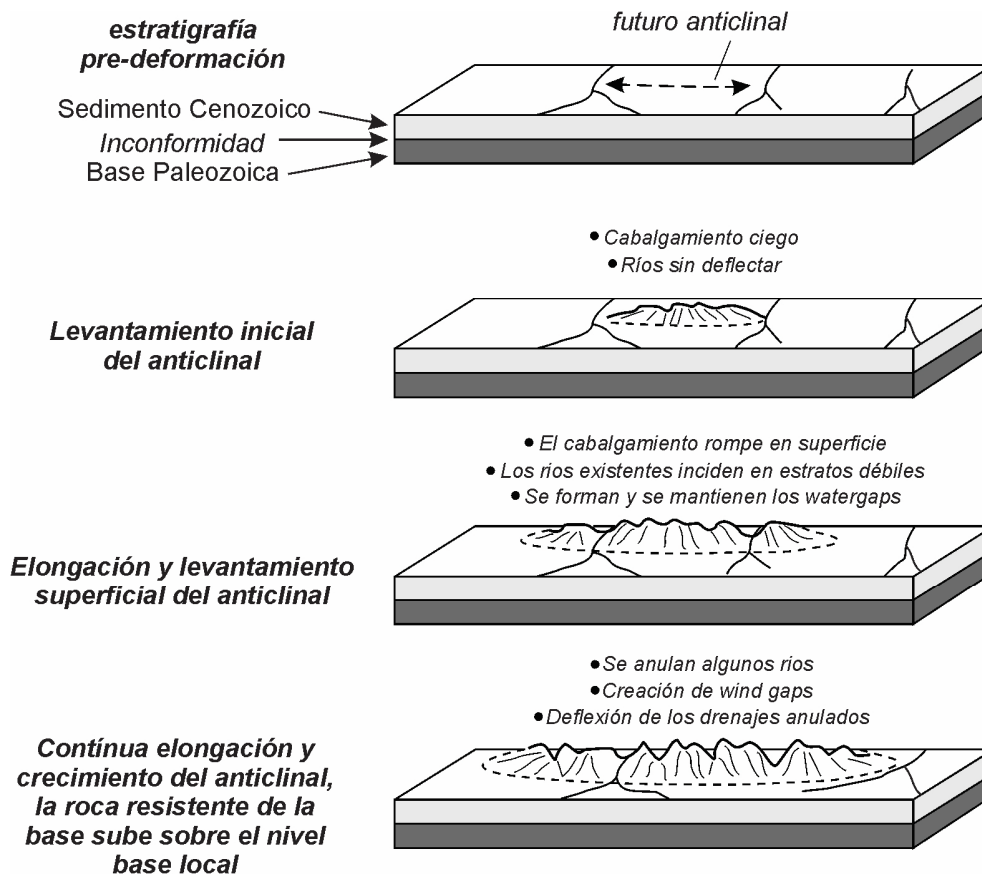
El “reordenamiento de un drenaje” es la transferencia de parte o la totalidad del flujo de un drenaje (generalmente bien establecido) a otro. El reordenamiento se puede invocar para explicar la historia del drenaje a diferentes escalas espaciales, desde pequeñas hasta regionales (Bishop, 1995).

El reordenamiento de los drenajes debido a la actividad tectónica se relaciona a 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 un alto poder erosivo de los ríos, 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 wáter gap (Ver Figura 10; Burbank *et al.*, 1996; Burbank *et al.*, 1999) Un wáter gap es una muesca que corta una estructura activa, o una barrera topográfica y donde actualmente circula un río. Si el levantamiento de la estructura excede la capacidad del río para erodarlo, lo fuerza a encontrar otro camino alrededor de la estructura siendo capturado por un drenaje diferente y dejando atrás un wind gap (Ver Figura 11; Keller & Pinter, 2002).

La propagación lateral de una falla (o un pliegue) es el proceso por el cual una estructura geológica crece en longitud (Keller & 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 (Jackson *et al.*, 1996; Keller *et al.*, 1999; Ul-Hadi *et al.*, 2012).

Figura 11.

Diagrama mostrando 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 *wáter gap* y el canal del centro eventualmente cambiará su trayectoria juntándose al canal más izquierdo dejando un *wind gap*.



Nota. Adaptado de: Burbank *et al.* (1999)

En este método se resaltaré el levantamiento de pliegues y su propagación lateral usando los criterios geomorfológicos definidos por Keller *et al* (1999):

- Disminución en la densidad de drenaje y grado de disección
- Disminución en la elevación de wind gaps
- Disminución en el relieve del perfil topográfico a lo largo de la cresta del pliegue
- Desarrollo de patrones de drenaje característicos
- Deformación de materiales progresivamente jóvenes

- Disminución en la rotación e inclinación del forelimb

De estos 6 criterios se utilizarán 5, exceptuando el criterio de deformación de materiales progresivamente jóvenes debido a que este criterio requiere de observaciones geológicas más detalladas en campo.

Para el desarrollo de este análisis se identificaron estructuras de levantamiento (lomos de presión) en el frente de montaña por medio de su expresión topográfica.

Una vez identificados los diferentes lomos de presión, Keller (1999) sugiere como primer paso obtener una red de drenaje detallada. Para esto se usó la cartografía base del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) a escala 1:25.000 en las zonas donde se encontraba disponible y en las zonas que no, se extrajo la red de drenaje del Modelo Digital de elevaciones (satélite ALOS-PALSAR) que tiene una resolución horizontal de 12,5 m.

Finalmente se evalúan todos estos criterios para cada lomo de presión con ayuda del mapa con la red de drenajes y diferentes perfiles topográficos: (1) Un perfil longitudinal que pase por la divisoria de aguas para resaltar las variaciones de altura y la presencia de windgaps y watergaps (2) Tres perfiles transversales a la dirección promedio del perfil longitudinal para resaltar cambios de pendiente.

6. Resultados e interpretación

6.1. Cuencas hidrográficas

En total se obtuvieron 46 cuencas hidrográficas en la zona de estudio (Ver figura 12). Estas cuencas abarcan 4291 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.

6.2. Análisis topográfico

Los mapas de RL, P y Var obtenidos a partir del DEM resaltan varias zonas con valores anómalos a la tendencia principal (Ver Figuras 13 y 14). Esto nos indica que los mapas resultaron adecuados para la discriminación. Las unidades topográficas se discriminaron basándose principalmente en el mapa de Relieve local (Figura 13) y en algunos aspectos de los mapas de pendientes (Figura 14).

En total se discriminan 5 unidades topográficas dentro del flanco occidental del Macizo de Santander (Z1, Z2, Z3, Z4 y Z5). Los límites de las unidades topográficas Z1 a Z5 son principalmente fallas geológicas que concuerdan con un cambio en los valores de Relieve Local (Ver figura 13). A continuación, se describen las principales características topográficas para cada unidad (zona):

Las zonas Z1 y Z2 (Ver figura 13) son delimitadas al noreste por la Falla de Guamalito y al suroeste por la Falla de Bucaramanga. La zona Z1 se muestra en la figura 13 en la parte más noroeste del mapa con valores intermedios de relieve local y una pendiente aproximada de 35°. El relieve local aumenta drásticamente al lado oriental de la Falla Guarín, esta falla marcaría entonces el límite de estas dos zonas, y de esta manera, la zona Z1 contiene las cuencas C1 a C15.

Los altos valores de relieve local en la zona Z2 continúan hasta el filo Orocué. Al sur del Filo Orocué se encuentra la Falla San Pablo, que delimita el contacto entre la zona Z2 y Z3. La zona Z3 es una unidad topográfica con valores de Relieve local notablemente más bajos que Z2. También hay que resaltar que en este punto la Falla de Guamalito deja de ser el límite noreste, 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 (Ver tabla 2). La zona Z2 abarca entonces las cuencas C16 a C21.

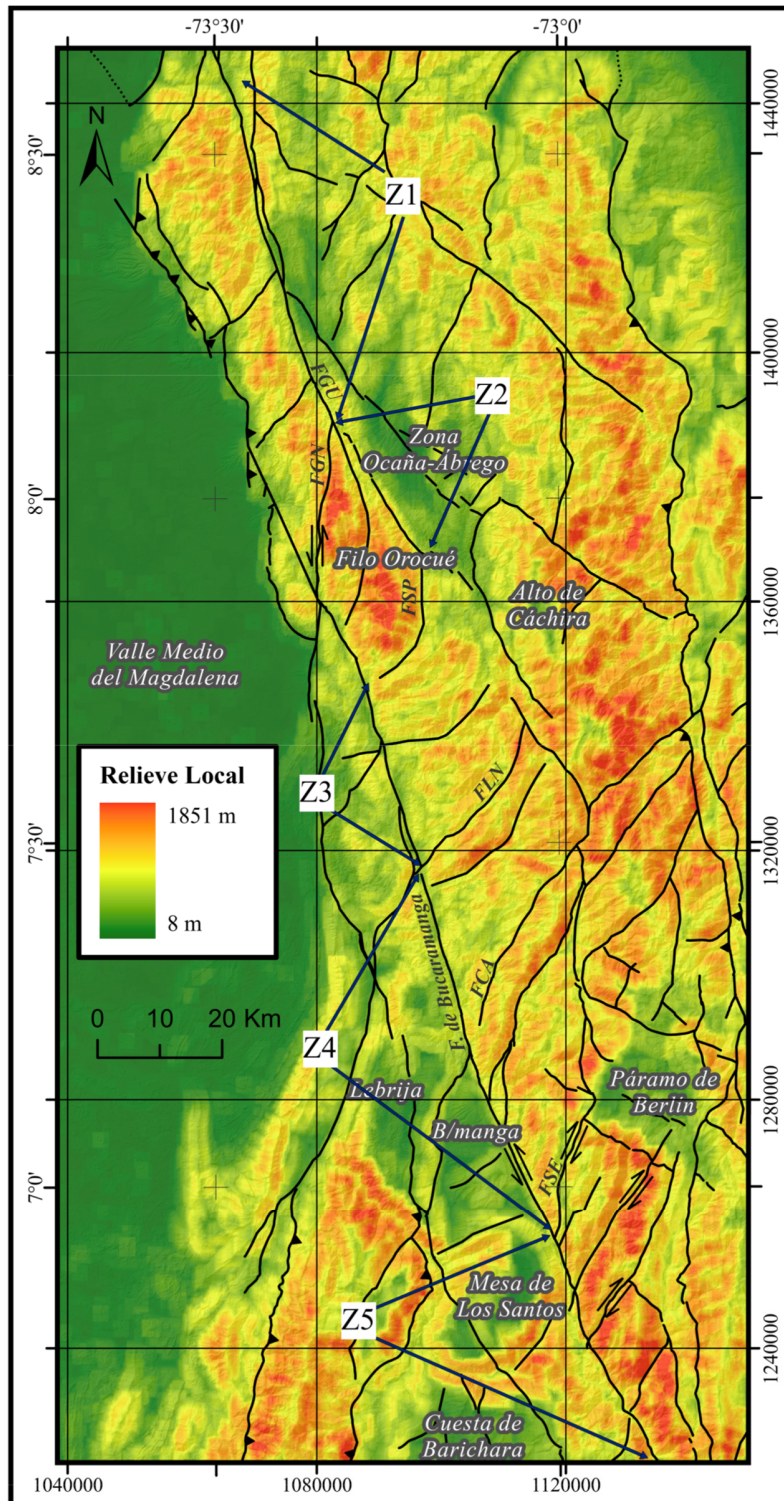
El límite entre la Zona Z3 y la Zona Z4 es la Falla La Negrera (Ver figura 13) debido a un ligero aumento de relieve local y pendiente hacia el SE (Ver figura 14). La zona Z3 abarca las cuencas C22 a C26.

En la ladera Suroeste del Páramo de Berlín se ubica la zona Z5 (Ver figura 13) con un distintivo alto valor de relieve local y pendiente cercana a 30° , es una zona con alta presencia de fallas geológicas en dirección NE-SW, aldaño a esta zona se encuentra la Mesa de Los Santos al noroeste y la Cuesta de Barichara al oeste, separadas entre sí por Valle del Rio Chicamocha. El límite entre la zona Z4 y Z5 es la Falla de Sevilla (Ver Figura 13). De este modo, la zona Z4 abarca las cuencas C27 a C38 y la zona Z5 abarca las cuencas C39 a C46.

Algunas otras unidades topográficas se encuentran alrededor de la zona de estudio como la zona Ocaña-Ábrego, el Páramo de Berlín, la Mesa de Los Santos, y la Cuesta de Barichara que se identifican claramente en el mapa de Relieve Local (Figura 13) y en el mapa de Pendientes (Figura 14) como planicies elevadas, también, las unidades topográficas del Valle medio de Magdalena y el Catatumbo que son planicies de baja elevación (Ver figura 13) y, por último, las zonas de Bucaramanga (B/manga) y Lebrija que también se consideran planicies

Figura 13.

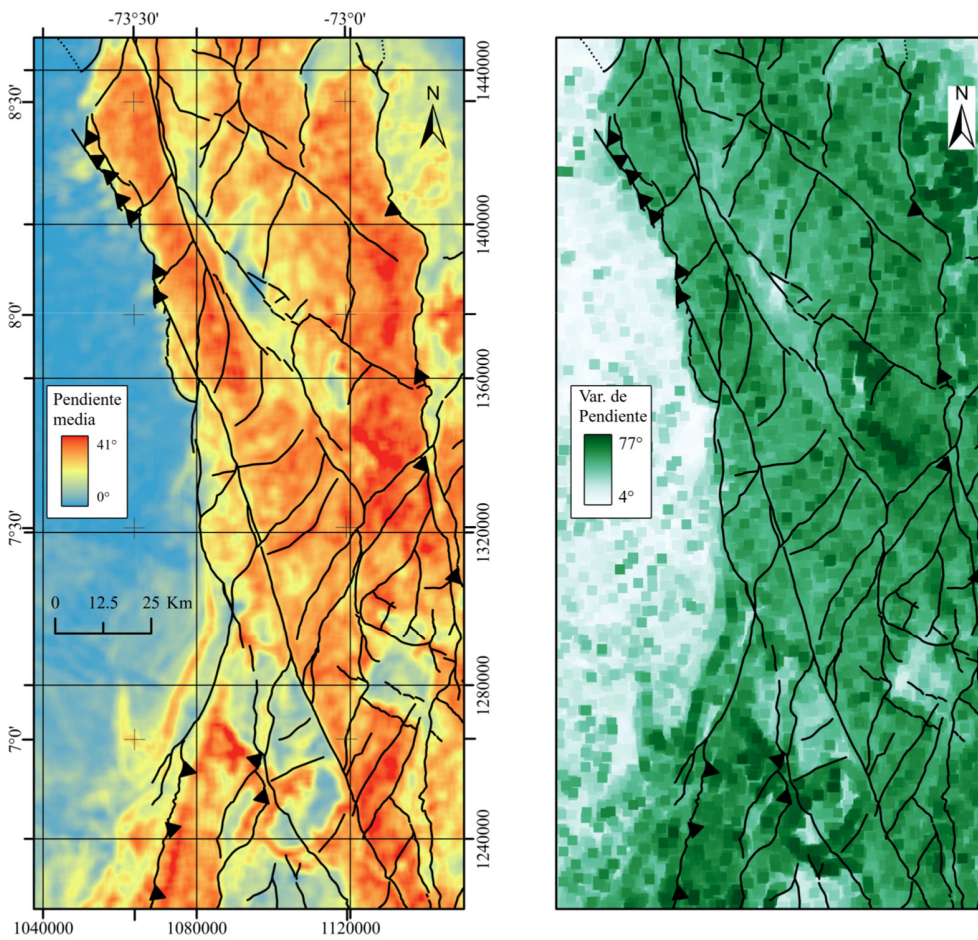
Mapa de relieve local. FGU: Falla de Guamalito, FSP: Falla San Pablo, FGN: Falla Guarín, FLN: Falla la Negrera, FCA: Falla Cachirí, FSE: Falla Sevilla, B/manga: Bucaramanga.



Las elevaciones en toda el área varían entre de 40m y 4526m, lo que nos describe un relieve relativo de 4486m en toda el área.

Figura 14.

Mapas de análisis topográfico de pendiente: Pendiente media en una ventana de análisis de 2500m (izq) y Variabilidad de Pendiente en una ventana de análisis de 2500m (der).



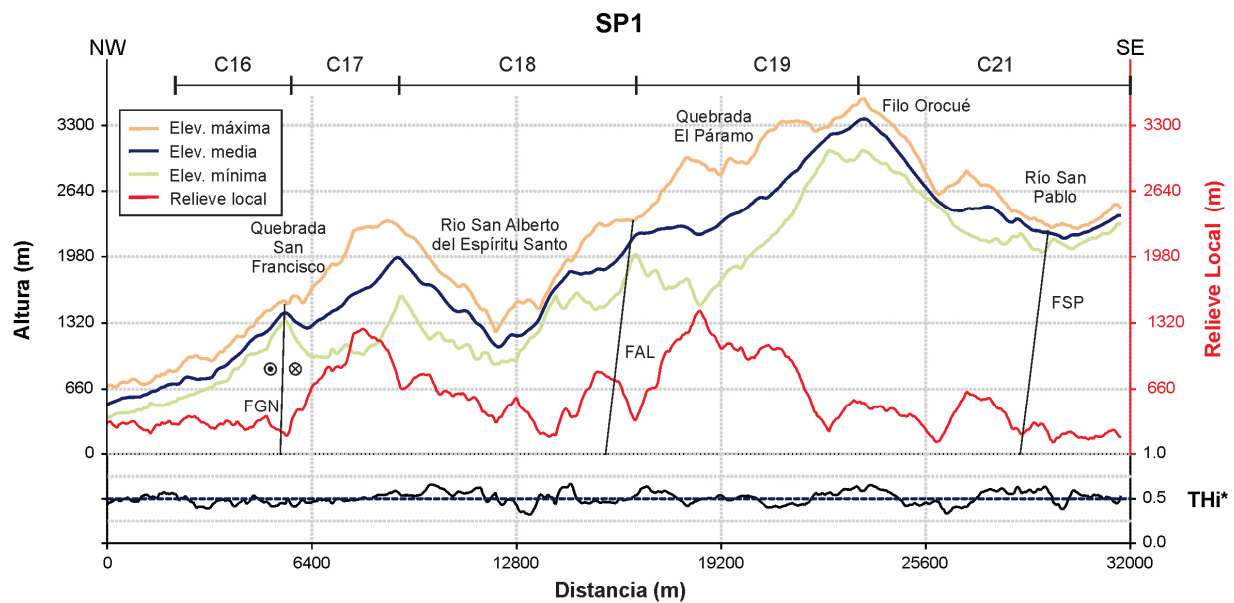
6.2.1. Perfiles Swath.

La ubicación escogida para los perfiles swath tiene en cuenta los valores anormalmente altos de relieve anteriormente destacados, estos se ubican en las zonas Z2, Z4 y Z5 (Ver figura 13). En la zona Z2 se ubica el perfil Swath SP1, en la zona Z4 se encuentran los perfiles Swath SP2 y SP3 y, en la zona Z5, se encuentran los perfiles SP4, SP5 y SP6 (Ver figura 12). La orientación de cada perfil fue establecida con el fin de mostrar las estructuras geológicas con un buzamiento aproximado al real.

El perfil SP1 (Ver figura 15) es un corte en dirección NW-SE, tiene una longitud de 31 km y un ancho de 3 km. Este perfil *Swath* es transversal a las cuencas C16, C17, C18, C19 y C21 (Ver figura 11). El perfil muestra la transición entre las zonas Z1, Z2 y Z3 evidenciando los cambios en relieve local delimitados por fallas. El límite entre la zona Z1 (NW) y Z2 (SE) es la falla Guarín y a partir de este punto hacia el SE empieza a aumentar el relieve local de forma significativa con valores máximos de 1320m. El Filo Orocué se encuentra en Z2 y es el pico más elevado del perfil superando los 3300m. En la zona más SE del perfil, se encuentra el límite entre la zona Z2 y Z3 marcada por la Falla San Pablo. La gráfica de THi^* se mantiene cercana a 0.5 en la mayoría del perfil exceptuando algunos picos que no llegan a crear una tendencia, esto nos sugiere que no hay una variabilidad a lo largo de la zona en cuanto al rejuvenecimiento del paisaje.

Figura 15.

Perfil Swath SP1 con relieve local y THI*.



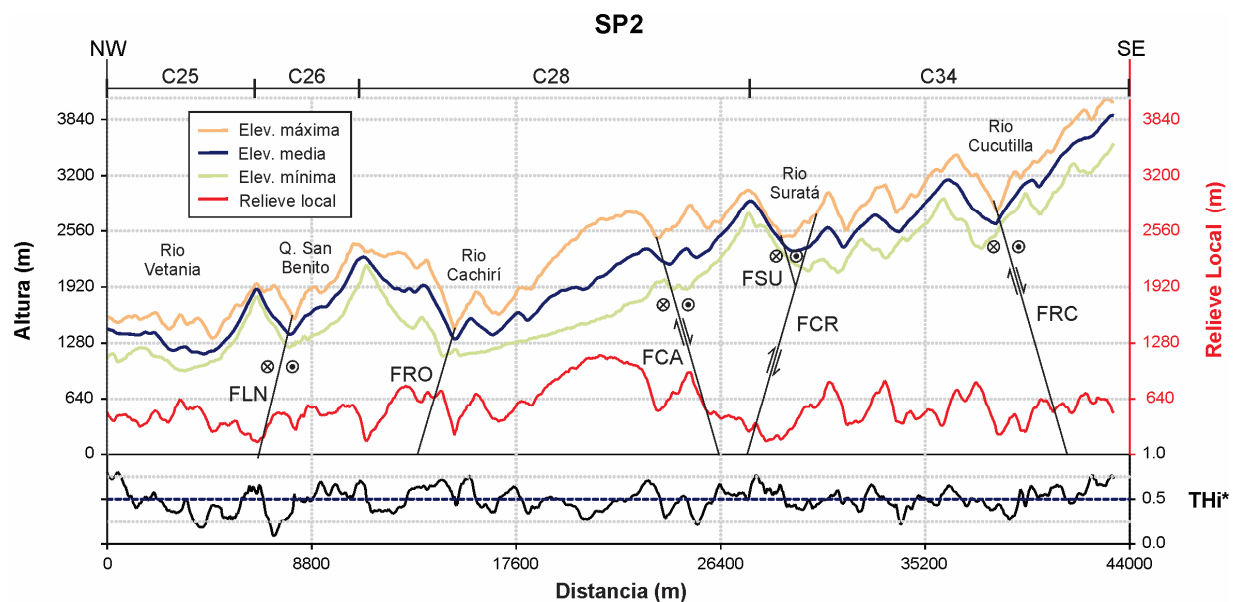
Nota. FGN: Falla Guarín, FAL: Falla de Algarrobo, FSP Falla San Pablo. Ver ubicación en figura 12.

El perfil SP2 (Ver figura 16) tiene una dirección NW-SE, una longitud de 43 km y un ancho de 3 km. Se encuentra ubicado en la zona Z2 y es transversal a las cuencas C25, C26, C28 y C34 (Ver figura 12), también corta transversalmente a las fallas La Negrera, Romerito, Cachirí, Río Suratá, La Cristalina y Río Cucutilla. Cabe aclarar que la Falla Cachirí es nombrada así debido a que ésta pasa por la población Cachirí, pero no sigue el trayecto del Río Cachirí. Las direcciones de buzamiento y cinemática de estas fallas se basaron en los estudios de Velandia *et al.* (2016) y Velandia *et al.* (2020). En este perfil el nivel base de los ríos y la topografía en general muestran un aumento en dirección SE con una altura una mínima de 1250m y una máxima de 3900m mientras que el relieve local presenta un máximo de 1200m en la cuenca C28 y en las otras cuencas no supera los 750m. Las cuencas muestran una notable asimetría con respecto a la ubicación de su drenaje principal en dirección NW, en especial las cuencas C28 y C34. También, es notable el

cambio de THi^* a lo largo del perfil, con valores bajos (menores a 0.4) en las cuencas C25, C26 y C28, sugiriendo un paisaje evolucionado y valores altos en la parte más SE (mayores a 0.6) sugiriendo un paisaje más joven. Estructuralmente se destaca que las fallas La Negrera y Romerito buzcan en dirección NW, esta dirección de buzamiento se deduce de la concavidad en la expresión superficial de la falla (Ver figura 13).

Figura 16.

Perfil *Swath* SP2 con los valores de Relieve Local y THi^* .



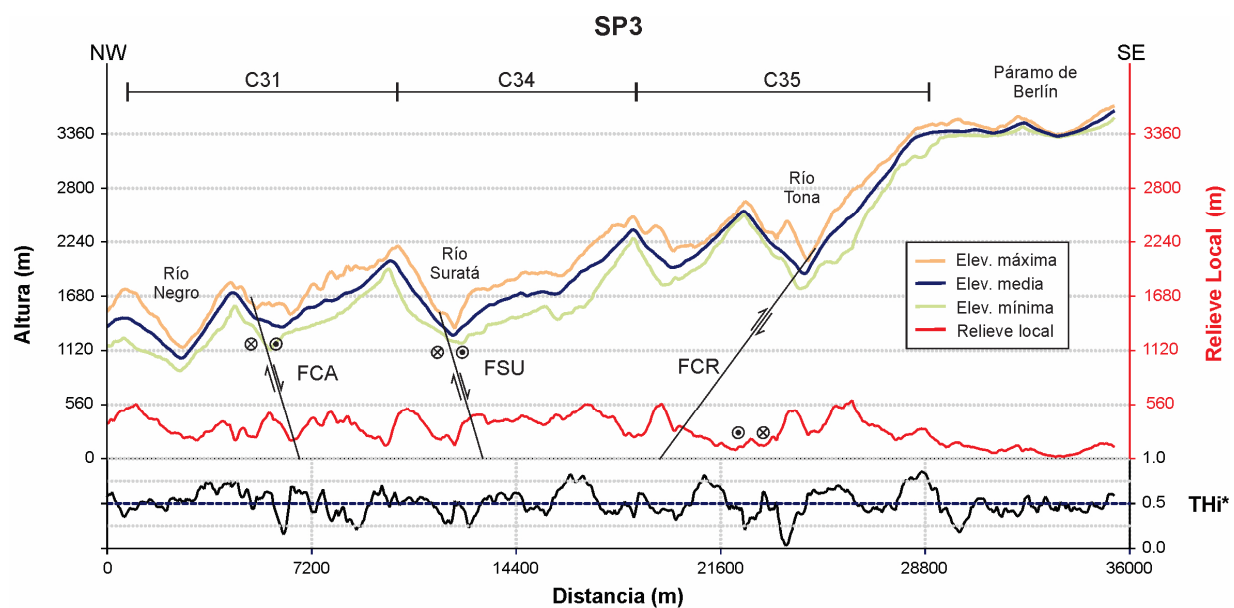
Nota FLN: Falla La Negrera, FRO: Falla Romerito FCA: Falla Rio Cachirí, FSU: Falla del Río Suratá, FCR: Falla La Cristalina y FRC: Falla Rio Cucutilla. Ver ubicación en Figura 12.

El perfil SP3 (Ver figura 17) tiene también una dirección NW-SE, está ubicado en la zona Z4 (Ver figura 13) y en este se aprecia la misma tendencia que en el perfil anterior, una serie de cuencas asimétricas hacia el NE con un aumento de su nivel base en dirección SE. El perfil corta transversalmente las fallas Cachirí, Río Suratá y La Cristalina, la cinemática y dirección de buzamiento de estas fallas se basan en los trabajos de Velandia *et al.* (2016) y Bejarano & Navas (2018). La longitud de este perfil es de 35 km y tiene un ancho de 3 km. En la parte más SE del

corte, se encuentra la planicie elevada del Páramo de Berlín con una altura de 3400m y muy bajo relieve local. La gráfica de THi^* muestra valores muy dispersos con varios picos, pero no muestra una tendencia general.

Figura 17.

Perfil Swath SP3 con los valores de Relieve Local y THi^ .*



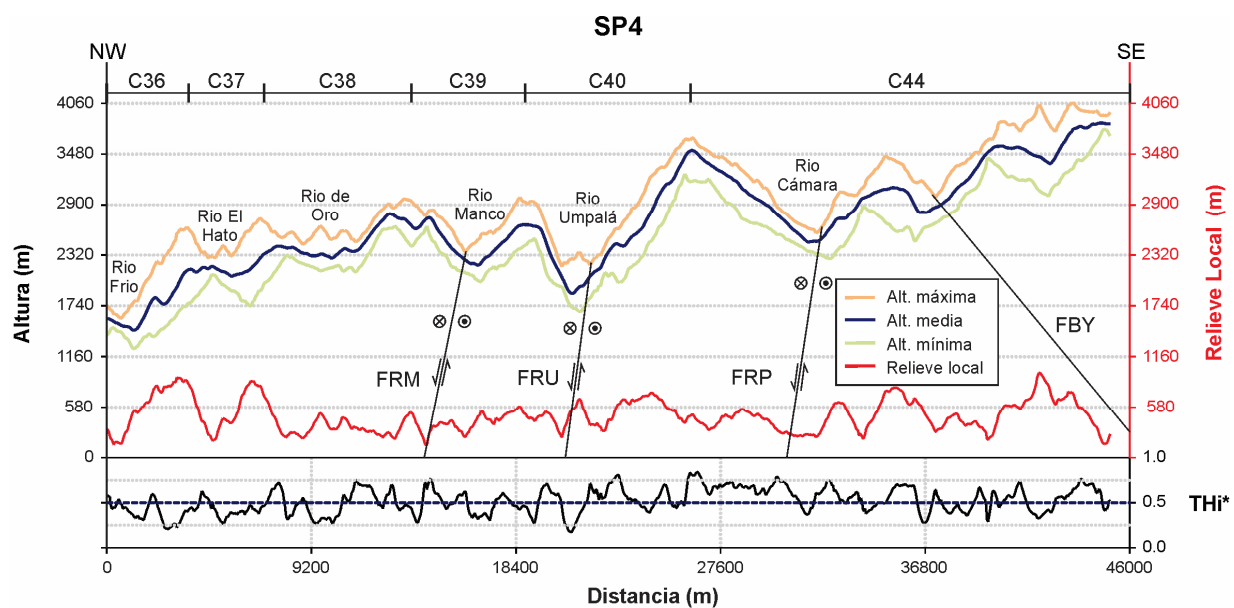
Nota. FCA: Falla Cachirí, FSU: Falla Río Suratá y FCR: Falla La Cristalina. Ver ubicación en Figura 12.

El perfil SP4 (Ver Figura 18), ubicado dentro de la zona Z4 (Ver figura 12), es un perfil transversal a las cuencas C36, C37, C38, C39, C40 y C44, aledañas al Páramo de Berlín en dirección NW-SE con un ancho de 3 km. Este perfil pasa por las fallas Río Manco, Río Umpalá, Río Perchiquez y Baraya, la dirección de buzamiento y la cinemática de estas fallas se basaron en el estudio de Villamizar (2017). De forma general presenta un relieve local alto y se evidencia una tendencia de crecimiento del nivel base de los drenajes en dirección SE con una topografía máxima cercana a 4100 m. También se muestra una clara asimetría de la cuenca con respecto a su drenaje principal, especialmente en las cuencas C44 y C40. La longitud transversal de cada cuenca disminuye en

dirección NW. Los valores de Thi^* presenta valores bajos en las cuencas C36, C37, C38 y C39, lo que sugiere un paisaje evolucionado, también presenta valores altos en las cuencas C40 y C44, lo que sugiere un paisaje más joven hacia el SE del corte.

Figura 18.

Perfil Swath SP4 con los valores de Relieve Local y THi^ .*

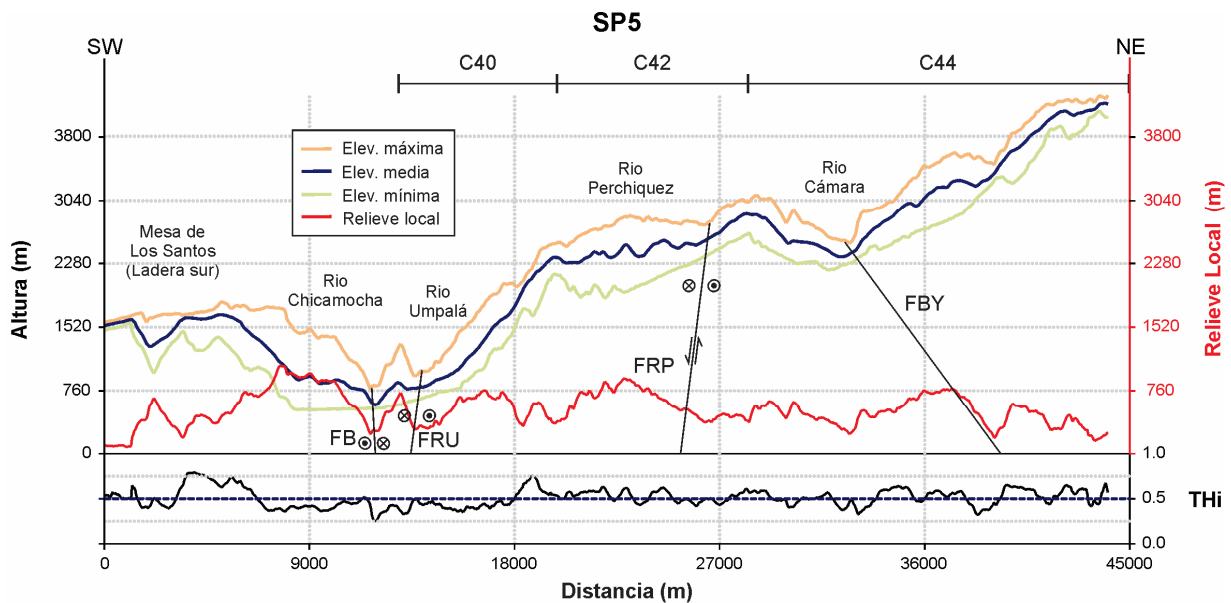


Nota. FRM: Falla Río Manco, FRU: Falla Río Umpalá, FRP: Falla Río Perchiquez, FBY: Falla Baraya. Ver ubicación en Figura 12.

El perfil SP5 (Ver figura 19) se encuentra en la parte Sur del Macizo de Santander, tiene una dirección perpendicular a la Falla de Bucaramanga (SW-NW), una longitud de 45 km y un grosor de 3 km. En ella se puede observar la ladera sureste de la Mesa de los Santos, seguido de la cuenca del Río Chicamocha sobre la Falla de Bucaramanga, y junto a ella la parte baja del río Umpalá. A partir de este punto comienza un aumento de altura hasta un máximo de 3800m en donde también se logra observar la asimetría de las cuencas C40, C42 y C44, controladas por las fallas de Río Umpalá, Río Perchiquez y Baraya. Los valores de THi^* se mantienen cercanos a 0.5 en el Macizo de Santander, donde el relieve máximo alcanza los 800m en la cuenca C42.

Figura 19.

Perfil Swath SP5 con los valores de Relieve Local y THI.*

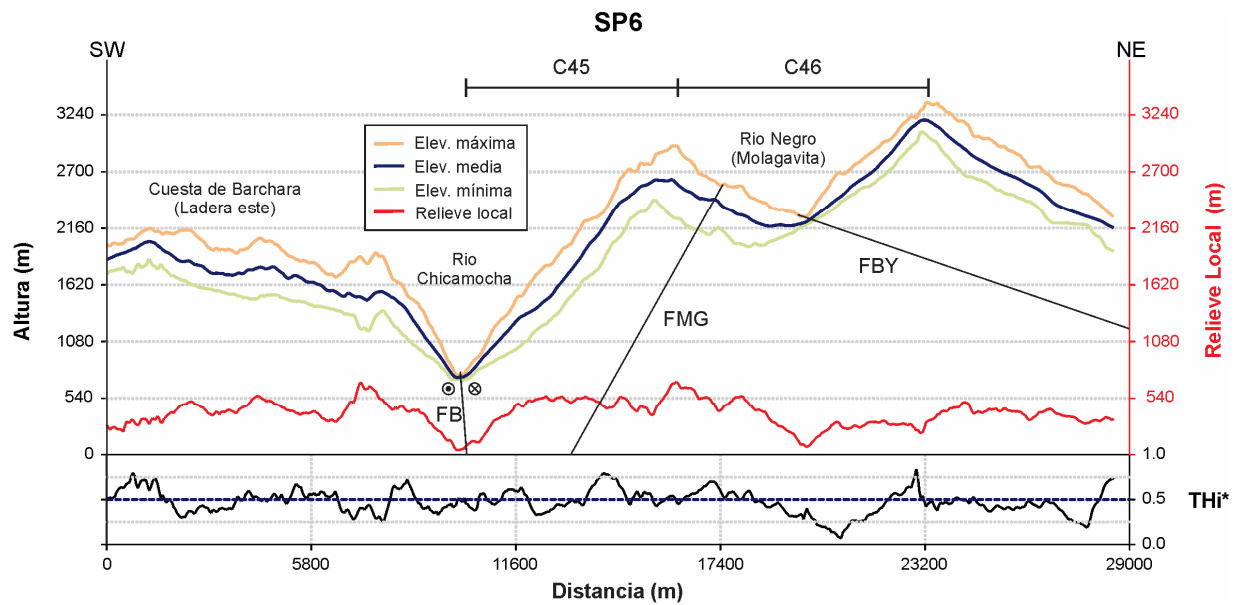


Nota. FB: Falla de Bucaramanga, FRU: Falla Río Umpalá, FRP: Falla Río Perchiquez, FBY: Falla Baraya. Ver ubicación en Figura 12.

El perfil SP6 (Ver figura 20) se encuentra en la parte más Sur del Macizo de Santander, tiene una dirección perpendicular a la Falla de Bucaramanga (SW-NW), una longitud de 30 km y un grosor de 3 km. En ella se puede observar la ladera este de la Cuesta de Barichara, seguido de la cuenca del Río Chicamocha sobre la Falla de Bucaramanga, El corte a la cuenca C45 es longitudinal y está delimitado por las fallas Bucaramanga y Molagavita. Por último, la cuenca C46 se muestra simétrica con su Río principal (Río Negro) siguiendo la Falla de Baraya. La cuenca C46 muestra un valor de THI* muy bajo en el valle del Río Negro, mientras que la cuenca C45 muestra una tendencia a valores altos.

Figura 20.

Perfil Swath SP6 con los valores de Relieve Local y THi.*



Nota. FB: Falla de Bucaramanga, FMG: Falla Molagavita, FBY: Falla Baraya. Ver ubicación en Figura 12.

Hay que resaltar que en la mayoría de los perfiles *Swath* se percibe un patrón de aumento de topografía en dirección E.

6.3. Análisis de asimetría de cuenca

Para analizar la asimetría de las cuencas en el flanco occidental del Macizo de Santander, se evaluaron los índices AF y T.

6.3.1. Índice AF.

Se evaluó el índice AF en las 46 cuencas de estudio, los valores de AF para cada cuenca se muestran en la Tabla 2. Para crear el mapa de asimetría (Ver figura 21) se clasificaron los valores de AF en cuatro clases (Pérez-Peña *et al*, 2010): (1) Cuencas simétricas con valores de $AF < 5$, (2) Cuencas ligeramente asimétricas con $AF = 5-10$, (3) Cuencas moderadamente asimétricas con $AF = 10-15$ y (4) Cuencas fuertemente asimétricas con $AF > 15$.

De forma general, en el mapa de AF (Ver figura 21) se puede notar que existe una tendencia de asimetría en dirección NW y 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. 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).

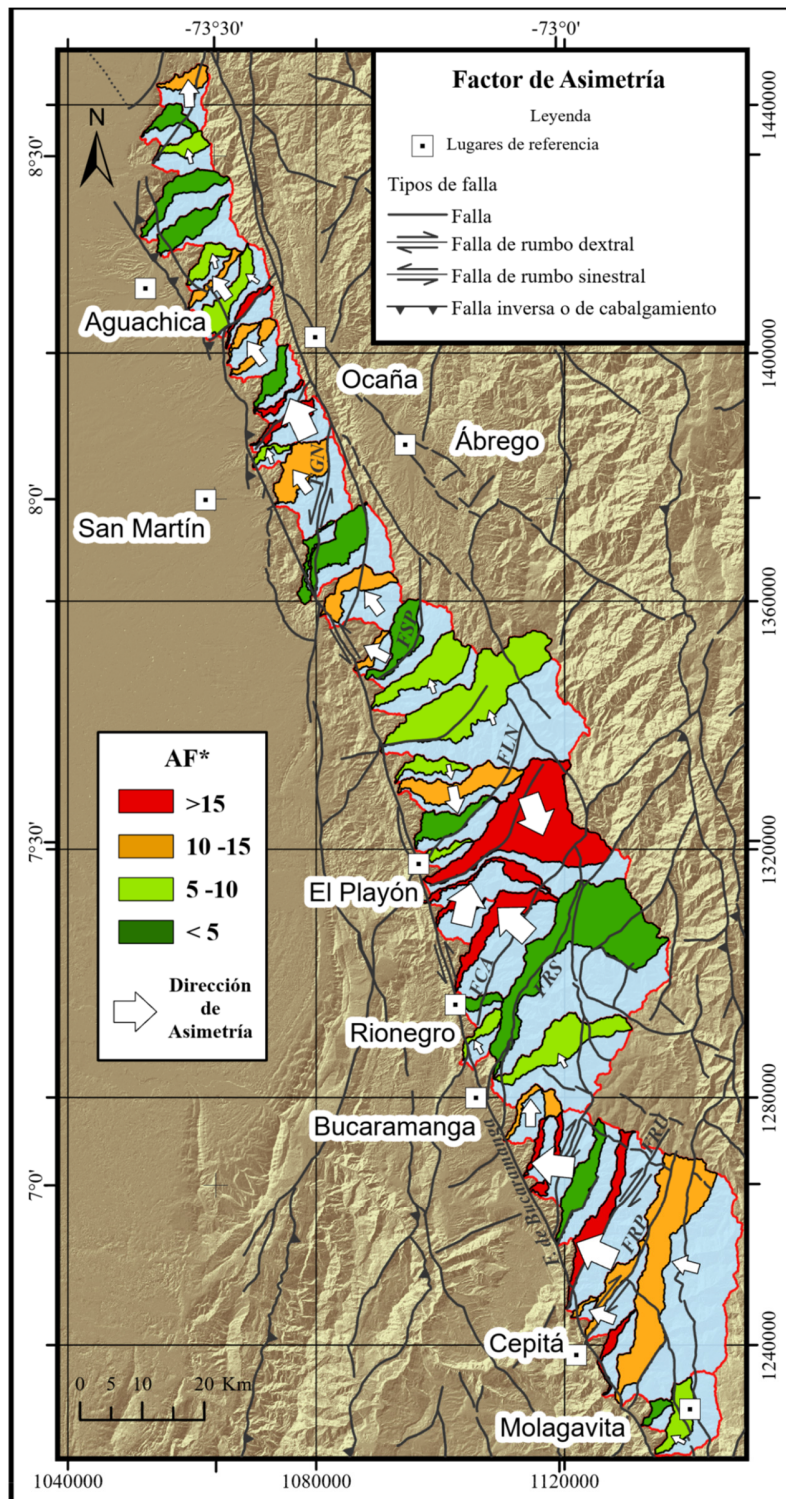
Las zonas Z2 y Z3 presentan los valores más bajos de asimetría en toda el área de estudio con un promedio de $AF = 6.72$ y $AF = 6.78$, respectivamente, esto descarta parcialmente un basculamiento en estas zonas.

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
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
	C38	76.861	31.64	0.617	286
Z5	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

Figura 21.

Mapa de índice de Asimetría (AF). FRP: Falla Rio Perchiquez,*



Nota. FRU: Falla Rio Umpalá, FRS: Falla Rio Suarez, FCA: Falla Cachirí, FLN: Falla la Negrera, FSP: Falla San Pablo, FGN: Falla Guarín. Ver valores de AF para cada cuenca en la Tabla 2

En la zona Z4, correspondiente a la ladera noroccidental del Páramo de Berlín, la dirección de asimetría predominante es NW, perpendicular a las fallas Cachiri y Rio Suratá, y es la zona con mayor asimetría, con un promedio de $AF=14.45$ y. Los perfiles Swath SP2 y SP3 (Ver figuras 16 y 17) muestran un aumento de altura en dirección SE, y un esquema cinemático similar al propuesto por Hare & Gardner (1985) para el basculamiento tectónico con una serie de fallas normales buzando en dirección opuesta a la dirección de asimetría (Ver figura 6), lo que sugiere un basculamiento en la zona Z4, con un mayor levantamiento hacia el Páramo de Berlín con las fallas Rio Suratá, Cachirí y Rio Cucutilla como principales estructuras de levantamiento.

La zona Z5, la ladera suroccidental del Páramo de Berlín cuenta con un valor promedio de $AF=11$, es 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 Rio Manco, Río Umpalá y Rio Perchiquez, el perfil SP4 (Ver figura 18) también muestra un aumento de la topografía en sentido SE y la dirección de buzamiento para las fallas de este perfil es igual a la dirección de asimetría. Si bien la dirección de buzamiento no es acorde al modelo teórico mostrado en la figura 6, los valores de AF para estas cuencas son lo suficientemente grandes y consistentes para sugerir un basculamiento en la zona

6.3.2. Índice T.

Se evaluó el índice T en las 46 cuencas de estudio, en total se obtuvo un campo de 677 vectores de asimetría bidimensionales (Ver figura 23). Todos los vectores se representaron en una proyección estereográfica (Ver figura 22^a), a partir de esto se calculó el diagrama de rosas (Ver figura 22C) y el diagrama de contornos (Ver figura 22D) para iluminar la tendencia de los vectores.

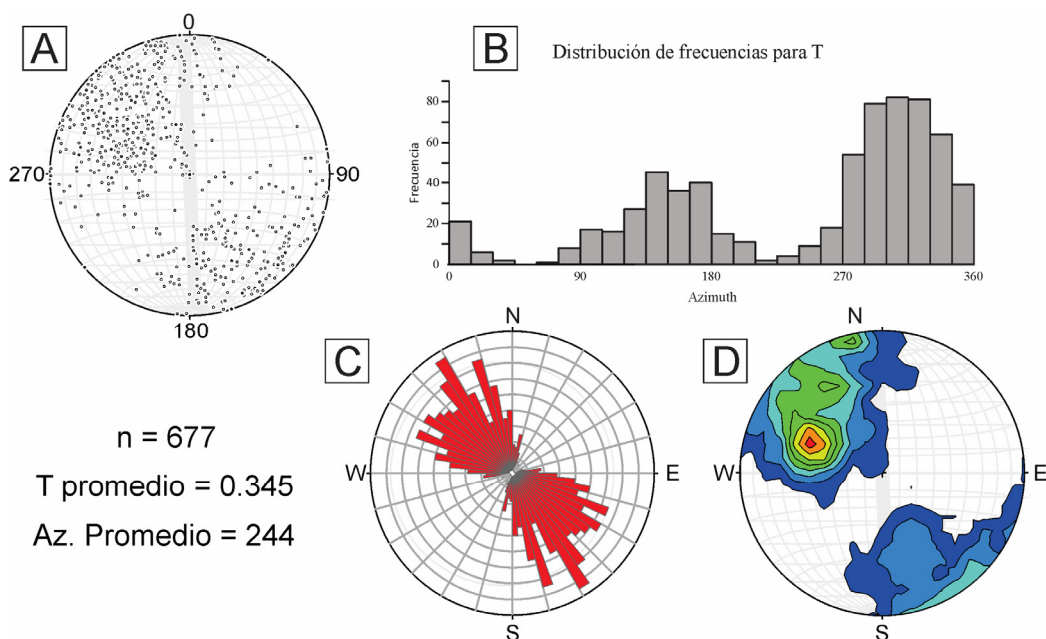
Adicionalmente se graficó el histograma de los datos (Ver figura 22B) para mostrar la dirección de asimetría más frecuente y se calculó el valor promedio para cada cuenca (Ver tabla 2)

El rango de los valores de la magnitud de T va desde 0.001 hasta 0.9 con un valor medio de 0.45.

El vector promedio, calculado con el método de Curray (1956), tiene una magnitud T de 0.13 y una dirección de 296° mostrando 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 (Ver figura 22).

Figura 22.

Análisis estadístico del campo vectorial obtenido al evaluar el índice T en las cuencas de estudio.



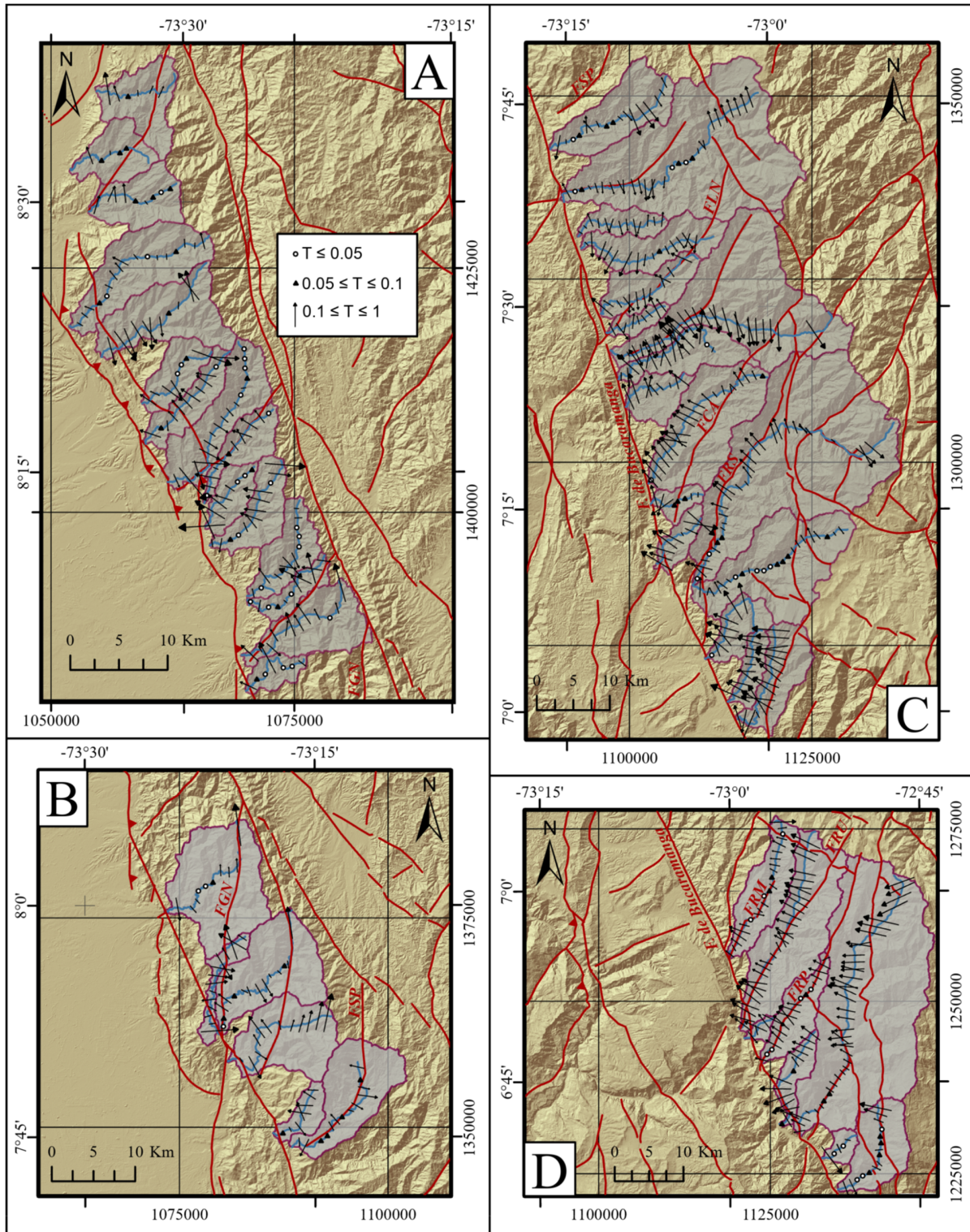
Nota. A: Gráfica estereográfica de los vectores T, el centro representa $T=0$ y la parte externa representa $T=1$; B: Histograma de frecuencias de los vectores T; C: Diagrama de rosas de los vectores T; D: Diagrama de contornos de los vectores T. Las figuras A,C y D se graficaron en el software Stereonet 10.0.

6.4. Análisis de frente de montaña

Para analizar el frente de montaña se evaluaron los índices Smf y Vf.

Figura 23.

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.



6.4.1. Índice Smf.

Los frentes de montaña en la zona de estudio son delimitados principalmente por la Falla de Bucaramanga, en total se midieron 16 frentes de montaña, 7 de estos siendo frentes externos y 9 frentes internos (Ver tabla 3). Las líneas de medición de frente de montaña se muestran en la figura 24.

Los frentes externos (MF1 a MF7) son delimitados por el contacto del Macizo de Santander con el Valle Medio del Magdalena, las rocas de este frente de montaña son jurásicas extrusivas o volcano-sedimentarias (Ver figura 2) y corresponden a las zonas Z1A, Z1B y Z2. El promedio de índice Smf para estos frentes de montaña es de 1.6 y, eventualmente, en estos frentes se encuentran abanicos.

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 Ordovícicas con intervalos de rocas intrusivas Jurásicas (Ver figura 2).

La figura 25 muestra la distribución de los valores de Smf a lo largo de las cuencas y en este se observa que a partir de la cuenca 17 todos los valores son menores que 1.5, 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 24.

Mapa de análisis de frente de montaña y sismicidad somera. MF: Frente de montaña.

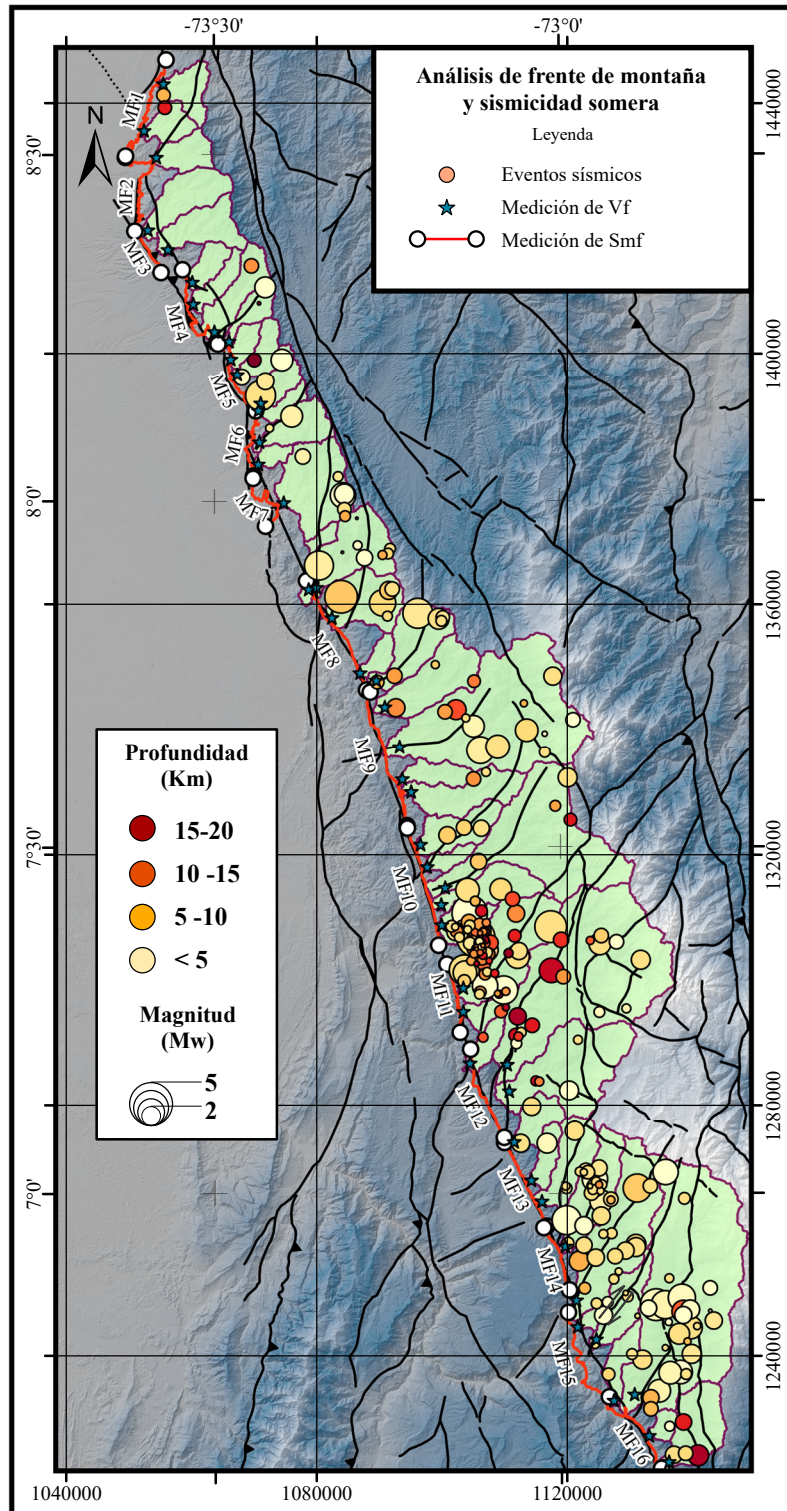


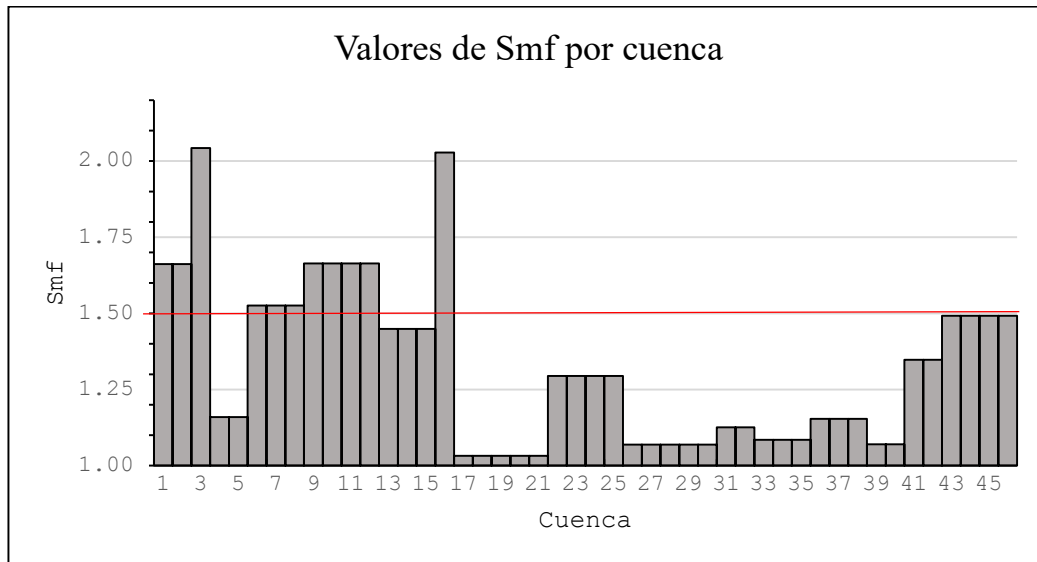
Tabla 3.
Resultados del análisis de frente de montaña para cada cuenca.

Zona	Cuenca	Vf	Frente de Montaña	Smf	Clase tectónica	Tasa de levantamiento				
Z1-A	C1	0.1	MF1 (ext)	1.662	2	0.07-0.03 m/ka				
	C2	0.2								
	C3	0.3	MF2 (ext)	2.042	2	0.07-0.03 m/ka				
	C4	1.9	MF3 (ext)	1.160	2	0.07-0.03 m/ka				
	C5	0.4	MF4 (ext)	1.526	3	≤0.03 m/ka				
	C6	2.4								
	C7	0.7								
	C8	2.3								
Z1-B	C9	1.7	MF5 (ext)	1.664	3	≤0.03 m/ka				
	C10	1.5	MF6 (ext)	1.449	2	0.07-0.03 m/ka				
	C11	1.2								
	C12	0.8								
	C13	0.9								
	C14	1.2								
C15	0.5									
Z2	C16	0.3	MF7 (ext)	2.028	3	≤0.03 m/ka				
	C17	1.4	MF8 (int)	1.032	2	0.07-0.03 m/ka				
	C18	0.9	MF9 (int)	1.294	1	≥ 0.08 m/ka				
	C19	1.4								
	C20	0.2								
	C21	0.2								
C22	0.2									
Z3	C23	0.5	MF10 (int)	1.069	1	≥ 0.08 m/ka				
	C24	0.8								
	C25	0.7								
	C26	0.9								
	C27	0.6								
	C28	0.2								
	C29	0.4								
	C30	0.8								
	C31	0.7					MF11 (int)	1.126	1	≥ 0.08 m/ka
	C32	0.3					MF12 (int)	1.085	1	≥ 0.08 m/ka
	C33	0.4								
	C34	0.3					MF13 (int)	1.154	1	≥ 0.08 m/ka
	C35	0.1								
C36	0.4									
C37	0.5									
C38	0.3									
Z5	C39	0.1	MF14 (int)	1.070	1	≥ 0.08 m/ka				
	C40	0.7	MF15 (int)	1.347	1	≥ 0.08 m/ka				
	C41	0.3								
	C42	0.1	MF16 (int)	1.492	1	≥ 0.08 m/ka				
	C43	0.3								
	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 25.

Histograma mostrando los valores de Smf para cada cuenca.



Nota: La línea roja representa el límite entre un frente de montaña activo (por debajo) y uno moderadamente activo (por arriba) según Silva et al, (2009).

6.4.2. Índice Vf.

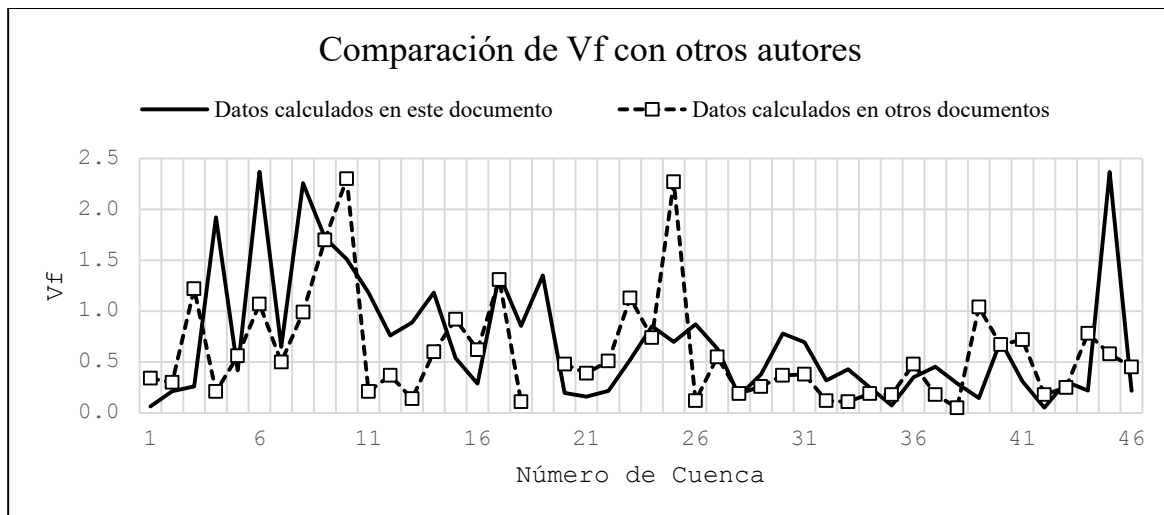
Los puntos de medición del índice Vf (intersección del drenaje principal con el perfil donde se midió) se muestran en la figura 24. Todos los perfiles se trazaron a un 90% de la distancia del drenaje principal medido desde la divisoria de aguas. En la tabla 3 se muestran los resultados del índice Vf.

Adicionalmente se hizo una comparación con los datos de Vf calculados anteriormente por García-Delgado *et al.* (2019) y García-Delgado *et al.* (2020), la figura 26 muestra la comparación de estos datos con los calculados en este documento. Se evidencian cambios en magnitud de Vf en algunas cuencas, posiblemente debido a que las mediciones no se hicieron en la misma posición o incluso debido a un cambio de dirección de corte. Aún así la tendencia principal se mantiene, en general,

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 (Ver figura 26).

Figura 26.

Valores de Vf y comparación con otros autores.



Nota. Los datos de otros documentos se refieren a los trabajos de García-Delgado et al. (2019) y García-Delgado et al. (2020). Ver explicación en el texto

Este índice restringe aún más la actividad tectónica en el frente de montaña descartando la zona Z2 debido a su alto valor de Vf (0.8 a 1.5). Las cuencas de las zonas Z1A y Z1B también muestran valores muy altos de Vf en gran parte de sus valles.

6.4.3. Tasas de levantamiento

Siguiendo la metodología de Silva *et al.*, (2003) se relacionaron los valores de Smf y Vf junto con los datos de sismos someros (Ver figura 24) para obtener la clase tectónica a la que pertenece cada frente de montaña y sus respectivas tasas de levantamiento asociadas (Ver tabla 3). Los eventos sísmicos someros en la zona de estudio muestran algunas zonas donde hay mayores concentraciones (frentes MF10, MF11 y MF14, ver figura 24) con magnitudes desde 1 a 5 Mw, estos frentes también muestran valores altos de Smf y Vf por lo que se afirma 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 (MF8 a MF 15).

6.5. Análisis de red de drenaje

6.5.1. Azimut de cuencas.

Los valores de Azimut de cuencas se muestran en la figura 27. Los valores 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 es de rumbo sinistral.

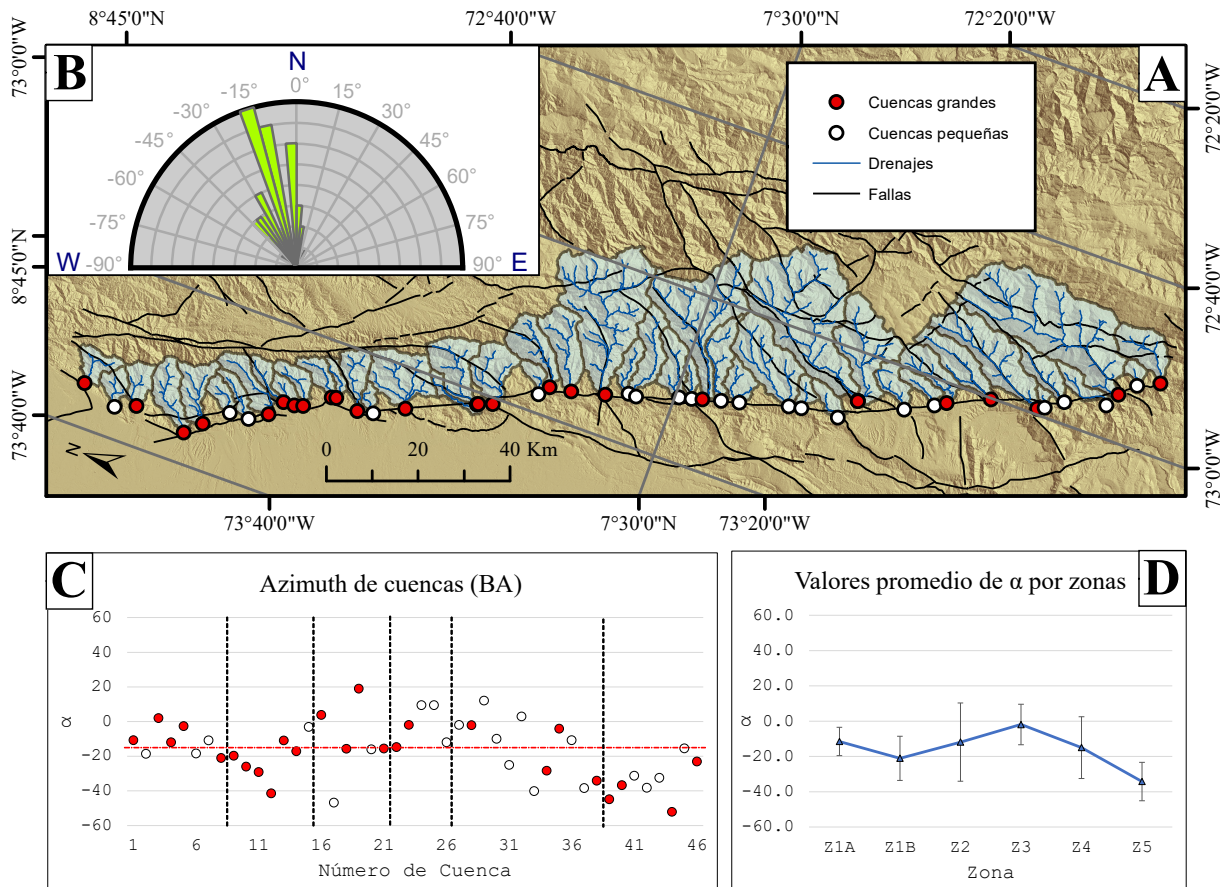
Los valores se graficaron en un diagrama de rosas (Ver figura 25B) y estos muestran una tendencia hacia la dirección -15° . El valor promedio de toda el área de estudio es de -16.8° con una desviación estándar de 16.85° , como se muestra en la figura 25C los valores se encuentran muy dispersos.

En la figura 27A también resalta la desembocadura (*outlet*) de cada cuenca y se clasifica el tamaño relativo de las cuencas como cuenca grande o cuenca pequeña. 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. Esta clasificación se usó para analizar relaciones de asimetría con tamaño relativo de cuenca, pero en la figura 27C se descarta esta suposición ya que no se muestra ninguna relación concreta.

Se graficaron los valores promedio de α para cada cuenca junto con su desviación estándar (Ver figura 27D) la gráfica muestra un valor de rotación antihoraria máximo en la zona Z5

Figura 27.

Azimut de cuencas en la zona de estudio.



Nota. A: Mapa mostrando las cuencas de la zona de estudio, resaltando sus drenajes y su punto de desfogue como un punto rojo o un punto blanco (Ver explicación en el texto). B: Diagrama de rosas para el ángulo α . C: Grafico de Azimut de cuencas (α vs. Cuenca), las líneas verticales punteadas son los límites de las zonas (Ver figura 13) 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.

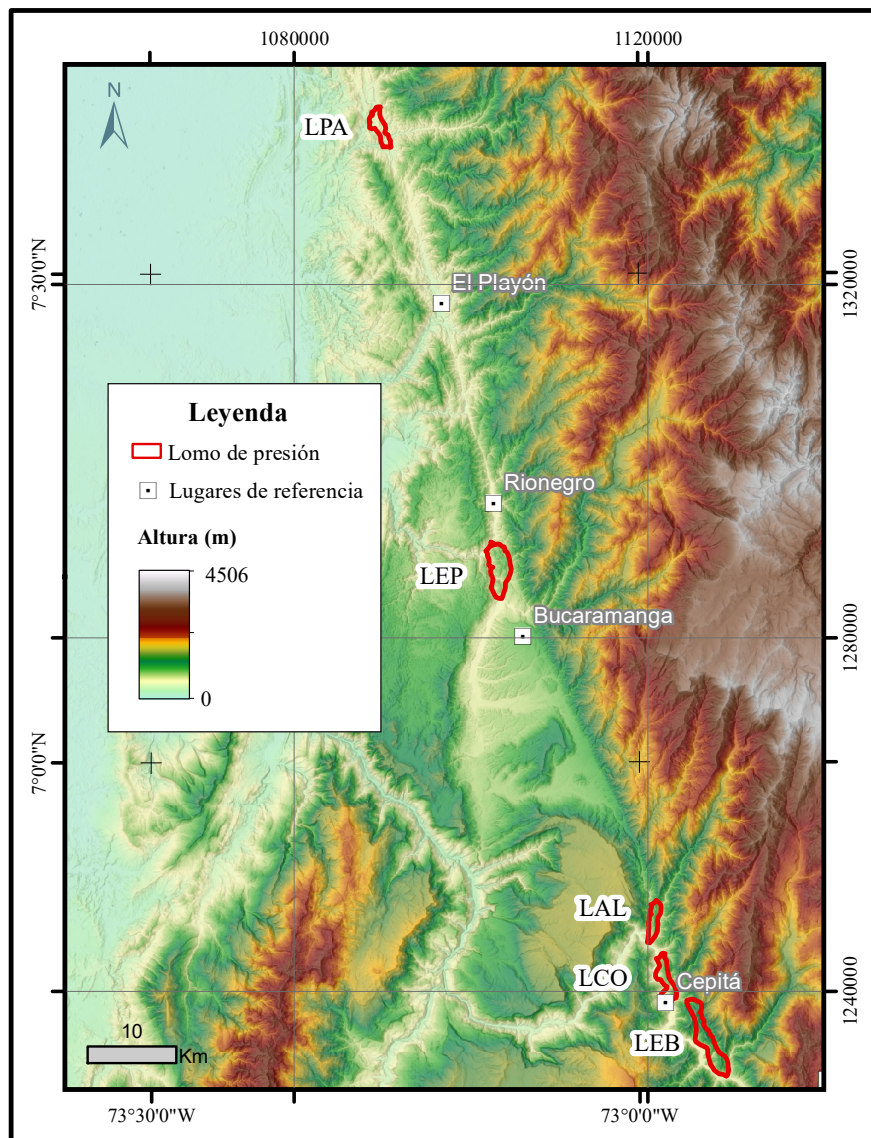
6.5.2. Análisis cualitativo de redes de drenaje enfocado a neotectónica

El desarrollo de este análisis se basó en la evaluación de los criterios propuestos por Keller (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 28, estos se nombraron según su ubicación geográfica.

Figura 28.

Ubicación de los lomos de presión analizados.



Nota. LEB: Lomo El Barro, LCO: Lomo Corozal, LAL: Lomo Alto, LEP: Lomo El Paulón, LPA: Lomo Paramillo.

A continuación, se describe cada uno de los lomos y se evalúan los criterios:

- Lomo El Barro

El 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 Rio Guaca (Cuenca 44) con una dirección SE (Ver figura 29). 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 29 no muestran cambios en la inclinación o rotación de la estructura a lo largo de esta, pero si muestran una disminución en la topografía y en la pendiente transversal en dirección SE.

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

- Lomo Corozal

El 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 Rio Perchiquez (Cuenca 42) y en la Quebrada seca (Ver figura 30), por otro lado, el drenaje de la Quebrada El Abra muestra una ligera deflexión en dirección NW. El perfil topográfico del lomo muestra disminución en elevación desde el centro en sentido NW y en sentido SE. Se identifica claramente un watergap correspondiente al tramo final de la Quebrada seca y un windgap a su izquierda. Los perfiles transversales muestran un cambio en la pendiente y en la simetría de la estructura, el perfil 3 muestra 2 picos, el más alto muestra una estructura muy asimétrica mientras que los perfiles transversales 1 y 2 solo presentan un pico y es simétrico.

Todo esto sugiere una dirección de propagación principal de la estructura SE.

Figura 29.

Análisis del Lomo El Barro.

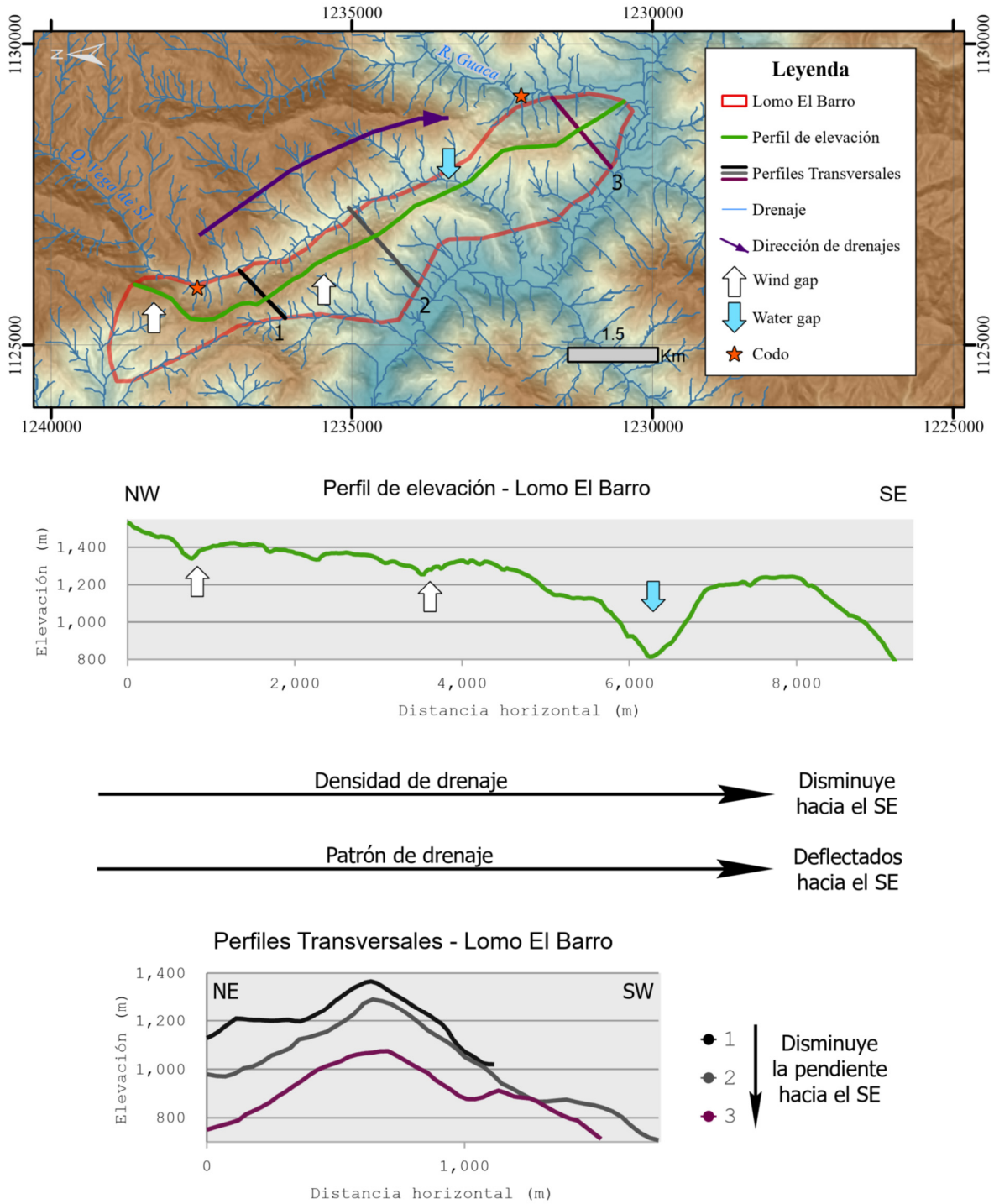
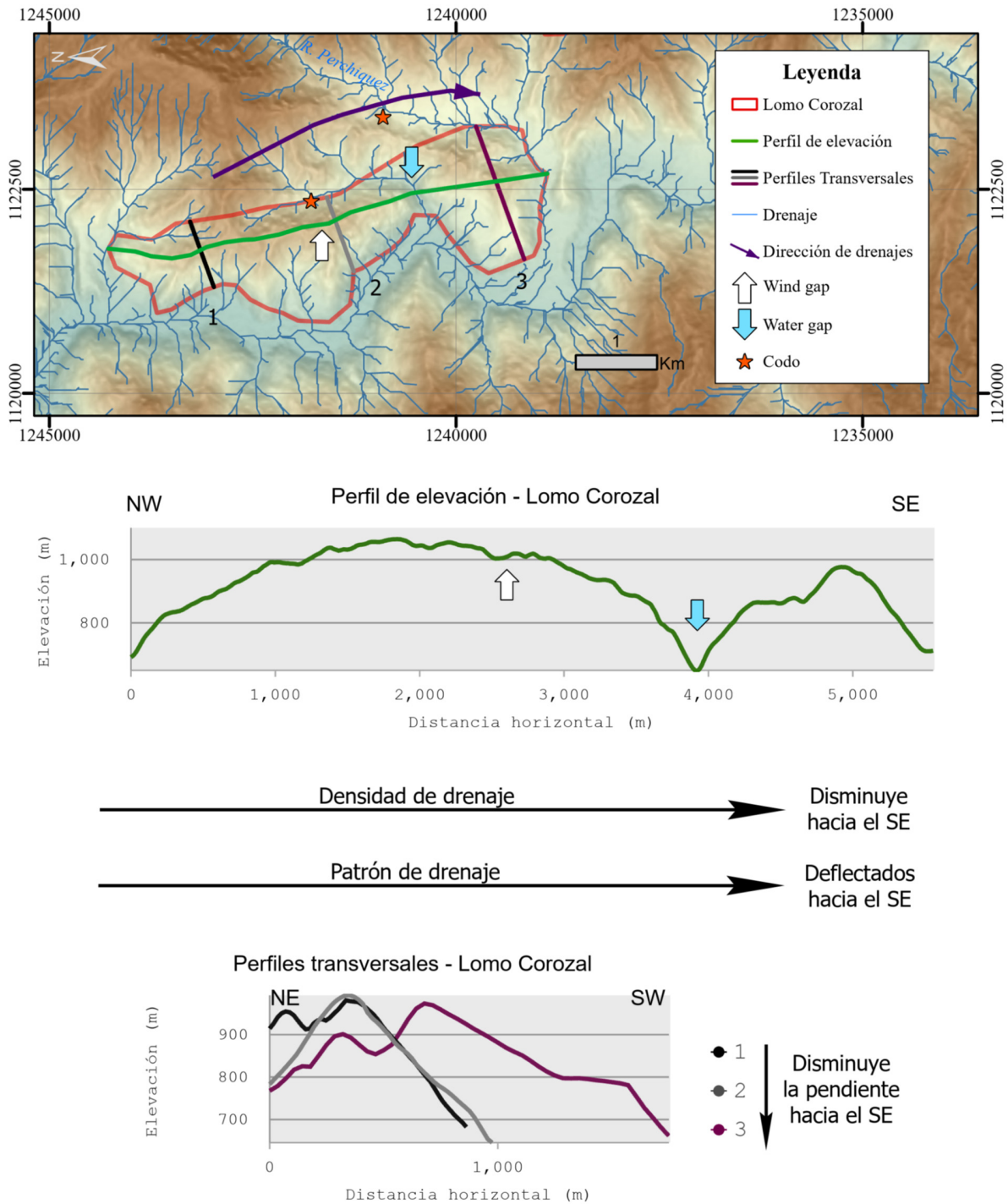


Figura 30.

Análisis del Lomo Corozal.



- Lomo Alto

El 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. 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, disminuyendo hacia el SE.

- Lomo El Paulón

El Lomo El Paulón (Ver figura 32) 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. 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.

Figura 31.

Análisis del Lomo Alto.

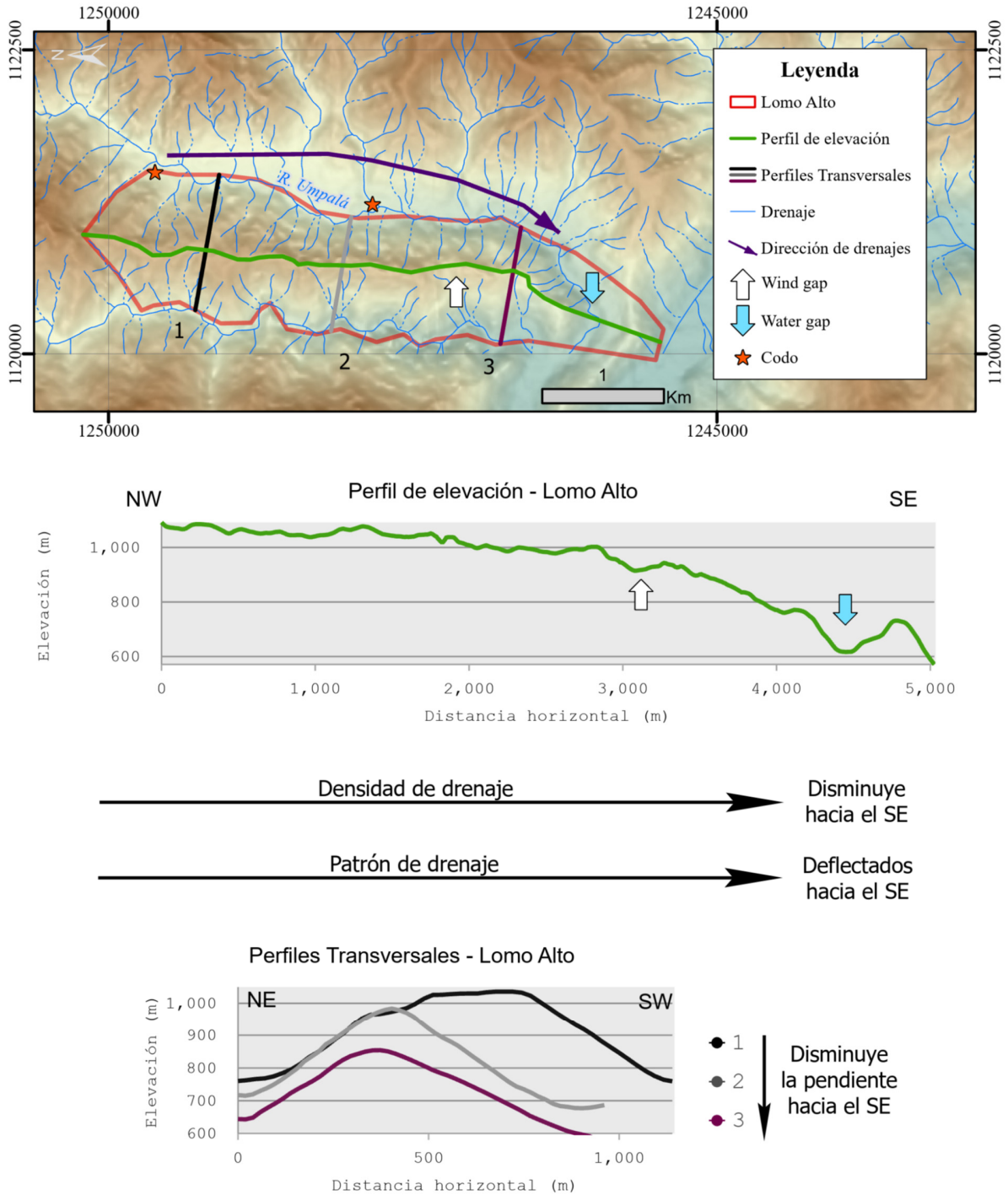
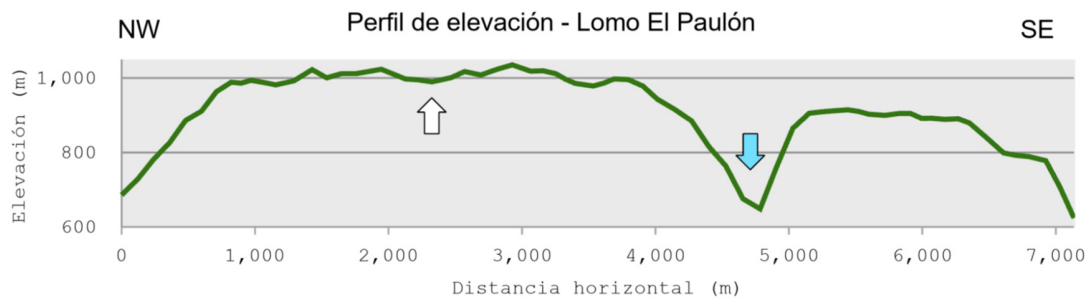
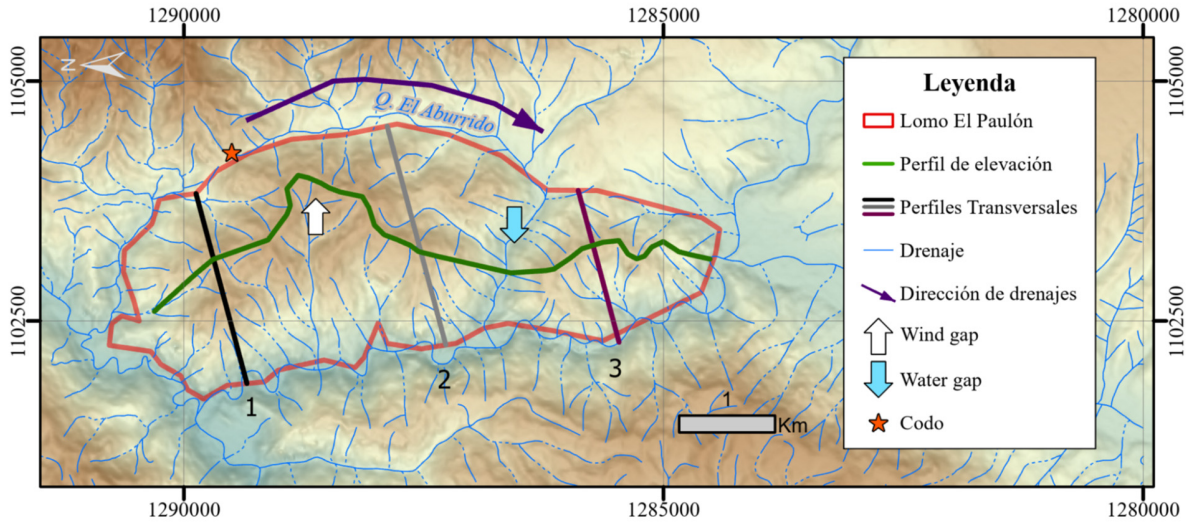


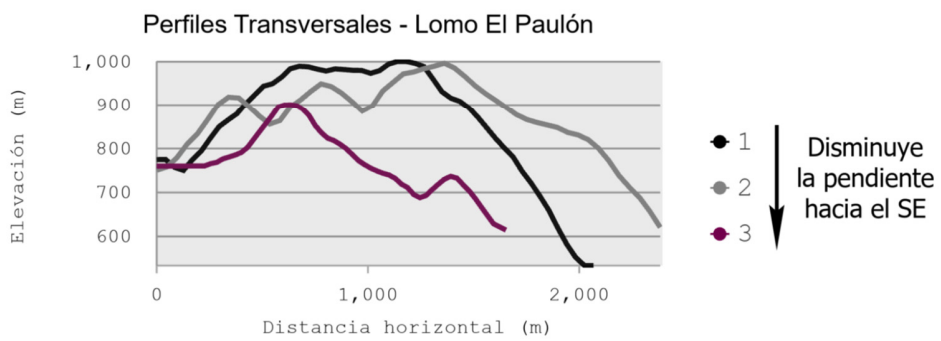
Figura 32.

Análisis del Lomo El Paulón.



Densidad de drenaje → Disminuye hacia el SE

Patrón de drenaje → Deflectados hacia el SE

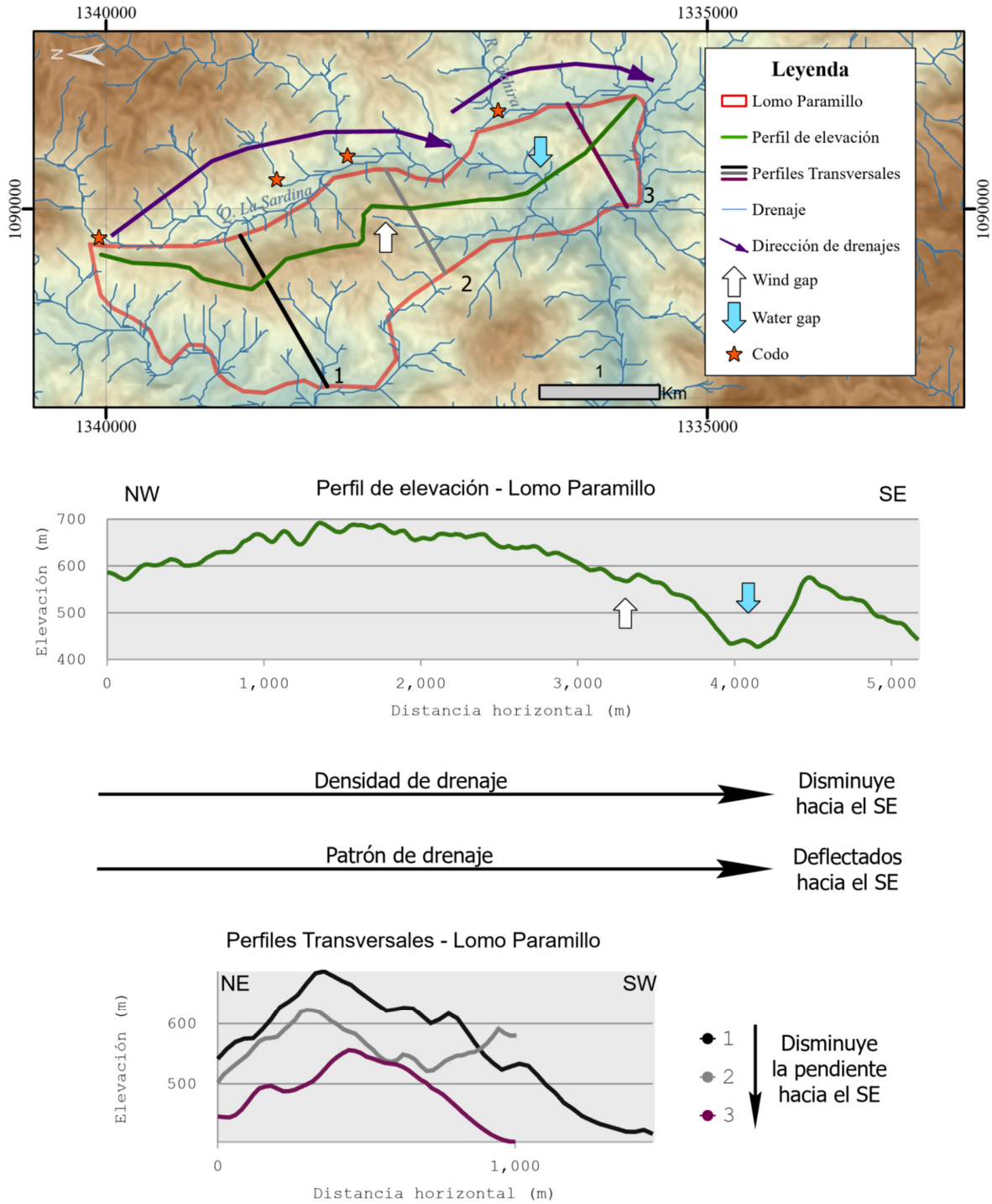


- Lomo Paramillo

El Lomo Paramillo se encuentra al norte del Municipio El Playón, Santander y tiene una longitud aproximada de 5 km, 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 Rio Cáchira. Cabe destacar que la cuenca C28, correspondiente al Rio 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 un levantamiento activo de esta estructura que ha superado la fuerza con la que el Rio Cáchira lo eroda. 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 si en su pendiente, disminuyendo hacia el SE

Figura 33.

Análisis del Lomo Paramillo.



7. 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 (Ver figura 21), este aumento progresivo de asimetría se relaciona espacialmente con la influencia del denominado ‘Indentor de Pamplona’ (Boinet, *et al.*, 1985), también llamada ‘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 3 fallas importantes: La Falla del Rio Perchiquez, la Falla del Rio Guaca y la Falla Baraya. Osorio *et al.* (2008) describe la cuenca C44 como una cuenca en desequilibrio (los procesos tectónicos predominan sobre los erosivos) y el presente trabajo resalta esa actividad tectónica con los índices de asimetría, ya que es mucho más evidente en la parte alta de la cuenca, confirmando un basculamiento tectónico

Si bien el análisis de factor de asimetría (AF) muestra una dirección predominantemente NE a lo largo del flanco occidental del Macizo de Santander, el análisis de simetría transversal topográfica muestra 2 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 predominante, con las fallas La Negrera y Romerito como principales estructuras de levantamiento, lo que concuerda con el cambio en la concavidad y dirección de buzamiento que tienen estas fallas con las fallas más surestes.

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 y 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 este trabajo donde se usaron algunos índices geomorfológicos diferentes, pero con la misma tendencia de aumento en dirección SE.

Muchos de los análisis realizados en este documento tienen lugar en el frente de montaña, el cual corresponde al trazo principal de la Falla de Bucaramanga (Ver figuras 24 y 28): 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 muestra 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 tanto se evidencia actividad tectónica reciente en estas zonas con mayores indicios en las zonas más surestes.

El estudio geomorfológico de García-Delgado *et al.* (2020) predice una tasa de levantamiento mayor a 0.08m/ka para el frente de montaña en las zonas Z4 y Z5, usando el índice Vf y una descripción cualitativa del frente de montaña, esto es consistente con los resultados mostrados en el presente trabajo. El estudio de termocronología desarrollado por Siravo *et al.* (2019) en zonas aledañas a la Falla de Bucaramanga arroja una tasa de exhumación de 0.1 a 0.25 m/ka, esto también es consistente con la información obtenida a partir de la geomorfología, sin embargo, resalta las limitaciones de este último para precisar tasas de levantamiento altas (> 0.08 m/ka) ya que no toma en cuenta la litología como un factor que influya en la sinuosidad del frente montañoso.

Por otro lado, el análisis de Azimut de cuencas (BA) muestra un movimiento horizontal en el Macizo de Santander debido a la cizalla y esta deformación se encuentra estrechamente relacionada al movimiento 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, & 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 inmersa 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 Macizo de Santander se encuentra dentro de la zona transpresiva generada por la falla de Bucaramanga y que el abanico de Bucaramanga se encuentra en las paredes de esta.

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 este documento ($16.5^\circ \pm 16.85$).

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

Por otra parte, los valores que arroja el método de Azimut de cuencas 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, lo que se traduce en un mayor ángulo de BA sin que haya necesariamente una mayor rotación en las cuencas.

El estudio de lomos de presión a lo largo de la Falla de Bucaramanga en el presente documento muestra de forma sistemática una dirección de propagación SE, es consistente con el modelo trezado para la Falla de Bucaramanga propuesto por Velandia & Bermúdez (2018) donde también se señala la deformación progresiva hacia el sur. Algunos de estos lomos con indicios de actividad tectónica reciente se encuentran cerca a comunidades como el Lomo Corozal cerca al municipio de Cepitá o el Lomo el Paulón cerca a la ciudad de Bucaramanga (Ver figura 28), lo que eventualmente podría ser un factor importante al realizar un estudio de amenaza sísmica en la zona.

8. Conclusiones

- La topografía del flanco occidental del Macizo de Santander permite diferenciar cinco unidades topográficas: Z1, Z2, Z3, Z4 y Z5, dentro de las cuales las zonas Z2, Z4 y Z5 se caracterizan por presentar valores anómalamente altos de relieve, pendiente y THi*.
- Las cuencas hidrográficas en las zonas Z4 y Z5 presentan una fuerte asimetría en dirección NE, esto sugiere un basculamiento activo en la parte suroriental del Macizo de Santander con las Fallas Cachirí, Rio Suratá, Rio Umpalá, Rio Perchiquez y Baraya como principales estructuras de levantamiento.
- El frente de montaña en las zonas Z3, Z4 y Z5 muestra una expresión topográfica recta y con valles profundos, lo que sugiere una tasa de levantamiento para estas zonas mayor a 0.08m/ka, por el contrario, los frentes relativamente más sinuosos y con valles más anchos de las zonas Z1 y Z2 sugieren una tasa de levantamiento de 0.03m/ka a 0.07m/ka
- La red de drenaje en el flanco occidental del Macizo de Santander sugiere una rotación horizontal antihoraria de 16.5° y también un levantamiento reciente de lomos de presión con dirección de propagación SE que afectan directamente la red de drenaje en el frente de montaña.

Recomendaciones

Los índices geomorfológicos son una herramienta muy importante y valiosa para identificar zonas con actividad neotectónica, sin embargo, este estudio se enfocó en un reconocimiento a escala regional, por lo cual se hacen las siguientes recomendaciones:

- Realizar estudios de índices geomorfológicos detallados en las zonas donde se resalta la actividad neotectónica, donde el Modelo digital de elevación (DEM) tenga una resolución espacial más pequeña e.g. DEM's basados en tecnología LIDAR.
- Utilizar mediciones de estrías en campo junto con estudios de isótopos cosmogénicos y luminiscencia óptica en el frente de montaña del Macizo de Santander para determinar y relacionar las tasas de levantamiento de la Falla de Bucaramanga.
- Emplear técnicas Paleomagnéticas en rocas del flanco occidental del Macizo de Santander con el fin de proporcionar una magnitud y dirección de rotación de bloques y comparar los diferentes métodos en esta zona.
- Realizar una cartografía geológica detallada y un análisis morfométrico de los Lomos de presión resaltados en el documento con redes de drenaje muy detalladas usando técnicas de fotogrametría y análisis en campo ya que estos lomos pueden estar relacionados directamente a fallas ciegas asociadas a la Falla de Bucaramanga.

Referencias Bibliográficas

- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., & Mora-Paez, H. (2006). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. En A. C. Ries, R. W. Butler, & R. H. Graham, *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward* (Vol. 272(1), págs. 303-319). Geological Society of London.
- Audemard, F. A. (2014). Block tectonics in and around the Caribbean: a review. En M. Schmitz, F. Audemard, & F. Urbani, *The northeastern limit of the South American Plate: Lithospheric structures from surface to the mantle* (págs. 29-78). Venezuela: Editorial Innovación Tecnológica–Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS).
- Audemard, F. A., & Castilla, R. (2016). Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 309-319.
- Bejarano, D., & Navas, A. (2018). Análisis estructural de los patrones de fracturamiento y su relación con el flujo de aguas. *Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander*, 153p.
- 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 Societe Geologique de France.*, 403-413.
- Bull, W. B., & McFadden, L. D. (1977). Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. En S. U. York, *Geomorphology in Arid Regions* (págs. 115-138). Binghamton.
- Burbank, D., McLean, K. B., Abdrakhmatov, K., & Miller, M. (1999). Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research*, 11, 75-92.
- Burbank, D., Meigs, A., & Brozovic', N. (1996). Interactions of growing folds and coeval depositional systems. *Basin Research*, 8, 199-223.
- Castelltort, S., Goren, L., Willett, S., Champagnac, L., Herman, F., & Braun, L. (2012). River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nat. Geosci.*, 5 (10), 744-748.
- Cortés, M., & Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403, 29-58.
- 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.
- Curray, J. (1956). The analysis of two-dimensional oriented data. *J. Geol.*, 117-131.
- Diederix, H. (2001). La geotectónica y la paleosismología para la evaluación del potencial sismogénico de las fallas activas en Colombia: necesidades y prioridades. *Memorias del VIII Congreso Colombiano de Geología, Manizales, Colombia*.

- 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, 18-23. Obtenido de https://revistas.uptc.edu.co/index.php/ingenieria_sogamoso/article/view/903
- 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. *Conference: XVII Congreso Peruano de Geología*, (págs. 1-5). Lima, Perú.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *J. geol. Soc. London*, 129, 93-131.
- García-Delgado, H., Machuca, S., Velandia, F., & Audemard, F. (2020). Along-strike variations in recent tectonic activity in the Santander Masiff: New insights on landscape evolution in the Northern Andes. *Journal of South American Earth Science*.
- 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. doi:10.1127/zfg/2019/0630
- Goren, L., Castelltort, 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. doi:<http://dx.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*.
- Guerit, L., Dominguez, S., Malavieille, J., & Castelltort, S. (2016). Deformation of an experimental drainage network in oblique collision. *Tectonophysics*, 210-222.
- Guerit, L., Goren, L., Dominguez, S., Malavieille, J., & Castelltort, S. (2018). Landscape stress and reorganization from chi-maps: Insights from experimental drainage networks in oblique collision setting. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 3152-3163.
- Guerrero, A. L., Gallucci, S. S., Michalijos, P., & Visciarelli, S. M. (2011). Países andinos: aportes teóricos para un abordaje integrado desde las perspectivas geográfica y turística. *Huellas*, 15, 121-138.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255-270.
- Hare, P., & Gardner, T. (1985). Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula Costa Rica. In: *Morisawa, M. and Hack, J.T., Eds., Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Allen and Unwin*, 123-134.
- Hargraves, R. B., Shagam, R., R., V., & Rodriguez, G. I. (s.f.). Paleomagnetic results from rhyolites (Early Cretaceous?) and andesite dikes at two localities in the Ocaña area, northern Santander Massif, Colombia. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 162, 299–302. doi:10.1130/MEM162-p299

- Jackson, J., Norris, R., & Youngson, J. (s.f.). The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: Evidence revealed by drainage patterns. *Journal of Structural Geology*, 18, 217-310.
- 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.
- Jordan, T. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate. *J. Geophys(Res. 80)*, 4433-4439.
- Kammer, A. (1999). Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana, Volumen 24*, 29-53.
- Keller, E. A. (1986). Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes. *National Academy Press*, 136-147.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics Earthquakes, Uplift and Landscape*. New Jersey: Prentice Hall.
- 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.
- Kellogg, J., Vega, V., Aiken, C., & Stallings, T. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. En P. Mann, *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (Vol. 295, pág. 75). Geological Society of America.
- Kirby, E., Whipple, K., & Harkins, N. (2008). Topography reveals seismic hazard. *Nature Geoscience*, 1(8), 485-487. doi:10.1038/ngeo265
- Lourdes, C., & Zoback, M. D. (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology*, 31, 721-724.
- Ma, Z., Peng, T., Feng, Z., Li, M., Li, X., Guo, B., . . . Song, C. (2019). Asymmetrical river valleys and their tectonic significance in the Maxianshan area, NE Tibetan Plateau. *Geomorphology*, 329, 70-80. doi:10.1016/j.geomorph.2019.01.001.
- Mantilla, L. C., Mendoza, H., Bissig, T., & Craig, H. (2011). Nuevas evidencias sobre el magmatismo Mioceno en el distrito minero de Vetas-California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología*, 33(1), 43-58.
- Martínez-Díaz, J. J. (1998). Neotectónica y Tectónica Activa del Oeste. *PhD Thesis, Universidad Complutense Madrid*, 470 p.
- 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*, 132.

- Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. M., Diederix, H., . . . Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes – A new GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 76-91. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002>
- Mörner, N. (1990). Neotectonics and structural geology; general. *Bull. Int. Quat. Assoc. Neotect. Comm*, 13.
- Obruchev, V. (1948). Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik. *Izv. Akad. Nauk*, 5, 13-24.
- Osorio, J., Hernández, C., Torres, E., & Botero, P. (2008). *Modelo Geodinámico del Macizo de Santander*. Informe interno INGEOMINAS.
- Oviedo Reyes, J. A. (2015). *Geomorfología Tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- 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. doi:<https://doi.org/10.3133/ofr00284>
- Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., Azañón, J. M., Azor, A., & González Lodeiro, F. (2009). Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface*, 16-25.
- Pérez-Peña, J., V., A.-A. M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., & Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104(135), 150. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>
- Pike, R. J. (2000). Geomorphometry -diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 24 (1), 1-20. doi:<https://doi.org/10.1177/030913330002400101>
- Pike, R., & Wilson, S. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geol.Soc.Am*, 82, 1079–1084.
- Restrepo-Pace, P. A. (1995). *Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological geochemical and isotopic data*. Arizona: Unpub. Ph.D. thesis, University of Arizona.
- Rockwell, T., Keller, E., & Johnson, D. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. *Geomorphology*, 183-207.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., & Telbisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape:. *Geomorphology*, 203-217.
- S.G.Wells, T.F.Bullard, C.M.Menges, P.G.Drake, P.A.Karas, K.I.Kelson, . . . J.R.Wesling. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 239-265.

- Sepúlveda, T. (2019). Neotectónica y paleosismología de la falla Mesamávida : evidencia de actividad cuaternaria tardía del cabalgamiento andino occidental (waf) en la Región del Maule, Chile Central (36°S). *Tesis de pregrado. Universidad de Concepción.*
- Sepúlveda-Jaimes, F. J., & Cabrera-Zambrano, F. H. (2018). Tomografía sísmica 3D del nido sísmico de Bucaramanga (Colombia). *Boletín de Geología, 40(2)*, 15-33. doi:<https://doi.org/10.18273/revbol.v40n2-2018001>
- Silva, P., Goy, J., Zazo, C., & Azcárate, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology, 50(1-3)*, 203-225.
- Siravo, G., Fellin, M. G., Faccenna, C., & Maden, C. (2019). 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.
- Székely, B. (2001). On the surface of the Eastern Alps — a DEM study. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A 60*, 1-124.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., . . . Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *TECTONICS, 19(5)*, 787-813.
- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B., & Szabó, J. (2013). Topographic swath profile analysis : a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie, 57(4)*, 485-513, 29p.
- Tryggvason, E., & Lawson, J. J. (1970). The intermediate earthquake source near Bucaramanga, Colombia. *Bullentin of the Seismological Society of America, 60(1)*, 269-279.
- Tschanz, C., Marvin, R., Cruz, B., Mehnert, H., & C, C. (1974). Geologic Evolution of Sierra Nevada de Santa Martha, Northerastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin, 85*, 273. doi: 10.1130/0016-7606(1974)85<273:GEOTSN>2.0.CO;2
- Ul-Hadi, S., Khan, S. D., Owen, L. A., & Khan, A. S. (2012). 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.
- Van der Lelij, R. J., Spikings, R., & Mora, A. (2016). Thermochronology and Tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos, 248*.
- 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. 222.
- Velandia, F., & Bermudez, 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*. doi:10.1016/j.jsg.2018.07.020
- 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, Vol 31*(No 2), 37-56.
- Velandia, F., García-Delgado, H., Zuluaga, C. A., López, J. A., Bermúdez, M. A., & M, 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*.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104087>
- Villamizar Escalante, N. (2017). Historia de exhumación del bloque este de la falla de Bucaramanga usando termocronología de baja temperatura, Santander, Colombia. *Maestría thesis, Universidad Nacional de Colombia - Sede Bogotá*.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., & Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, departamento de Santander. *boletingeo, vol. 21*, 1-134.
- 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 Almacik Block. *Geomorphology, 297*, 55-68.