

Geomorfometría y actividad tectónica reciente al norte del Piedemonte Llanero colombiano

Xiomy Alejandra Romero Jaimes

Trabajo de Grado para Optar el Título de Geólogo

Director

Francisco Alberto Velandia Patiño

Geólogo, Ph D. Geociencias

Codirector

Helbert Schneider García Delgado

Geólogo

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2025

Dedicatoria

A mis queridos padres y hermanos, por su amor incondicional, apoyo constante y los valores que me han guiado en este camino.

Agradecimientos

A mi familia, por su amor incondicional, paciencia y apoyo emocional durante este proceso; sin ustedes, este logro no habría sido posible.

A mi director y a mi codirector, por su invaluable guía, conocimientos y dedicación que me orientaron en cada etapa del trabajo de grado.

A la Universidad Industrial de Santander, por su aporte académico integral, el acompañamiento exhaustivo en los procesos administrativos y el entorno que fomentó mi crecimiento profesional.

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción.....	10
1. Planteamiento de problema.....	11
2. Justificación.....	12
3. Objetivos.....	14
3.1. Objetivo General.....	14
3.2. Objetivos Específicos.....	14
4. Configuración geológica.....	15
4.1. Registro sismológico y actividad neotectónica.....	21
5. Metodología.....	23
5.1. Geomorfometría.....	23
5.2. Neotectónica.....	24
5.3. Índices geomorfológicos.....	24
5.4. Análisis topográfico.....	24
5.4.1. Relieve local (RL).....	25
5.4.2. Pendiente (P) y variabilidad de la pendiente (VarP).....	25
5.4.3. Swath profiles (perfiles en franja).....	26
5.5. Análisis en dinámicas fluviales.....	27
5.5.1. Factor de Asimetría de la cuenca (AF).....	28
5.5.2. Relación alto del valle y ancho del valle (Vf).....	29

5.5.3. Índice de Hack o SL (Índice de gradiente de longitud de corriente).....	29
5.5.4. Índice de verticalidad de la cuenca (ksn)	32
5.5.5. Índice χ (Chi) y métricas de Gilbert	34
5.6. Proceso metodológico.....	38
5.6.1. Etapa I: recopilación bibliográfica	38
5.6.2. Etapa II: procesamiento de DEM	38
5.6.3. Etapa III: análisis de resultados.....	39
6. Resultados e interpretación	40
6.1. Análisis topográfico.....	40
6.1.1. Perfiles Swath.....	42
6.2. Análisis de cuencas hidrográficas.....	49
6.2.1. Índice AF.....	50
6.2.2. Índice Vf.....	52
6.3. Análisis hidrodinámico.....	54
6.3.1. Índice de Hack (SL) y SL-HCA	54
6.3.2. Índice ksn	56
6.3.3. Índice Chi	59
7. Discusión.....	62
8. Conclusiones	68
9. Recomendaciones.....	70
Referencias Bibliográficas	71

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1. Configuración tectónica regional	17
Figura 2. Geología y estratigrafía	19
Figura 3. Mapa sismológico del área de estudio.....	22
Figura 4. Cálculo de factor de Asimetría (AF), índice Vf e índice de Hack (SL).....	31
Figura 5. Clasificación de puntos de quiebre (knickpoints)	33
Figura 6. Cuencas y perfiles fluviales con medidas de Chi.....	35
Figura 7. Métricas de Gilbert.....	37
Figura 8. Diagrama de procesos	39
Figura 9. Mapas de análisis topográfico	41
Figura 10. Ubicación de Perfiles Swath.....	43
Figura 11. Perfil Swath SP1 con valores de RL y THi*	44
Figura 12. Perfil Swath SP2 con valores de RL y THi*	45
Figura 13. Perfil Swath SP3 con valores de RL y THi*	46
Figura 14. Perfil Swath SP4 con valores RL y THi*	47
Figura 15. Perfil Swath SP5 con valores RL y THi*	48
Figura 16. Perfil Swath SP6 con valores RL y THi*.....	49
Figura 17. Mapa de índice de asimetría (AF) e índice Vf	51
Figura 18. Mapa de índice de Hack (SL).....	55
Figura 19. Mapa de Ksn, KsnGrid y KsnStGrid.....	58
Figura 20. Mapa Chi y Métricas de Gilbert.....	60

Lista de Anexos

Los anexos están adjuntos y puede visualizarlos en la base de datos del repositorio institucional de la biblioteca UIS.

Anexo 1. Mapa geomorfológico

Anexo 2. Tabla de datos de perfiles Swath

Anexo 3. Tabla de datos e interpretación de los índices AF y Vf

Anexo 4. Tabla y mapa de análisis de datos de SL y SL-HCA

Anexo 5. Mapas de índice de verticalidad del a cuenca (Ksn)

Anexo 6. Mapa de índice Chi y Diagramas de distribución de valores

Anexo 7. Mapa de métricas de Gilbert

Resumen

Título: Geomorfometría y actividad tectónica reciente al norte del Piedemonte Llanero colombiano

Autor: Xiomy Alejandra Romero Jaimes

Palabras Clave: Piedemonte Llanero, Índices geomorfológicos, Geomorfometría, Neotectónica, Cordillera Oriental, Análisis fluvial, Análisis topográfico.

Descripción:

El presente trabajo estudia la geomorfometría y actividad tectónica reciente en el sector norte del Piedemonte Llanero colombiano, entre Cubará (Boyacá) y Hato Corozal (Casanare). Ante desafíos de accesibilidad, se utiliza un enfoque morfométrico integrado con un Modelo Digital de Elevación (DEM) de 30 metros de resolución. El objetivo es identificar zonas de actividad tectónica reciente mediante índices geomorfológicos, incluyendo análisis topográfico, de asimetría de cuencas, red de drenaje e inestabilidad de divisorias.

Se evalúan índices como relieve local (RL), pendiente (P) y variabilidad de pendiente (VarP) para caracterizar la topografía; factor de asimetría (AF) y relación alto del valle-ancho del valle (Vf) para segmentación y basculamiento de bloques; índice de Hack (SL) para levantamientos tectónicos; y verticalidad de cuenca (ksn), Chi y métricas de Gilbert para erosión y desequilibrio fluvial.

Los resultados revelan un levantamiento cortical generalizado en la Cordillera Oriental, impulsando incisión fluvial y basculamientos compartimentados por fallas como Chucarima y Tame. En el Piedemonte Llanero, anomalías en la red de drenaje y perfiles transversales indican migración de deformación hacia el este, evidenciada por sismicidad superficial y en estructuras como la Falla Paz Ariporo. Esto confirma un modelo de transpresión en la sintaxis del Cocuy, con acortamiento E-O acomodado por escape lateral, generando un paisaje en transición hacia equilibrio dinámico forzado.

Los hallazgos resaltan la efectividad de herramientas SIG remotas para superar limitaciones de campo, abriendo vías para futuras investigaciones con geodesia y geofísica para cuantificar deformación y zonas de levantamiento producido por actividad tectónica reciente.

* Trabajo de Grado

** Facultad de Fisicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. PhD. Geociencias. Codirector: Helbert Schneider García Delgado. Geólogo

Abstract

Title: Geomorphometry and Recent Tectonic Activity in the Northern Llanos Foothills, Colombia.

Author: Xiomy Alejandra Romero Jaimes

Key Words: Llanos Foothills, Geomorphological indices, Geomorphometry, Neotectonics, Eastern Cordillera, Fluvial analysis, Topographic analysis

Description:

This thesis studies geomorphometry and recent tectonic activity in the northern sector of the Colombian Llanos Foothills, between Cubará (Boyacá) and Hato Corozal (Casanare). Facing accessibility challenges, an integrated morphometric approach is used with a 30-meter resolution Digital Elevation Model (DEM). The objective is to identify zones of recent tectonic activity using geomorphometric indices, including topographic analysis, basin asymmetry, drainage network, and divide instability.

Indices such as local relief (RL), slope (P), and slope variability (VarP) are evaluated to characterize topography; basin asymmetry factor (AF) and valley height-width ratio (Vf) for block segmentation and tilting; Hack's index (SL) for tectonic uplift; and basin steepness (ksn), Chi, and Gilbert metrics for fluvial erosion and disequilibrium.

Results reveal generalized crustal uplift in the Eastern Cordillera, driving fluvial incision and tilting compartmentalized by faults like Chucarima and Tame. In the Llanos Foothills, anomalies in the drainage network and transverse profiles indicate eastward deformation migration, evidenced by shallow seismicity and structures like the Paz Ariporo Fault. This confirms a transpression model in the Cocuy syntaxis, with E-W shortening accommodated by lateral escape, generating a landscape transitioning toward forced dynamic equilibrium.

Findings highlight the effectiveness of remote GIS tools to overcome field limitations, opening avenues for future research integrating geodesy and geophysics to quantify deformation and uplift zones produced by recent tectonic activity.

* Degree Work

** Faculty of Physicochemistry. School of Geology. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. PhD. Geosciences. Co-Director: Helbert Schneider García Delgado. Geologist.

Introducción

La actividad neotectónica del flanco oriental de la Cordillera Oriental (CO) de Colombia se manifiesta a través de una notable sismicidad superficial y eventos históricos devastadores, como el sismo de Tauramena de 1995 (Dimaté et al., 2003). Sin embargo, la evaluación de la deformación reciente en el Piedemonte Llanero se ve obstaculizada por diferentes factores que incluyen limitaciones de accesibilidad, escasez de fondos para investigación, condiciones ambientales adversas, entre otros. Frente a estos desafíos, la geomorfometría y el análisis de índices morfométricos surgen como herramientas esenciales para identificar y cuantificar la actividad tectónica relativa reciente a partir de la respuesta del paisaje y la red de drenaje (Pérez-Peña et al., 2010; Keller y Pinter, 2002) a procesos tanto endógenos como exógenos.

Este estudio se enfoca en el sector norte del Piedemonte Llanero, entre los municipios de Cubará (Boyacá) y Hato Corozal (Casanare), con el objetivo de identificar zonas de actividad tectónica reciente mediante la aplicación integrada de índices geomorfométricos. Para ello, se realizaron cuatro tipos de análisis: topográfico, de asimetría de cuencas, de red de drenaje y de inestabilidad de divisorias, orientados a detectar evidencias morfológicas de actividad neotectónica en la región. La metodología se implementó a partir de un Modelo Digital de Elevación (*DEM*, por sus siglas en inglés) procesado en un entorno de Sistemas de Información Geográfica (SIG).

A través del análisis de anomalías topográficas, dinámicas fluviales y desequilibrio de divisorias, se busca contribuir a la comprensión de los modelos de deformación reciente en esta porción de la CO, generando insumos técnicos que apoyen la evaluación de la amenaza sísmica y la gestión territorial en una región de alta complejidad tectónica.

1. Planteamiento de problema

La actividad neotectónica del flanco oriental de la CO de Colombia es evidente por la abundante sismicidad superficial, incluyendo varios eventos devastadores en los últimos 200 años, destacando el sismo de Tauramena (6.5Ms) en 1995, ocurrido en las estribaciones de la CO, en el Piedemonte Llanero (Dimaté et al., 2003; Veloza et al., 2015) o eventos recientes como el ocurrido en Paratebueno, Cundinamarca de 6.5Ms a mitad del año 2025 (Servicio Geológico Colombiano, 2025). En esta región, límite entre el relieve abrupto de la CO y la Cuenca Llanos, varios sismos se han registrado cerca de las principales fallas y pliegues de la zona, donde además los depósitos no consolidados han ayudado a aumentar la intensidad percibida en los centros poblados (Veloza et al., 2015).

Un estudio morfotectónico integra diversas ramas del conocimiento geológico para evaluar la actividad neotectónica. Esto incluye la identificación de tasas de levantamiento y deformación en depósitos cuaternarios, lo cual requiere de una cartografía y la morfología asociada para reconocer patrones de deformación. Sin embargo, en ocasiones, la falta de exposición de los depósitos cuaternarios, como ocurre en el flanco oriental de la cordillera, dificulta la evaluación de la actividad tectónica reciente (Oviedo, 2015).

La zona de estudio, ubicada en el flanco oriental de la CO y el norte del Piedemonte Llanero, presenta obstáculos que dificultan las investigaciones de campo orientadas a caracterizar la actividad tectónica reciente y evaluar la amenaza geológica sobre la población (sísmica y fenómenos de remoción en masa), como: (i) una densa cobertura vegetal en las laderas, que limita severamente la visibilidad y el acceso físico (Dimaté et al., 2003) caso específico de la cordillera; (ii) una escasa infraestructura vial, sumada a antecedentes de conflicto social y presencia de grupos al margen de la ley, lo que genera serias restricciones de

accesibilidad y seguridad para las observaciones directas; y (iii) una limitada disponibilidad de apoyo económico para estudios detallados in situ.

En este contexto, los estudios preliminares a nivel regional mediante sensores remotos — como imágenes satelitales y *DEM* — se presentan como una herramienta fundamental, ya que estos ofrecen: (i) una amplia cobertura espacial para detectar patrones morfoestructurales y lineamientos estructurales; (2) la capacidad de analizar áreas remotas o de alto riesgo sin los peligros del trabajo de campo; (3) la rapidez en la adquisición y procesamiento de datos multitemporales para identificar anomalías; y (4) una significativa reducción de costos, al orientar campañas de muestreo focalizado (Oviedo, 2015; Moreno-Lozada, 2024).

2. Justificación

El carácter sismogénico del Piedemonte Llanero está demostrado y evidenciado por observaciones geomorfológicas y por registros históricos e instrumentales de sismicidad (Mora et al., 2010; Veloza et al., 2012; 2015). Una de las características más notables en el mapa de sismicidad de Colombia es la alineación de grandes sismos a lo largo del eje y borde oriental de la CO (Dimate et al., 2003; Red Sismológica Nacional de Colombia SGC, 2023; Figura 3).

El registro de sismicidad histórica del Servicio Geológico Colombiano (SGC) muestra aproximadamente veinticinco sismos con magnitudes ≥ 5.0 , sobre el flanco oriental de la CO, Piedemonte Llanero y Cuenca Llanos (Figura 1B). Dentro de estos eventos se resaltan cuatro, con magnitudes > 6.0 , que ocasionaron daños considerables en las poblaciones aledañas: (i) Altamira (Huila) de 7.1 Mw, evento ocurrido el 16 de noviembre de 1827, se referencia como uno de los más destructivos en Colombia reportando numerosos muertos y heridos, colapso de varias edificaciones, movimientos en masa que represaron quebradas como Mayo y La Honda lo

cual genero posteriormente avenidas torrenciales que causaron muertes, daños en cultivos y construcciones. Los efectos de este evento se vieron aumentados por la temporada invernal en la cual la combinación sismo y lluvia como agentes detonantes de movimientos en masa, favoreciendo su ocurrencia en varios municipios (Sarabia et al., 2006; Sarabia-Gómez, 2025); (ii) Tauramena (Casanare) de 6.5 Mw (19 de enero de 1995), los daños más severos se concentraron en los departamentos de Boyacá y Casanare, se sintió intensamente en ciudades como Villavicencio, Bucaramanga, Cúcuta, Arauca, Medellín y Pereira, se presentaron movimientos en masa que obstruyeron vías y afectaron viviendas y cultivos, hasta el 31 de marzo, la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) registró más de 1.000 réplicas, ocho de ellas con magnitudes ≥ 4.5 , las cuales agravaron los daños existentes (Dimaté et al., 2003; Sarabia et al., 2024); (iii) San Juanito (Meta) de 6.1 Mw, ocurrido el 17 de agosto de 2023 el cual fue ampliamente sentido, desde la Costa Caribe hasta Nariño, el evento afecto principalmente los municipios de San Juanito y El Calvario en el departamento del Meta, al igual que en Gachalá y Ubalá en Cundinamarca donde se reportó el mayor número de edificaciones averiadas y destruidas, así como numerosos movimientos en masa (Sarabia et al., 2024); (iv) Paratebueno (Cundinamarca) de 6.5 Mw de profundidad superficial (8 de junio de 2025), uno de los más significativos de la región en los últimos 30 años. Este evento generó una secuencia sísmica de más de 200 réplicas, todas con magnitudes inferiores a 5.0 Mw. Las consecuencias más críticas se materializaron en la vereda La Europa, donde el sismo reactivó un extenso movimiento en masa de tipo traslacional de aproximadamente 100 hectáreas en la cuenca del caño Naguaya, el cual obstruyó completamente el cauce del caño Grande y parcialmente el del caño Naguaya, creando represamientos de agua. Los impactos directos incluyeron; daños en la vía a Medina, afectación de postes del tendido eléctrico, la caída de cientos de árboles sobre un área de 70

hectáreas —algunos sobre viviendas—, y daños estructurales graves en el corregimiento de Santa Cecilia, con el colapso de viviendas, la escuela local y la iglesia (SGC, 2025).

Además de los eventos mencionados, a lo largo de la CO han ocurrido otros que han causado pérdidas de vidas humanas, daños a la infraestructura y efectos ambientales, como movimientos en masa, represamientos de ríos y avenidas torrenciales (Figura 1B). Estos incidentes subrayan la necesidad de realizar estudios de neotectónica en la región. Sin embargo, la investigación en el norte de la cordillera se ve limitada por los problemas antes mencionados. Por ello, se propone una metodología alternativa que emplee herramientas SIG para mejorar la medición de tasas de levantamiento tectónico y facilitar la identificación de áreas con actividad tectónica reciente. Esto convierte a la geomorfología tectónica en una herramienta clave para analizar la evolución geológica reciente, proporcionando un insumo para la evaluación de amenazas naturales (Liu et al., 2022). Se espera que los resultados de este estudio contribuyan a una mejor comprensión de los modelos de deformación y generen información técnica valiosa para los tomadores de decisiones.

3. Objetivos

3.1. Objetivo General

Identificar zonas de actividad tectónica reciente al norte del Piedemonte Llanero y al este de la Cordillera Oriental por medio de índices geomorfométricos, en el tramo entre los municipios de Cubará (Boyacá) y Hato Corozal (Casanare).

3.2. Objetivos Específicos

Caracterizar las variaciones topográficas del paisaje como función de la actividad tectónica y climática, mediante el análisis de perfiles topográficos y métricas del terreno como la variabilidad de la pendiente, la pendiente media y el relieve local.

Comprender la segmentación y el basculamiento de bloques del frente montañoso asociado al sistema de fallas de Guaicaramo, mediante un estudio morfométrico que integra los índices de Factor de Asimetría (AF) y la relación alto del valle – ancho del valle (Vf).

Establecer zonas de posible levantamiento tectónico reciente en el piedemonte llanero, a partir de la evidencia morfológica proporcionada por cambios en la pendiente longitudinal de los ríos, mediante la aplicación del índice de Hack (SL).

Evaluar patrones de erosión y desequilibrio en los canales fluviales del flanco oriental de la cordillera, por medio de los índices de verticalidad (Ksn) y Chi, incluyendo análisis con métricas de Gilbert.

4. Configuración geológica

La deformación de los Andes Colombianos y, por extensión, los cambios en el paisaje son función de procesos tectónicos regionales dictados por la colisión de las placas Nazca, Caribe y Sudamérica en la esquina NW de Sudamérica. La expresión superficial de dicha complejidad geodinámica ha llevado al desarrollo de múltiples cadenas montañosas separadas por valles y depresiones intramontañosas (Taboada et al., 2000; Bello y Gómez, 2018). De las tres cordilleras que conforman los Andes en Colombia, este trabajo se enfoca en la CO. Este cinturón orogénico se orienta en dirección N-NE y se extiende por aproximadamente 750 km desde el Macizo Colombiano hasta el Macizo de Santander, donde converge con la Serranía de Perijá y los Andes de Mérida (Figura 1B).

La CO es definida como un orógeno bivergente que se formó en respuesta a la contracción E-O, cuya fase principal de levantamiento tuvo lugar después del Mioceno medio (Cooper et al., 1995; Caballero et al., 2010), a través de la reactivación e inversión tectónica de

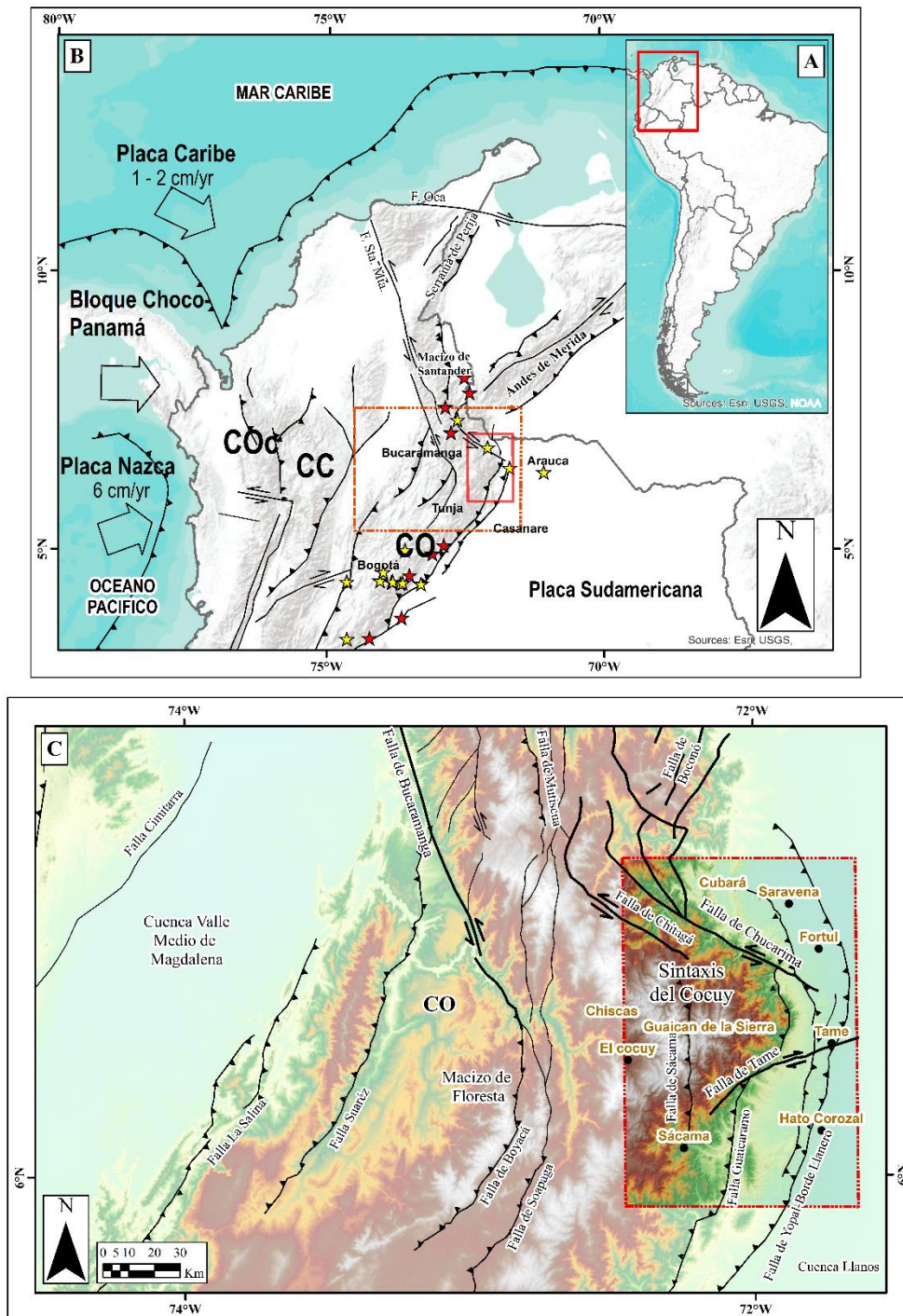
fallas normales en antiguas cuencas extensionales del Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Sarmiento, 2001; Mora et al., 2009; Caballero et al., 2010).

El frente montañoso del flanco oriental de la CO está delimitado por un sistema de cabalgamientos dirigidos hacia el este, los cuales forman un patrón cartográfico de segmentos de cabalgamiento en escalón con rampas laterales o fallas de desgarre intercaladas (Mora et al., 2010; Gómez-Tapias et al., 2007; Veloza et al., 2015). A lo largo del lado oriental del orógeno, son comunes dos familias estructurales principales: fallas inversas de alto ángulo, que afectan el basamento y representan los límites invertidos de los rifts mesozoicos; y fallas de empuje de bajo ángulo, responsables de la deformación de la corteza delgada, las cuales suelen nuclearse dentro de las secuencias sedimentarias mesozoicas y cenozoicas (Sarmiento, 2001; Kammer y Sánchez, 2006; Mora et al., 2006, 2009; Veloza et al., 2015; Figura 2).

Geográficamente la zona de estudio se ubica entre la cuenca mesozoica de la CO y la Cuenca de los Llanos Orientales, e incluye el frente montañoso del flanco oriental limitado por la Falla Guaicaramo y la zona de Piedemonte Llanero delimitada hacia el este por la Falla de Borde Llanero. Cubre parte de los municipios de Cubará, Güicán de la Sierra (Boyacá), Saravena, Fortul, Tame (Arauca) y parte de Hato Corozal (Casanare) (Figura 2). El área se localiza sobre lo que Mora et al. (2015) define como Sintaxis del Cocuy, una región con el relieve estructural y topográfico más destacado de la CO. Las sintaxis son áreas donde las tendencias orogénicas cambian abruptamente de dirección alrededor de un eje vertical (Burg y Podladchikov, 2000). Esta sintaxis es el resultado directo del escape hacia el oriente del cinturón móvil de la CO y está delimitada por fallas de rumbo: al norte por la falla lateral izquierda de Chucarima, y al sur por la falla lateral derecha de Tame (Mora et al., 2015; Velandia et al., 2020; Figura 1C).

Figura 1.

Configuración tectónica regional



Nota. El grafico muestra la localización general del área de estudio. A) Ubicación general de Colombia sobre Sudamérica; B) Mapa tectónico simplificado de Colombia, con las mayores provincias tectónicas. COc – Cordillera Occidental; CC – Cordillera Central; CO – Cordillera Oriental, el cuadro de

línea punteado rojo resalta la porción de la Cordillera Oriental donde se encuentra el área de estudio (recuadro rojo menor), la figura presenta algunos eventos del registro de sismicidad histórica del SGC sobre la Cordillera Oriental, estos eventos son de magnitud ≥ 5.0 Mw y profundidades que varían de 10-20 km, los cuales ocasionaron daños significativos en varias comunidades. Las estrellas amarillas marcan eventos donde solo afectaron infraestructura y conectividad mientras que las estrellas rojas marcan eventos que cobraron vidas debido al colapsos de estructuras o efectos ambientales (movimientos en masa o avenidas torrenciales) desencadenados por la intensidad del sismo y condiciones ambientales al momento del evento. C) La figura muestra las estructuras importantes sobre la CO y la ubicación del área de estudio sobre su flanco oriental. Figuras modificadas de Veloza et al., (2012, 2015) y Velandia et al., (2020).

En esta área, afloran rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico, cubiertas por depósitos aluviales cuaternarios dispuestos en franjas orientadas de norte a sur y agrupados en la Serie Río Negro-Une (denominada cretácico inferior sedimentario en la Figura 2; Ulloa y Arias, 1998; SGC, 2015b). Dicha serie predomina en la zona de estudio, extendiéndose desde la Sierra Nevada del Cocuy hasta la Falla Guaicaramo (SGC, 2015b). El relleno de la cuenca en las estribaciones orientales de la CO y la Cuenca Llanos se divide en tres secuencias principales que yacen sobre rocas sedimentarias paleozoicas y basamento proterozoico (Veloza et al., 2015). La deposición comenzó en el Jurásico Tardío y se prolongó hasta el Cretácico Temprano con una secuencia de conglomerados de la Formación Buenavista, sobre la cual se depositaron lutitas y areniscas de origen marino. A esta le siguieron las Formaciones Macanal, Caqueza y Fómeque, dominadas por lutitas y limolitas (Mora et al., 2006). Posteriormente, durante el Cretácico Temprano a Tardío, se depositaron las Formaciones Une, Chipaque y Guadalupe, reflejando un ambiente marino proximal asociado con la subsidencia térmica del rifting (Sarmiento, 2001; Veloza et al., 2015).

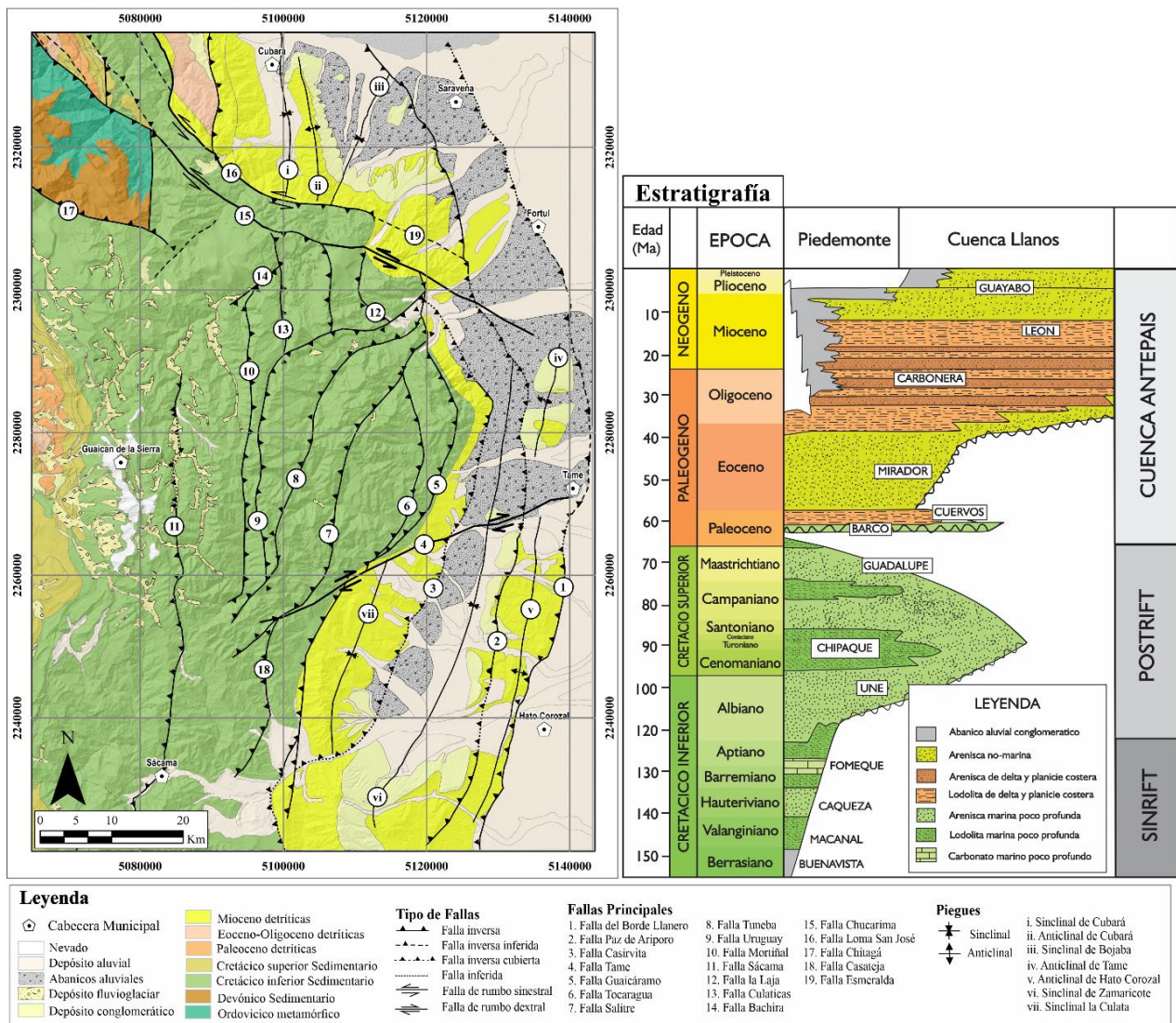
La secuencia postrift, que alcanza hasta 2 km de espesor en las estribaciones orientales, culmina en el límite Cretácico-Paleógeno. A partir de este punto, se observan depósitos clásticos de las Formaciones Barco, Cuervos y Mirador, con menos de 1 km de espesor en la zona del Piedemonte Llanero (Veloza et al., 2015). Estas unidades evidencian la influencia más oriental

de un cinturón de cabalgamiento emergente en la actual Cordillera Central (Bayona et al., 2008; Veloza et al., 2015). Finalmente, la secuencia sedimentaria concluye con las Formaciones Carbonera, León y Guayabo, las cuales registran la historia de erosión de la CO (Parra et al., 2009; Figura 2).

Figura 2.

Geología y estratigrafía

Mapa Geológico



Nota. Se observa el mapa geológico del área, se muestran las fallas principales definidas en el área de estudio. A la derecha de la imagen se muestra una columna estratigráfica generalizada de las estratificaciones orientales de la Cordillera Oriental y la Cuenca de los Llanos. Modificado de Mora et al., (2006), Parra et al., (2009), Veloza et al., (2015), SGC (2015a; 2015b).

Estructuralmente, la zona central del área de estudio se divide en dos regiones con estilos tectónicos distintos (Figura 2; SGC, 2015a). La zona occidental, caracterizada por una intensa compresión y limitada por la Falla Guaicaramo, presenta un desplazamiento oriental de la cordillera que causa plegamientos y rupturas en las rocas cretácicas y cenozoicas (Linares et al., 2003; Jimenez et al., 2005; Veloza et al., 2015). En contraste, la zona oriental, entre la Falla Guaicaramo y la Falla del Borde Llanero, exhibe amplios pliegues delimitados por fallas inversas o de cabalgamiento. En la zona de gran compresión, que se extiende desde la Sierra Nevada del Cocuy hasta el Piedemonte Llanero, se observan varios monoclinales separados por estas fallas, las cuales afectan las secuencias de rocas cretácicas y cenozoicas. Los bloques monoclinales, de occidente a oriente, incluyen: Bachira, Mortinal, Uruguay, Culaticas, La Laja, Colorada, Tuneba, Salitre, Tocoragua y Tate (SGC, 2015a, para saber la ubicación véase el Anexo 1).

El levantamiento de la Cordillera Oriental dio lugar a dos paisajes principales: uno montañoso y otro plano, caracterizados por tres ambientes morfogenéticos. Los procesos de plegamiento y fallamiento se enmarcan en el ambiente estructural, mientras que la actividad glacial sobre el área de la Sierra Nevada del Cocuy ha dejado marcas visibles en el paisaje (SGC, 2015a). Según el SGC (2015a), las unidades geomorfológicas se distribuyen de oeste a este de la siguiente manera: al noroeste, se encuentra un bloque tectónico elevado que alberga las rocas más antiguas; al oeste, se extienden monoclinales de la Serie Río Negro - Une, que presentan un relieve contrastado y un drenaje dendrítico, donde son frecuentes los depósitos coluviales y de talus generados por gelifracción. En el piedemonte llanero, se observan unidades estructurales y fluviales. Cercano al frente montañoso, se localizan pliegues sinclinales y anticlinales sobre rocas cretácicas, paleógenas y neógenas con drenaje dendrítico. Más al este, destaca el Anticlinal de Tame, que presenta colinas aplanadas y un drenaje paralelo (SGC, 2015b). Las unidades

fluviales comprenden abanicos aluviales predominantes, terrazas de acumulación formadas por eventos recientes de deposición y erosión, así como planicies de inundación donde los ríos depositan su carga (SGC, 2015a). Para un análisis visual complementario de la geomorfología del área de estudio, se remite al lector al Anexo 1.

4.1. Registro sísmológico y actividad neotectónica

El carácter sísmogénico del flanco oriental de la Cordillera Oriental está respaldado por observaciones geomorfológicas y registros históricos e instrumentales de sismicidad. Una característica destacada en el mapa de sismicidad de Colombia es la alineación de grandes sismos a lo largo del eje y borde oriental de la Cordillera Oriental (Figura 1B), así como franjas bien definidas de microsismicidad en los flancos oriental y centro-occidental, evidentes en las compilaciones instrumentales (Dimaté et al., 2003; RSNC del SGC, 2023; Figura 3A).

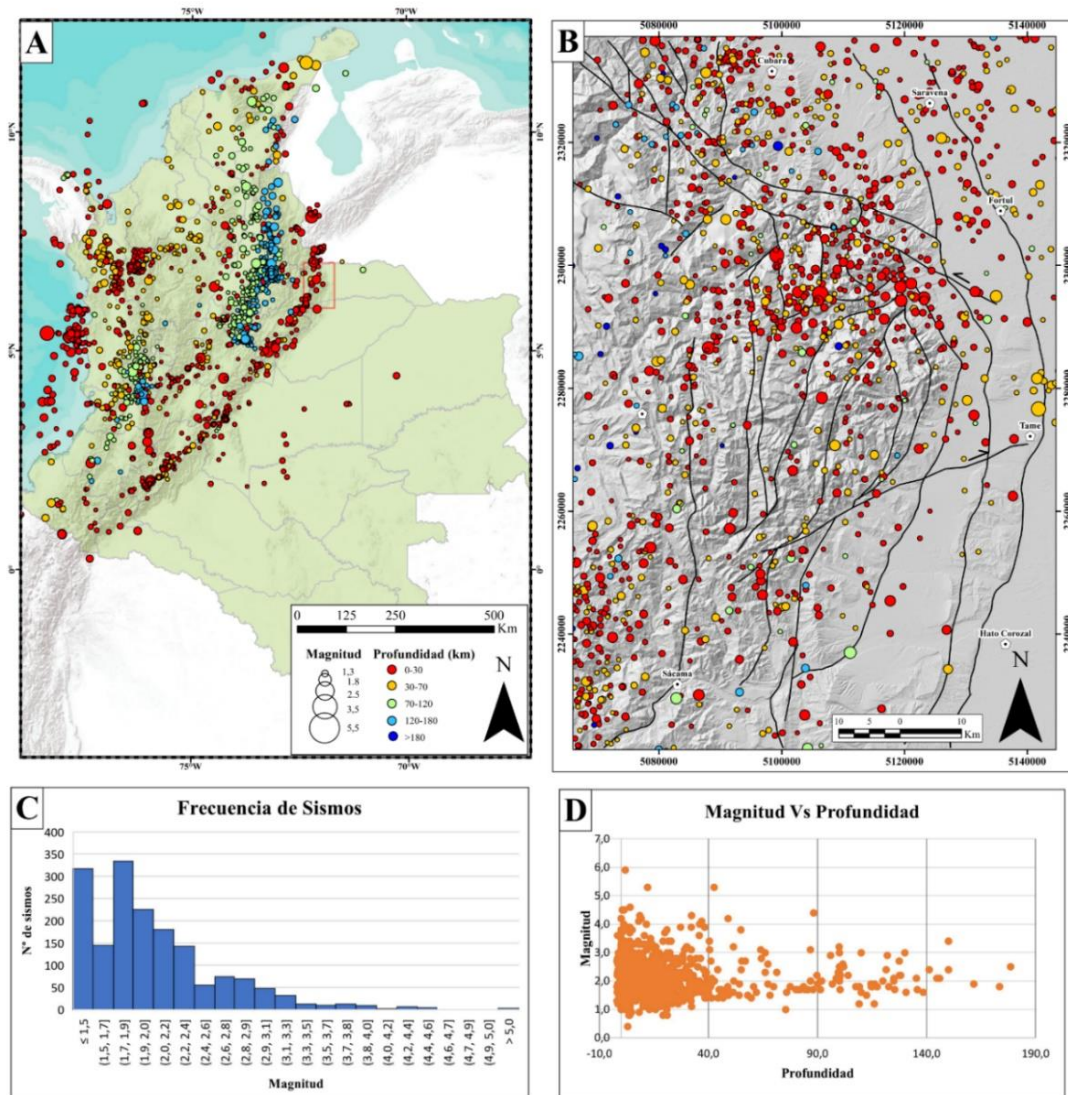
El registro de sismos en el área de estudio, abarcando un período de tiempo desde 1993 hasta el 2024, está compuesto principalmente por sismos de baja magnitud, que varían entre 1.5 y 3.0 (Figura 3C), y son en su mayoría superficiales, concentrándose principalmente en profundidades <40 km (Figura 3D).

Las evidencias de deformación activa a lo largo de las fallas frontales de la Cordillera Oriental incluyen geoformas tectónicas como escarpes de falla, depósitos cuaternarios plegados, anomalías en los patrones de drenaje, escarpes de flexión, terrazas basculadas y colinas de pendiente inversa (Vergara et al., 1996, Taboada et al., 2000, Dimaté et al., 2003).

En el área de estudio se reconoce actividad neotectónica manifestada a través de pliegues y fallas que afectan depósitos cuaternarios. La yuxtaposición de estratos cenozoicos sobre sedimentos cuaternarios a lo largo de estas estructuras refuerza el argumento de una deformación reciente en la región (Veloza et al., 2015).

Figura 3.

Mapa sísmológico del área de estudio



Nota. A) muestra los eventos durante febrero de 2023 según el catálogo sísmico del SGC, ilustrando las franjas de microsismicidad mencionadas. B) Este mapa contiene la información del Servicio Geológico Colombiano en su catálogo sísmico en el período comprendido desde el año 1993-2024, con un total de 1683 sismos registrados. C) muestra la frecuencia de sismos según un intervalo de magnitud registrado; D) presenta la magnitud con respecto a la profundidad del sismo.

La distribución de las evidencias sigue un patrón claro de sur a norte. En el sector sur, el Sinclinal de Zamaricote evidencia deformación compresional reciente a través del plegamiento de sedimentos de la Formación Corneta cubiertos por abanicos no plegados (SGC, 2015b). Hacia

el norte, la deformación se hace más compleja, sobre el piedemonte llanero, se observan características neotectónicas en formaciones cuaternarias deformadas, como las inclinaciones en rocas cuaternarias del Anticlinal y Sinclinal de Cubará hacia las fallas Loma San José y Paz Ariporo, que generan escarpes entre abanicos superiores e inferiores (SGC, 2015c). Asociada a esta zona, la Falla de Guaicaramo, la cual ha sido catalogada regionalmente como una falla inversa lateral derecha de actividad neotectónica (París et al., 2000); sin embargo, dentro de los límites del área de estudio, no se observan claramente sus efectos en depósitos cuaternarios, ya que aparece cubierta por sedimentos aluviales recientes (SGC, 2015a; 2015b). Finalmente, la Falla del Borde Llanero —definida como tectónicamente activa por París et al. (2000), atraviesa la zona de Tame, donde genera un escarpe entre abanicos inferiores y planicies aluviales (SGC, 2015a; 2015c). Estos rasgos morfológicos sugieren efectos tectónicos recientes que requieren de mayor investigación para cuantificar las tasas de deformación y caracterizar con detalle su actividad (Figura 2).

5. Metodología

5.1. Geomorfometría

La geomorfometría se enfoca en el estudio cuantitativo de las formas del relieve terrestre, abarcando la medición, análisis y modelado de características geomorfológicas mediante el uso de herramientas matemáticas y estadísticas (Pike et al., 2009). Este enfoque cuantitativo permite caracterizar el paisaje en términos de su tamaño, elevación (máxima, mínima, promedio) y pendiente. Tales medidas facilitan la comparación de diversas formas del relieve y el cálculo de parámetros que pueden ayudar a identificar características relacionadas con la actividad tectónica en una región (Keller & Pinter, 2002; Oviedo, 2015).

5.2. Neotectónica

La neotectónica es importante para la comprensión de la dinámica de estructuras geológicas actuales, ya que estudia los cambios recientes en la corteza terrestre y como estos procesos han influido en la formación del paisaje moderno (Hodges, 2000). En estos estudios, se utilizan técnicas como el análisis de fallas activas, la datación de eventos tectónicos recientes, la interpretación de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (*DEM*) para entender la actividad tectónica moderna y su impacto en la geografía actual (Pingel et al., 2013)

5.3. Índices geomorfológicos

Las características geomorfológicas de un área en particular pueden ser medidas e identificadas por índices geomorfológicos, los cuales han sido desarrollados como herramientas de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan deformación tectónica (Oviedo, 2015). En este trabajo se evalúan e interpretan en conjunto los índices geomorfológicos de: asimetría de la cuenca (*Af*), relación alto del valle-ancho del valle (*Vf*), índice de verticalidad de la cuenca normalizado (*Ksn*), índice de Hack (*SL*), índice de equilibrio de la cuenca de drenaje (*Chi*) y métricas de Gilbert.

El dato principal de entrada para este estudio será un Modelo *DEM* con resolución horizontal de 30m del sensor ALOS PALSAR obtenido de la página *Alaska Facilities* (<https://search.asf.alaska.edu/>), la cual es de uso libre.

5.4. Análisis topográfico

El análisis topográfico estudia características del relieve terrestre, como forma, pendiente y elevación, utilizando un *DEM* como insumo en un SIG (Goodchild & Li, 2012). Esta técnica emplea métodos matemáticos y estadísticos dentro de una ventana de análisis adecuada, tomando

la altura como base para el estudio geomorfológico (Moreno-Lozada et al., 2024). Estos procedimientos generan como resultado una serie de mapas que contienen parámetros a analizar:

5.4.1. *Relieve local (RL)*

El relieve local se determina restando la elevación mínima de la máxima, y mide la profundidad de la incisión fluvial en un área específica. En paisajes con actividad tectónica, las regiones donde el relieve local es notablemente alto suelen coincidir con áreas de incisión causada por corrientes activas, que responden al levantamiento de la roca (Molin et al., 2004; Oviedo, 2015).

$$RL = H_{max} - H_{min}$$

El análisis se realizará mediante estadísticas de vecindad dentro de una ventana de muestreo circular con un radio de 510 m, determinado por la longitud promedio de las laderas en las cuencas del área (medida desde la divisoria hasta el cauce del río).

5.4.2. *Pendiente (P) y variabilidad de la pendiente (VarP)*

El ángulo de pendiente se calcula como la primera derivada de los datos de elevación; representa el gradiente, o el cambio en la elevación perpendicular a las curvas de nivel, en la zona de estudio, sin tener en cuenta la altitud sobre el nivel del mar (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2009). La variabilidad de la pendiente describe cómo cambia la inclinación del terreno a lo largo de una región, Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2009) se refiere a esta variabilidad como a la diferencia entre el ángulo de pendiente mínimo y máximo dentro de un área determinada.

$$VarP = P_{max} - P_{min}$$

Para calcular el relieve local, la pendiente y su variabilidad (VarP), se utilizó la herramienta *Focal Statistics* de ArcGIS, con la ventana de muestreo mencionada anteriormente,

para crear un mapa generalizado que permita una visualización más clara de la información en áreas extensas. El mapa de pendiente inicial se generó con la herramienta *Slope* de ArcGIS.

5.4.3. *Swath profiles (perfiles en franja)*

Los perfiles *Swath* son secciones transversales extraídas del *DEM* que permiten analizar variaciones topográficas a lo largo de una franja de estudio, calculando elevaciones máximas, mínimas y medias dentro de una ventana de análisis definida (Oviedo, 2015). Estos perfiles son particularmente útiles para identificar patrones morfológicos asociados a deformaciones tectónicas, donde las elevaciones máximas definen una envolvente de picos topográficos y las mínimas se describen como una sub-envolvente que representan los fondos de valles, mientras la elevación promedio refleja el comportamiento general del paisaje (Scotti et al., 2014).

Para una interpretación más robusta, los perfiles *Swath* se complementan con el relieve local (RL) y el índice de hipsometría transversal mejorado (*THI**, por sus siglas en inglés). Este último índice es una adaptación de la integral hipsométrica (*HI*) que resuelve el problema de las pequeñas variaciones en elevaciones medias en transectos planos mediante una normalización logarítmica (w_i). Dado que la mayoría de los paisajes naturales presentan valores de *HI* entre 0.2 y 0.8 (Pérez-Peña et al., 2009), el *THI** reescala estos valores dentro de este rango para permitir comparaciones más precisas entre diferentes transectos, definiéndose como:

$$HI^* = \frac{HI - 0.2}{0.8 - 0.2}$$

$$THI^* = (HI^* - 0.5)w_i + 0.5$$

En la práctica, los perfiles se orientan perpendicularmente a las fallas principales para correlacionar estructuras geológicas con anomalías topográficas (Moreno-Lozada et al., 2024), en este trabajo se utiliza una franja de análisis de 10 km de ancho que abarca tanto zonas montañosas como el piedemonte. Su generación se realiza mediante la herramienta *Swath*

Profiler de ArcGIS (Pérez-Peña et al., 2017), que calcula automáticamente elevación máxima, media, mínima, RL y *THi**. Valores altos de la integral indican paisajes jóvenes caracterizados por un relieve accidentado con incisión y valles profundos, mientras que valores bajos representan paisajes donde el relieve es más uniforme y predominan los procesos erosionales (Keller & Pinter, 2002).

5.5. Análisis en dinámicas fluviales

La morfología de los ríos aluviales resulta del equilibrio entre fuerzas impulsoras (gravedad, descarga y pendiente del canal) y resistivas (viscosidad, rugosidad y fricción), ajustándose continuamente para mantener este balance (Keller & Pinter, 2002). Los sistemas fluviales responden a perturbaciones como cambios en el nivel base (definido por confluencias o límites estructurales) o variaciones climáticas que alteran los flujos de agua y sedimentos, modificando así los procesos de incisión y el perfil fluvial. La magnitud de esta respuesta depende de la relación entre la duración del forzamiento y el tiempo característico de ajuste del sistema (Whipple et al., 2013). Particularmente, los ríos asociados a fallas tectónicas son excelentes indicadores de deformación cortical, ya que registran desplazamientos horizontales mediante procesos como erosión lateral, captura fluvial y reorganización de redes de drenaje, evidenciando su dinámica adaptativa frente a fuerzas tectónicas (Guerit, 2016; Oviedo, 2015; Moreno-Lozada et al., 2024).

En respuesta a estructuras de levantamiento activo, los ríos pueden experimentar tres efectos: (i) continuar fluyendo con una trayectoria desviada, (ii) incidir más profundamente, o (iii) cambiar de ruta. Un río antecedente puede formar un salto de agua (*water gap*) al atravesar una estructura en crecimiento, mientras que, si la elevación supera la capacidad del río para descender, puede encontrar una nueva ruta y formar un salto de viento (*wind gap*). Además,

pueden aparecer corrientes desfasadas (*offset streams*) que ocurren cuando ríos cruzan una falla de deslizamiento activa (Keller & Pinter, 2002). Estos fenómenos son cuantificables mediante índices geomorfológicos que evalúan tanto el comportamiento de las cuencas de drenaje como la dinámica de las redes fluviales en el área de estudio, proporcionando herramientas clave para analizar la interacción entre procesos fluviales y tectónicos.

5.5.1. *Factor de Asimetría de la cuenca (AF)*

El índice AF, se calcula como:

$$AF = 100 \left(\frac{Ar}{At} \right)$$

Donde Ar representa el área de la cuenca a la derecha del flujo principal y At el área total de la cuenca (Keller & Pinter, 2002; Figura 4B). Este índice detecta basculamientos transversales al flujo principal y se representa mediante vectores con magnitud y dirección, permitiendo identificar áreas con asimetrías anómalas mediante el análisis de múltiples cuencas adyacentes (Cox, 1994; Moreno-Lozada et al., 2024). Valores cercanos a 50 indican flujo estable, mientras que valores significativamente mayores o menores sugieren basculamiento, siendo más preciso en cuencas homogéneas litológicamente y sin influencia climática variable (Keller & Pinter, 2002).

Un ejemplo aplicado en la península de Nicoya (Costa Rica) muestra cómo los valores de AF aumentan hacia el noreste cerca del lineamiento de montaña, con cuencas en la zona superior del basculamiento presentando $AF > 50$ (Figura 4A). Para estandarizar su representación cartográfica, Pérez-Peña et al. (2010) proponen la fórmula normalizada AF*;

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

Para unificar las magnitudes y evitar confusiones al momento de presentar sobre un mapa los valores de este índice. La delimitación de cuencas para este análisis se realiza con las herramientas *BasinPicker* y *ProcessRiverBasins* de MATLAB, mientras que los cálculos posteriores se implementan en ArcGIS.

5.5.2. *Relación alto del valle y ancho del valle (Vf)*

Este índice ayuda a distinguir entre cañones de piso ancho o en forma de “U” con valores relativamente altos de Vf lo cual indica tasas de levantamiento bajas y cañones en forma de “V” con valores bajos de Vf que indican corrientes incisivas activas asociadas con levantamiento (Keller & Pinter, 2002). Vf es definido como la relación del ancho del valle y la altura promedio de una corriente y se calcula como (Bull & McFadden, 1977):

$$Vf = \frac{2Vfw}{[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]}$$

Donde Vfw es el ancho del piso del valle, Eld y Erd son las elevaciones del lado izquierdo y derecho del valle respectivamente y Esc es el promedio de la elevación del piso del valle o canal. Estas medidas se encuentran ilustradas en la Figura 4C.

Estos parámetros se miden a una distancia determinada del frente de montaña para cada valle en evaluación (Keller & Pinter, 2002). Para este estudio se tomará una distancia de 10% desde el punto más bajo del drenaje (límite entre cordillera y piedemonte).

5.5.3. *Índice de Hack o SL (Índice de gradiente de longitud de corriente)*

El índice de gradiente de longitud de corriente propuesto por Hack (1973), se define como:

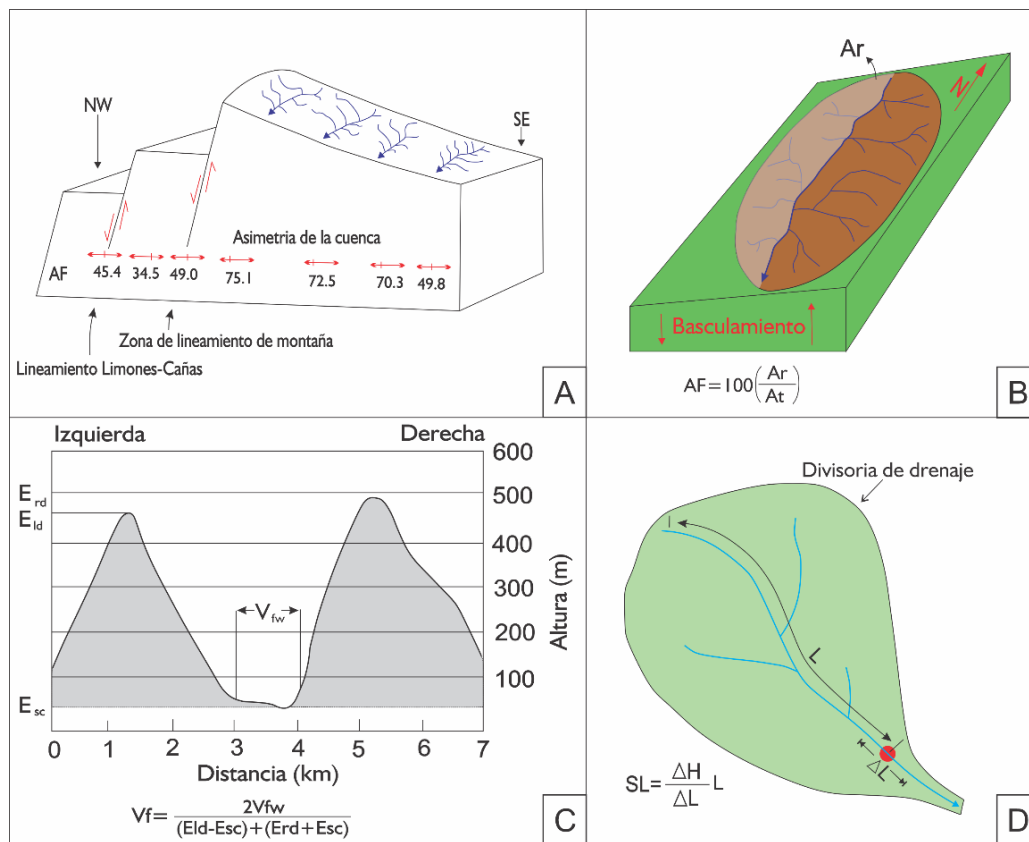
$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L \times L}$$

Donde ΔH es la diferencia entre la cota superior y la cota inferior del tramo evaluado, ΔL es la longitud entre estas cotas y L corresponde a la longitud acumulada desde el punto inicial de interés hasta el punto intermedio del tramo evaluado (Sepulveda, 2019; Figura 4D). Este índice es sensible a los cambios en la pendiente del canal, permitiendo evaluar posibles factores relacionados con la actividad tectónica, la resistencia de la roca y la topografía (Hack, 1973; Keller & Pinter, 2002, Viveen, et al., 2021). Su utilidad radica en identificar fallas (incluyendo ciegas) mediante la detección de *knickpoints* (picos de SL), que reflejan perturbaciones por: (i) levantamiento tectónico localizado debido a fallas; (ii) erosión diferencial debido a cambios litoestructurales; (iii) movimientos en masa; (iv) captura fluvial y erosión en la cabecera; (v) rasgos antropogénicos, debido a esto la interpretación geológica y morfogenética apropiada de las anomalías de SL es fundamental (Silva et al., 2003; Radaideh & Mosar, 2019; Whipple et al., 2013; Troiani et al., 2017; Piacentini et al., 2020).

Para el procesamiento sistemático de los datos, se empleará la herramienta SLiX (Piacentini et al., 2020) en el entorno ArcGIS. Esta herramienta permite el cálculo automatizado del índice SL a lo largo de la red de drenaje, utilizando un espaciado constante entre puntos de 50 metros. Posteriormente, con el fin de identificar anomalías estadísticamente significativas y superar la subjetividad inherente a la definición de umbrales arbitrarios, se aplicará el Análisis de *Hotspot and Cluster (SL-HCA)* propuesto por Troiani et al. (2017).

Figura 4.

Cálculo de factor de Asimetría (AF), índice Vf e índice de Hack (SL)



Nota. A) muestra los factores de asimetría para la Península de Nicoya, la cual presenta un basculamiento hacia el SE, adaptado de Hare & Gardner (1985); B) muestra un bloque diagrama de los elementos para calcular AF; C) Corte topográfico con los datos necesarios para el cálculo del índice Vf; D) ilustra los datos necesarios para el cálculo del índice de Hack o SL. Adaptados de Keller & Pinter, (2002)

Esta técnica, implementada en un módulo específico de SLiX, basado en el análisis estadístico espacial local *Getis-Ord Gi*. Dicho estadístico permite identificar agrupaciones espaciales (*clusters*) de valores anómalos que no se distribuyen de forma aleatoria. Específicamente, detecta zonas con valores significativamente altos (*hotspots* o puntos calientes) y bajos (*coldspots* o puntos fríos), asignándoles un nivel de confianza estadística ($p < 0.10$, $p < 0.05$, $p < 0.01$). Un punto caliente representa, por tanto, un tramo de cauce donde se concentran valores de SL inusualmente elevados en comparación con el conjunto de datos, señalando la

presencia de una *knickzone* robusta. La intensidad de cada punto caliente es proporcional a la suma de los valores G_i dentro de la zona anómala. La principal ventaja de este enfoque es su capacidad para filtrar el ruido espacial y destacar automáticamente las anomalías más relevantes, lo que facilita la priorización de áreas críticas, como los *knickzones* del Piedemonte Llanero, para su estudio e interpretación morfogénica detallada.

5.5.4. Índice de verticalidad de la cuenca (K_{sn})

Los canales rocosos (*bedrock channels*) son elementos fundamentales en el modelado del relieve montañoso, actuando como transmisores de señales tectónicas y climáticas (Whipple et al., 2013; Oviedo, 2015). Su morfología puede cuantificarse mediante la ley de potencia de Flint (1974), que relaciona la pendiente del canal (S) con el área de drenaje (A) a través de la ecuación:

$$S = k_s A^{-\theta}$$

Donde S representa la pendiente local del canal, A es el área de drenaje aguas arriba, y k_s y θ se denominan índices de verticalidad y concavidad. El índice de concavidad (θ) es una relación de dos variables (m/n) que adquieren valores que reflejan la mecánica del proceso de incisión fluvial. Este índice hace distinción entre la tasa de cambio de la pendiente con el área de drenaje y la distancia aguas abajo (Whipple et al., 2013), θ puede considerarse independiente del clima, la litología y la tectónica (Wobus et al., 2006; Whipple et al., 2013).

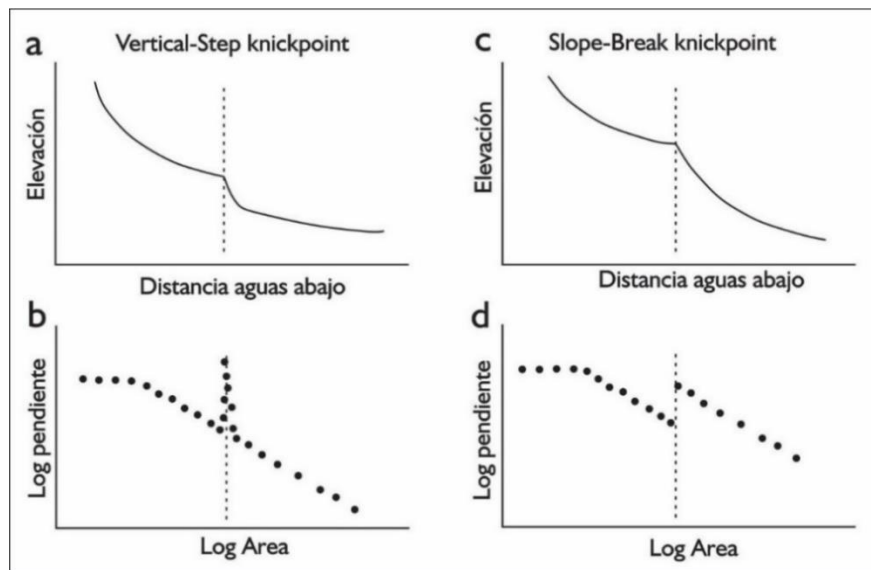
Mientras θ (entre 0.35-0.65 en condiciones de equilibrio) es relativamente independiente de factores externos (Wobus et al., 2006; Whipple et al., 2013), k_s es altamente sensible a perturbaciones, lo que llevó al desarrollo del índice normalizado (k_{sn}) usando un valor de concavidad de referencia (θ_{ref}) regional para permitir comparaciones entre cuencas (Wobus et al., 2006; Kirby & Whipple, 2012).

$$S = k_{sn}A^{-\theta_{ref}}$$

La aplicación de estos índices permite identificar *knickpoints*, que son discontinuidades en los perfiles fluviales que responden a perturbaciones. Se distinguen dos tipos principales: (i) puntos de escalón vertical (*vertical-step knickpoints*) pequeños y discretos en el relieve de la cuenca generalmente no tienen un significado tectónico directo y (ii) puntos de ruptura de pendiente (*slope-break knickpoints*), que se desarrollan típicamente en respuesta a cambios persistentes en los esfuerzos (Kirby & Whipple, 2012). Estos últimos son particularmente relevantes, ya que marcan la migración progresiva de señales erosivas aguas arriba, donde el tramo inferior se ajusta primero a nuevas condiciones mientras el superior mantiene su perfil original (Crosby & Whipple, 2006; Whipple et al., 2013).

Figura 5.

Clasificación de puntos de quiebre (knickpoints)



Nota. La figura muestra perfiles longitudinales y graficas logarítmicas de pendiente-área, con su respectiva clasificación de *knickpoints* según la configuración del canal. Tomado de Whipple et al. (2013).

El índice de verticalidad (K_{sn}) se evaluará por medio de las herramientas incluidas en el paquete *KsnChiBatch* con el software TopoToolbox de MATLAB. Para elegir el mejor ajuste de θ_{ref} se ejecutará la función *mnoptimvar* de TopoToolbox la cual utiliza optimización bayesiana para determinar un valor adecuado de la relación m/n, si el área de estudio abarca varias cuencas, (<https://topotoolbox.wordpress.com/2021/03/25/finding-the-right-mn-ratio-using-mnoptimvar/>), esta herramienta encuentra un valor óptimo mediante validación cruzada. El análisis de los *knickpoints* encontrados mediante el índice de verticalidad se generará para la zona montañosa correspondiente a la CO sobre el área de estudio.

5.5.5. Índice χ (Chi) y métricas de Gilbert

El índice χ (Chi) es una herramienta clave en geomorfología tectónica para evaluar la movilidad de divisorias de drenaje y la respuesta de los paisajes a perturbaciones. Este índice, derivado del modelo de potencia de corriente (Howard et al., 1994), transforma los perfiles fluviales mediante una integración del área de drenaje aguas arriba (Perron & Royden, 2013), permitiendo identificar zonas con mayor potencial de erosión y desplazamiento de divisorias (Willett et al., 2014; García-Delgado et al., 2023).

La cantidad χ es una función integral de la posición en la red de drenajes:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x')} \right)^{\frac{m}{n}} dx'$$

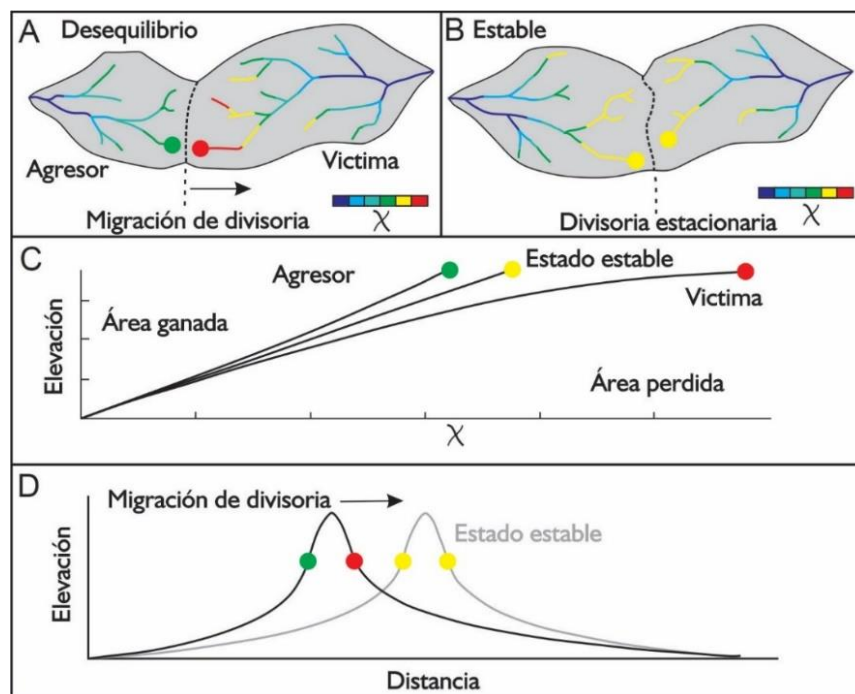
En esta ecuación A_0 es un área de escala arbitraria, y la integración se realiza aguas arriba desde el nivel base (x_b) hasta la posición x . La razón para realizar la integración en esta dirección es que los afluentes tienen la misma elevación que el tronco principal en sus extremos aguas abajo, pero no en sus extremos aguas arriba (Perron & Royden, 2013). Valores altos de χ sugieren que, bajo condiciones uniformes de levantamiento tectónico, clima y litología, ese lado

de la divisoria está subalimentado y tenderá a capturar cabeceras del lado opuesto, migrando hacia las zonas con mayor χ (Willett et al., 2014; Forte & Whipple, 2018; Figura 6).

Debido a que el índice χ supone que las tasas de levantamiento, erosión de las rocas y el clima son uniformes (Willett et al., 2014; Forte & Whipple, 2018; García-Delgado et al., 2023), algunos autores proponen complementar su análisis con métricas topográficas locales para una evaluación más robusta de la movilidad de la divisoria (e.g., Whipple et al., 2017; Forte & Whipple, 2018). Las métricas propuestas por Gilbert (1877) en su "Ley de declives desiguales" indican que las divisorias con gradientes diferentes son inestables, con una erosión más rápida en el lado escarpado que desplaza progresivamente la divisoria hacia el lado de menor pendiente y relieve (Forte & Whipple, 2018).

Figura 6.

Cuencas y perfiles fluviales con medidas de Chi



Nota. La figura muestra cuencas y perfiles en equilibrio y desequilibrio. A y B presentan el cambio de tamaño y forma de dos cuencas que comparten una divisoria a medida que evoluciona. La cuenca de la izquierda (agresor) en estado estacionario tiene valores de χ más

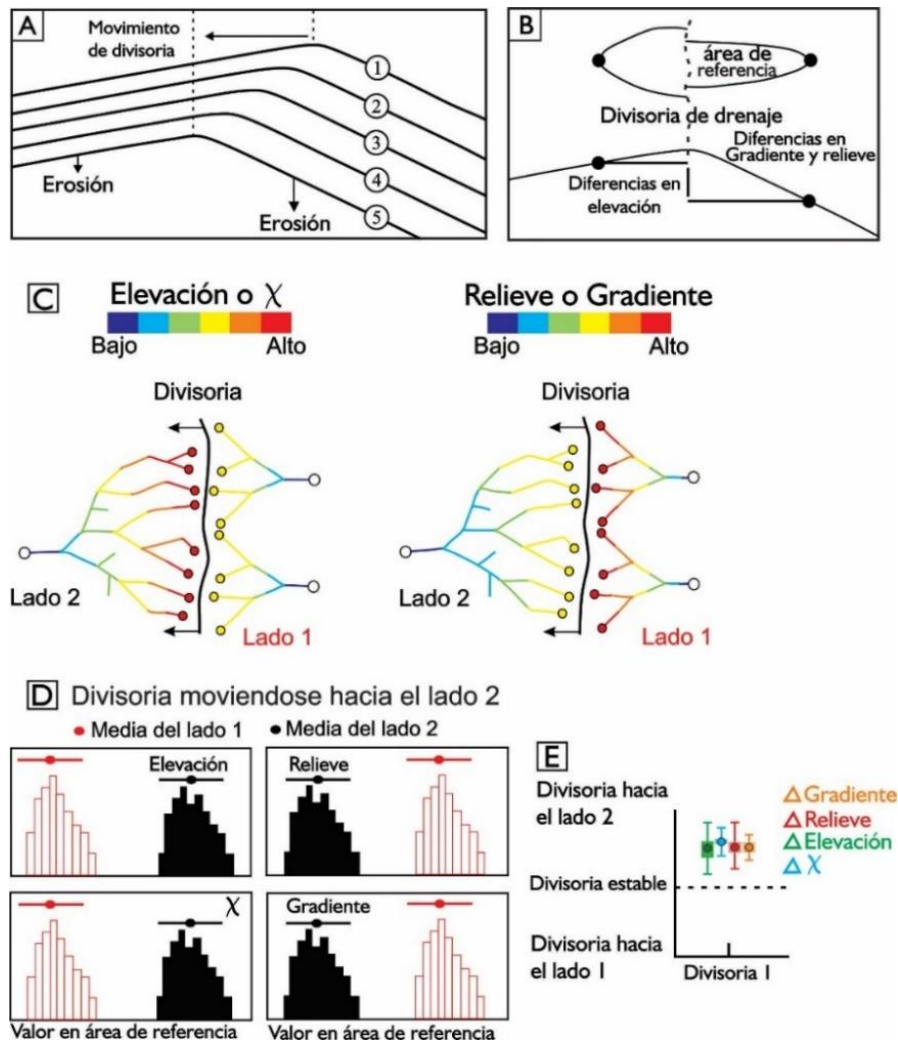
bajos en las cabeceras del canal y, por lo tanto, impulsa la división del drenaje hacia la cuenca de la derecha (víctima); C y D muestran la evolución de la elevación de dos canales que se encuentran en la divisoria, en el caso de C los perfiles del canal en desequilibrio muestran que χ es discontinuo a lo largo de la divisoria de drenaje, con valores de χ mayores en la cuenca "víctima". En estado estacionario, todos los puntos del canal en ambas cuencas siguen una única tendencia lineal, sujeta a los supuestos descritos en este apartado. Imagen editada de Willet et al. (2014).

Las métricas de Gilbert—relieve local, gradiente medio aguas arriba y elevación del canal en un área de referencia—están interrelacionadas, ya que un canal con un gradiente más pronunciado suele tener un mayor relieve local y una menor elevación (Whipple et al., 2017; Forte & Whipple, 2018). Es clave destacar que χ y elevación predicen migración hacia valores más altos, mientras que relieve y gradiente predicen migración hacia valores más bajos, ya que estos últimos son variables directas de la erosión actual (Forte & Whipple, 2018). Por ello, una correlación positiva entre χ y las métricas de Gilbert (e.g., χ alto con elevación alta y relieve bajo en el mismo lado) indica una señal coherente de desequilibrio y dirección de migración (García-Delgado et al., 2023) (Figura 7). La discrepancia entre estas métricas puede revelar influencias de gradientes tectónicos o litológicos no uniformes, enriqueciendo la interpretación de la evolución del paisaje.

Para la evaluación del índice χ y las métricas del Gilbert sobre el área, se utilizarán las herramientas de *DivideTools* del TopoToolbox de MATLAB, dado que el índice χ es sensible al nivel base local (Forte y Whipple, 2018) se generará una elevación mínima para toda el área montañosa evaluada (700m), en el caso de las métricas de Gilbert se utilizará un área de referencia de un kilómetro cuadrado y el mismo valor de θ_{ref} usado en la evaluación del K_{sn} (García-Delgado et al., 2023).

Figura 7.

Métricas de Gilbert



Nota. Esquema de Gilbert; A) Esquema de la “Ley de declives desiguales”, basada en la idea que la divisoria se moverá cuando las tasas de erosión no son iguales. B) Área de drenaje de referencia usada en las métricas para calcular las diferencias entre la divisoria. C) Forma idealizada de los mapas de las cuatro métricas discutidas en el texto, en el caso de que todas sean consistentes indicando un movimiento de la divisoria hacia la izquierda. D) Diagramas de las distribuciones de valores en áreas de drenaje de referencia mínima. Todas las métricas tienen la idea de que la condición estable son cantidades casi iguales a ambos lados, sin embargo, la predicción de movimiento es diferente para las distintas métricas. Para χ y elevación, la divisoria debería moverse hacia el lado con valores más altos, mientras que el relieve y gradiente deberían moverse hacia el lado con valores más bajos. E) Comparación de los valores delta para las cuatro métricas con incertidumbres normalizadas de forma que los valores delta positivos y negativos indiquen la misma dirección de movimiento de la divisoria en todas las métricas. Si alguna parte de la media o de su incertidumbre se solapa con la línea de división estable, suponemos que la división es estable. Las barras consideran la desviación estándar como la incertidumbre, los recuadros sombreados el error estándar. Editado de Forte y Whipple (2018).

5.6. Proceso metodológico

Este trabajo de investigación se desarrolló principalmente en tres etapas, de las cuales se obtuvo una identificación de zonas con actividad tectónica reciente que podrían usarse como base para comprender mejor los modelos de deformación y generar información técnica que sirva de apoyo para estudios posteriores.

5.6.1. Etapa I: recopilación bibliográfica

Se desarrollo una búsqueda y adquisición de información que permitió obtener conocimientos básicos sobre la configuración tectónica del área de estudio, comportamiento geológico y geomorfológico, así mismo se obtuvo información acerca del uso de herramientas SIG para la evaluación de los índices morfométricos seleccionados y la forma adecuada de procesar y analizar los datos.

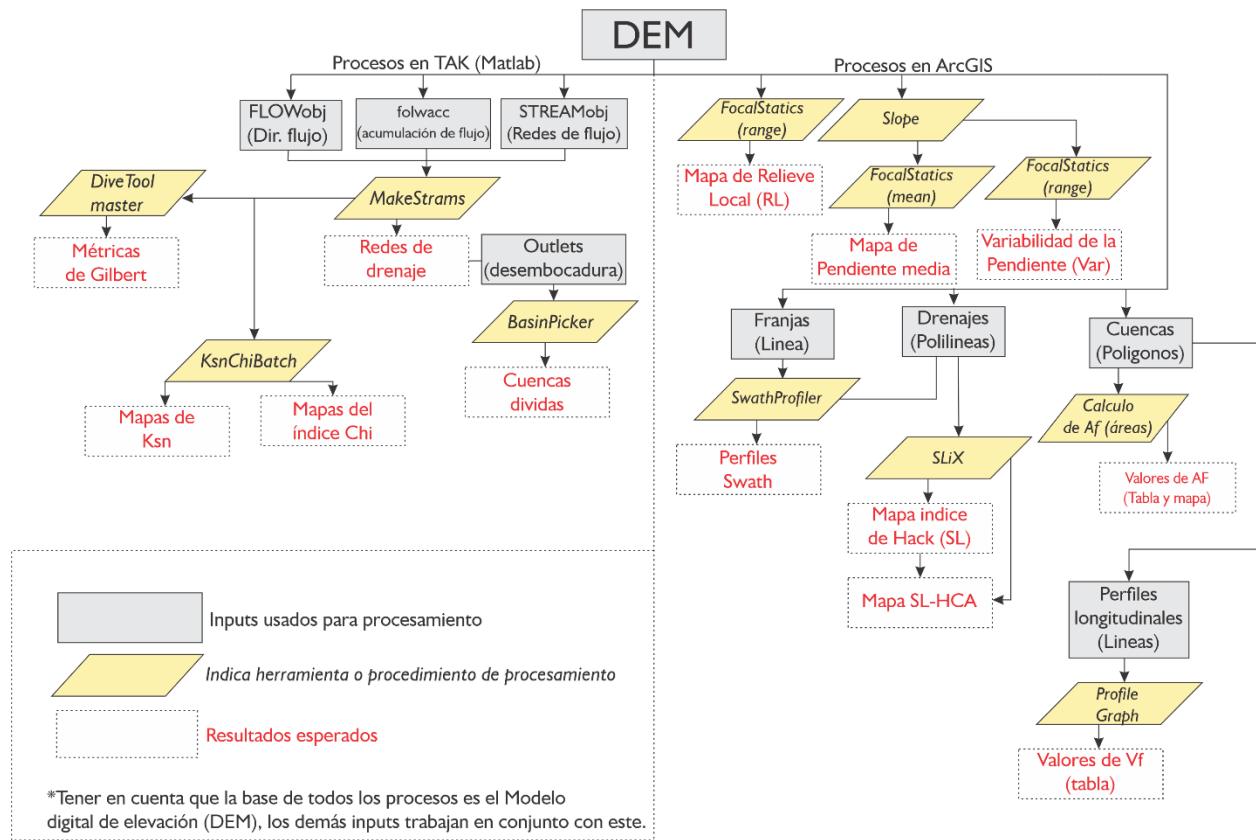
5.6.2. Etapa II: procesamiento de DEM

Los índices morfométricos en general se evaluaron en base a un *DEM*, en este caso se utilizó un *DEM* con resolución espacial de 30m del sensor ALOS PALSAR obtenido de la página *Alaska Stellite Facility* (<https://search.asf.alaska.edu/>), de uso libre. Para la evaluación de estos índices se utilizaron herramientas de los programas ArcGIS, el software TopoToolbox y TAK contenidos en el programa MATLAB, los cuales fueron mencionados anteriormente para mostrar la forma en la que se evaluó cada índice de este trabajo.

A continuación, se presenta un diagrama de flujo para mostrar el procesamiento de los datos que se estudiaron:

Figura 8.

Diagrama de procesos



Nota. La figura muestra un diagrama generalizado de los procedimientos necesarios para el procesamiento de datos y los resultados esperados para el análisis de este estudio.

5.6.3. Etapa III: análisis de resultados

En esta etapa se analizaron los resultados obtenidos en la evaluación de los índices morfométricos con el fin de identificar zonas de actividad tectónica reciente. Varios autores (Keller y Pinter, 2002; Viveen et al., 2021; Whipple et al., 2013; Queroz et al., 2014) recomiendan la evaluación conjunta de varios índices para el reconocimiento de estas zonas neotectónica ya que la evaluación de solo un índice puede ser sesgada.

6. Resultados e interpretación

6.1. Análisis topográfico

Los mapas derivados del *DEM* como el relieve local (RL), pendiente media (P) y variabilidad de la pendiente (VarP) permiten identificar patrones morfológicos claramente diferenciados entre la CO y el Piedemonte Llanero.

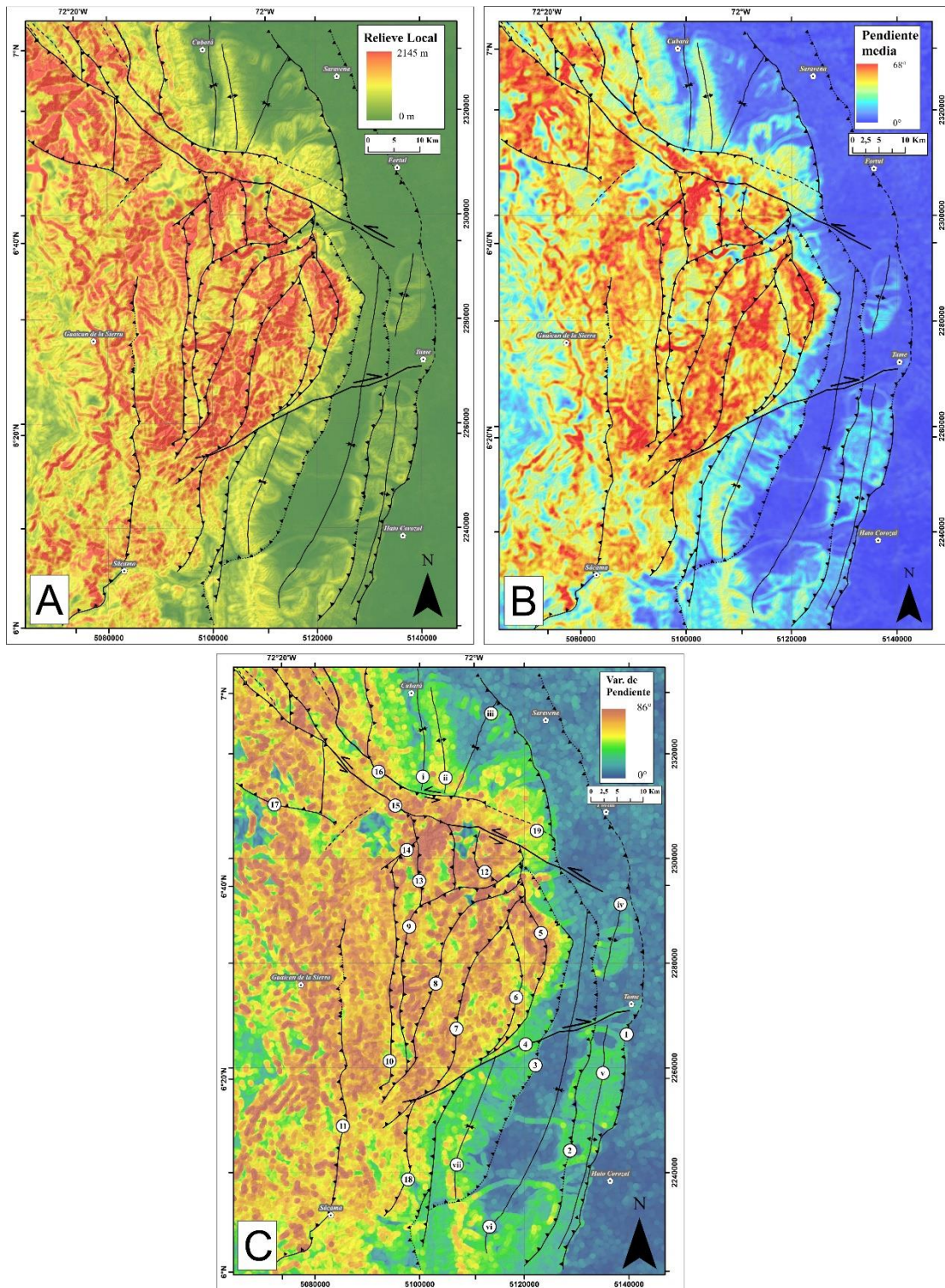
En la Cordillera Oriental se observan valores elevados de RL (>1000 m), las pendientes son predominantemente superiores a 15°, abarcando el 42% del área de estudio, y se concentran en flancos de valles profundos y las áreas de mayor elevación. La variabilidad de la pendiente es alta, con cambios abruptos que reflejan una superficie irregular e intensamente disectada. La combinación de un alto relieve local, pendientes pronunciadas y alta variabilidad de pendiente en la zona de cordillera confirma un ambiente morfodinámicamente activo, con predominio de procesos fluviales de incisión y posible influencia tectónica.

Por el contrario, en el Piedemonte Llanero predominan valores bajos de RL, pendientes suaves que oscilan entre 0° y 20°, y una variabilidad de pendiente reducida, lo que refleja una topografía homogénea y poco disectada. Esta área se caracteriza por amplios valles, superficies aluviales y escasa rugosidad topográfica.

La transición entre ambos dominios es notablemente abrupta, marcada por un cambio significativo en los valores de pendiente alrededor de los 15°, que coincide espacialmente con el límite geomorfológico entre frente montañoso y el Piedemonte Llanero. Cabe destacar que las zonas de mayor RL y pendiente se localizan en las proximidades de fallas compresivas como Guaicaramo, Culaticas, La Laja, Mortiñal y Salitre (Figura 9).

Figura 9.

Mapas de análisis topográfico



Nota. La figura muestra los mapas de análisis topográficos hechos en una ventana circular de análisis de 510m de radio. A) Mapa de relieve local. B) Mapa de pendiente media. C) Mapa de

variabilidad de la pendiente, los números en el mapa corresponden a las fallas identificadas, cuya nomenclatura se detalla en la leyenda de la Figura 10.

6.1.1. *Perfiles Swath*

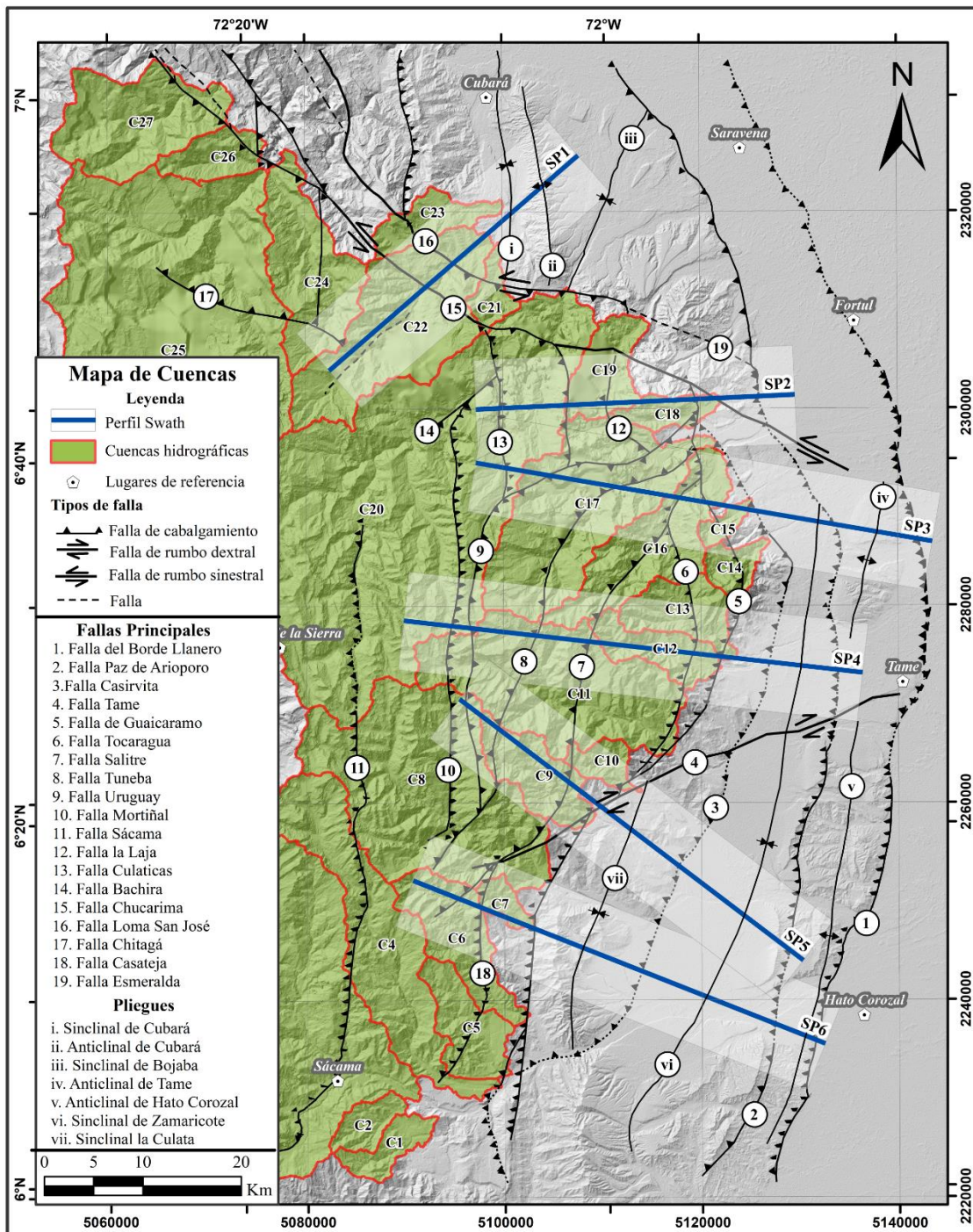
Con el fin de caracterizar la variación espacial de la topografía y su relación con la actividad tectónica reciente, se elaboraron seis perfiles *Swath* (SP1 a SP6) con orientación transversal a las estructuras geológicas principales (Figura 10). Los perfiles presentan orientaciones SW-NE (SP1 y SP2) y NE-SW (SP3 a SP6), con un ancho constante de 10 km y longitudes que varían entre 33 y 47 km, abarcan desde el flanco oriental de la CO hasta el Piedemonte Llanero y permiten analizar la elevación, el Relieve Local (RL) y el Índice Hipsométrico Transversal (THi^*), cuyas tendencias conjuntas revelan los distintos estados de evolución del paisaje.

El perfil SP1 (Figura 11), ubicado en el sector norte, establece un patrón inicial donde los valores máximos de RL (>1240 m) junto con valores de THi^* superiores a 0.5 en la zona de cordillera, entre las fallas Chucarima y Loma San José, sugieren un rejuvenecimiento topográfico activo. En contraste, el Piedemonte, representado por el anticlinal de Cubará, presenta un RL alto (>620 m) con valores de THi^* bajos (~0.25) a valores cercanos a 0.5, lo que indica un paisaje donde la tasa de levantamiento es compensada por la erosión, reflejando un paisaje disectado, donde un levantamiento previo ha sido ampliamente erosionado.

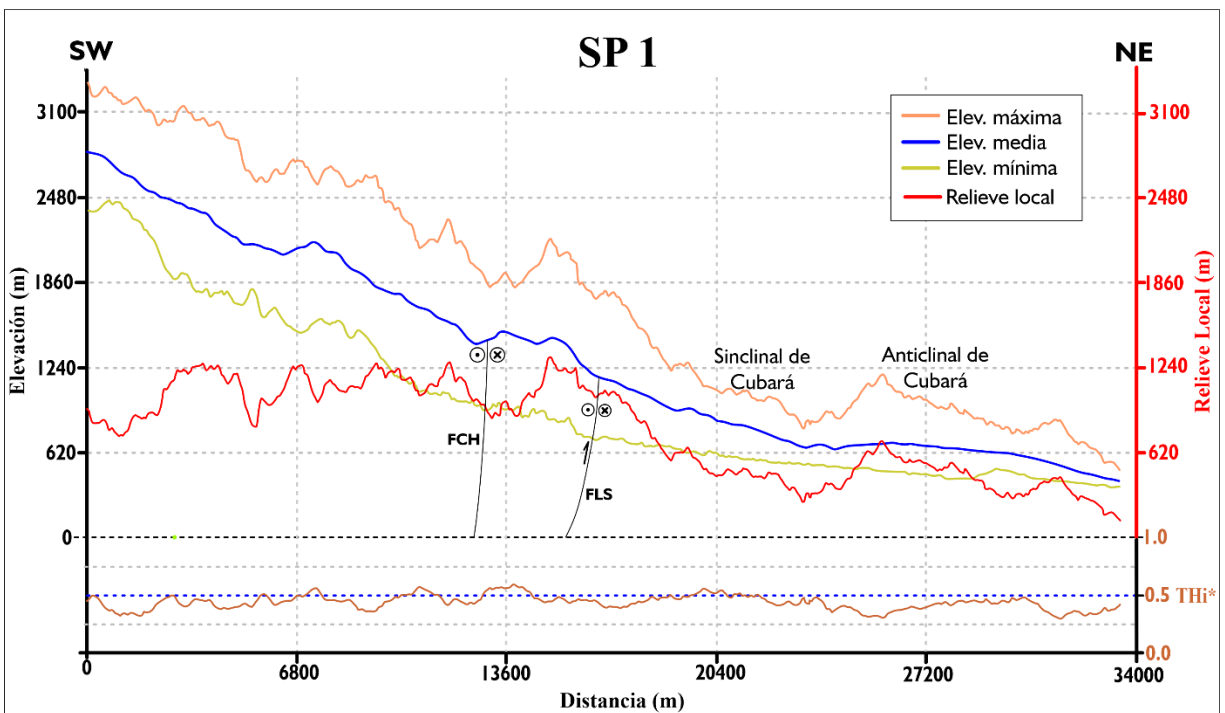
El perfil SP2 (Figura 12), en el sector occidental (cordillera), los monoclinales de Culaticas y La Laja presentan altos valores de RL asociados a un THi^* elevado (>0.6), lo que indica un paisaje en etapa de rejuvenecimiento activo, donde el levantamiento tectónico reciente supera aún la capacidad de incisión fluvial. En contraste, la Falla La Laja muestra una combinación distintiva, un RL excepcionalmente alto (~1920 m) junto con un THi^* notablemente bajo (~0.25).

Figura 10.

Ubicación de Perfiles Swath



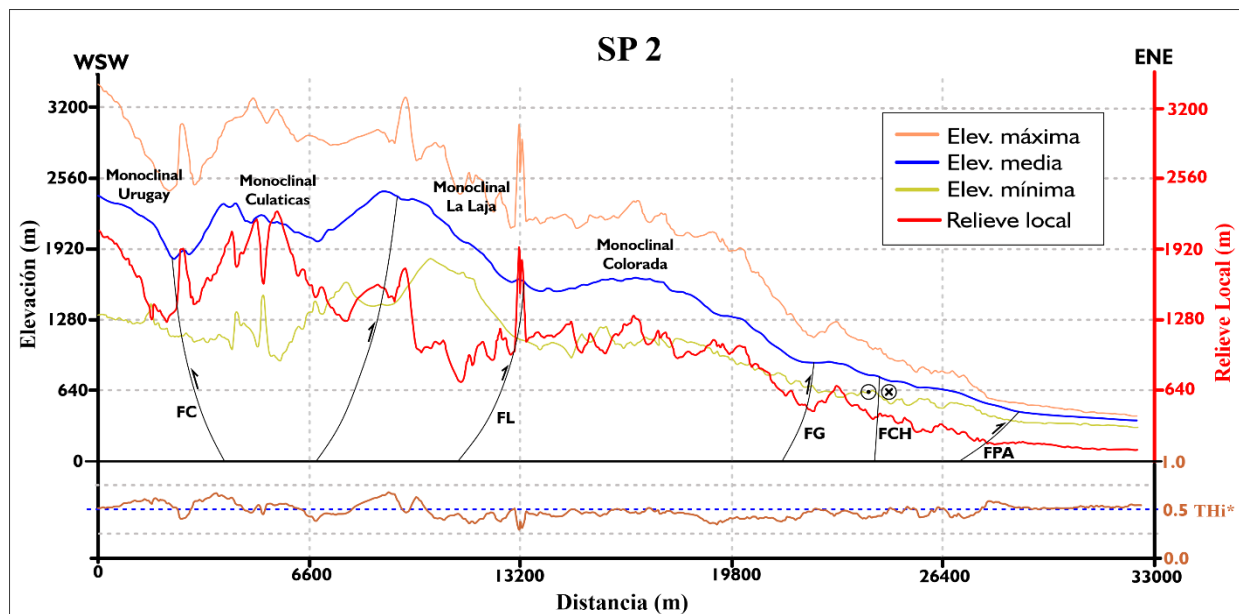
Nota. Mapa donde se ubican las líneas donde se generaron los perfiles Swath

Figura 11.*Perfil Swath SP1 con valores de RL y THi**

Nota. FLS: Falla Loma San José; FCH: Falla Chucarima

Esta firma morfoestructural es típica de un paisaje maduro y profundamente disectado, en el que un evento de levantamiento previo fue seguido por un prolongado ciclo de incisión fluvial. Como resultado, la erosión ha rebajado significativamente la elevación media del terreno reflejada en el bajo THi^* , aunque se preservan relieves residuales elevados que mantienen un fuerte contraste topográfico.

Hacia el piedemonte, la Falla Paz Ariporo se caracteriza por un incremento abrupto del THi^* (>0.5) en un contexto de RL bajo. Este patrón sugiere un proceso de abombamiento tectónico reciente, donde el levantamiento cortical ha elevado la topografía media de manera generalizada, sin que se haya desarrollado aún una red de drenaje suficientemente incisiva como para generar un relieve escarpado.

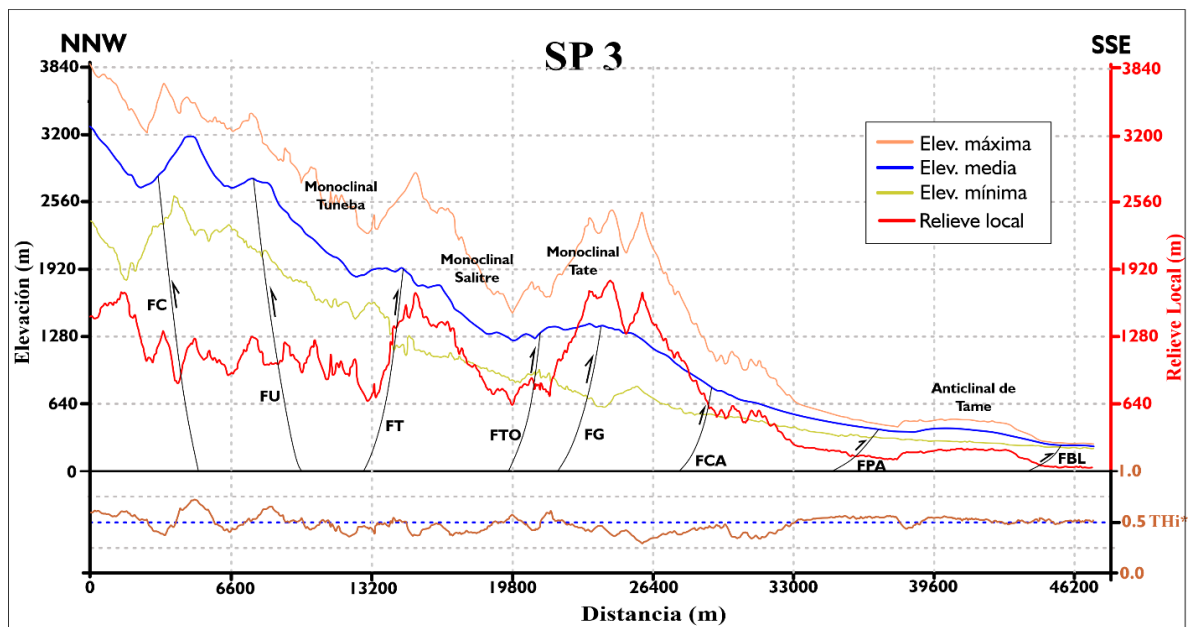
Figura 12.*Perfil Swath SP2 con valores de RL y THi^** 

Nota. FPA: Falla Paz de Ariporo, FG: Falla Guaicaramo; FL: Falla La Laja; FC: Falla Culaticas; FCH: Falla Chucarima

El perfil SP3 refuerza estas observaciones. En la cordillera, las Fallas Culaticas y Uruguay presentan una combinación particular, valores de RL notablemente bajos en comparación con otras áreas de la cordillera, asociados a los valores de THi^* más altos de toda la franja (>0.6). Esta aparente contradicción (Bajo RL + Alto THi^*) sugiere la presencia de un paisaje en estado juvenil o de abombamiento inicial, apoyando la hipótesis de un levantamiento reciente y uniforme. Este patrón se extiende de manera prominente sobre el piedemonte, donde la Falla Paz Ariporo presenta un tramo amplio de alto THi^* que coincide con RL bajo, lo que refuerza la idea de una deformación activa y extendida en este bloque, posiblemente asociada al sistema de fallas de rumbo que facilitan el desplazamiento lateral de la cordillera hacia el este (Figura 13).

Figura 13.

Perfil Swath SP3 con valores de RL y THi^*



Nota. FBL: Falla de Borde Llanero; FPA: Falla Paz de Ariporo; FG: Falla Guaicaramo; FC: Falla Culaticas; FTO: Falla Tocaragua; FT: Falla Tuneba; FU: Falla Uruguay; FCA: Falla Casirvita

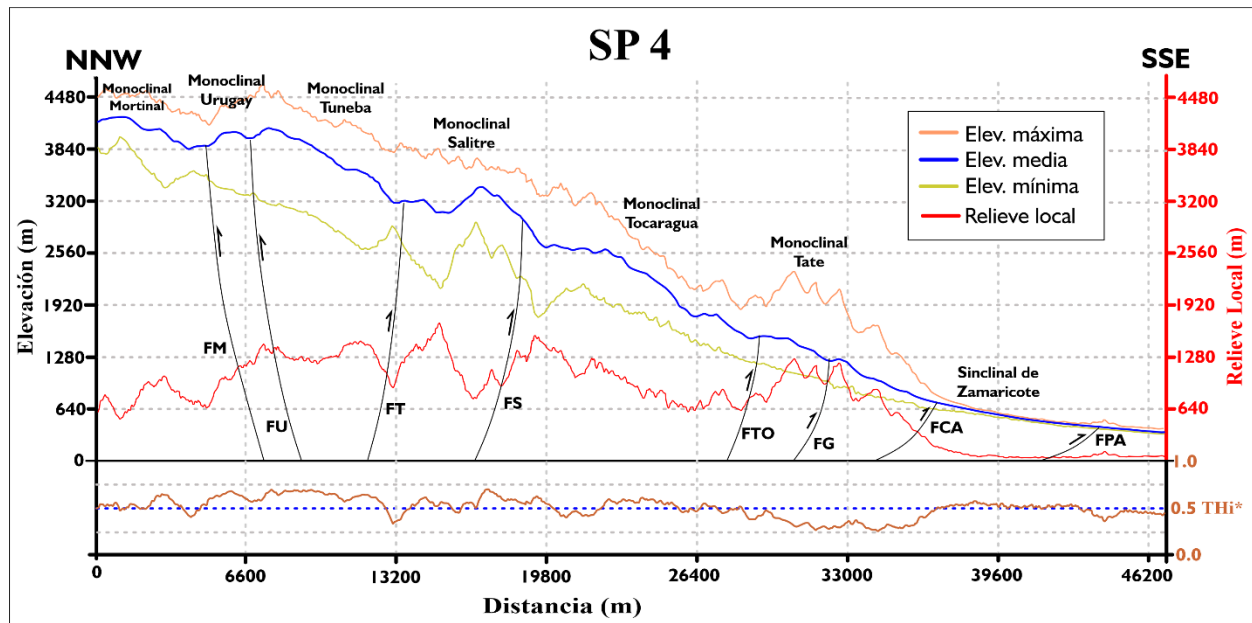
Los perfiles SP4 y SP5 (Figuras 14, 15), localizados hacia el sur, muestran una notable consistencia en los patrones, permitiendo identificar dominios morfoestructurales repetitivos. En la zona montañosa, un dominio característico que abarca desde la Falla Mortiñal hasta la Falla Salitre presenta de manera persistente valores altos de THi^* (0.6-0.7), independientemente de las variaciones en el RL. Esto sugiere que esta franja constituye un bloque cortical coherente que experimenta un levantamiento reciente y generalizado. La señal de abombamiento inicial es particularmente evidente en fallas como Tuneba y Salitre, indicando su actividad dentro de este bloque en elevación (Figuras 14 y 15).

El límite entre la zona montañosa y el piedemonte, marcado por fallas como Guaicaramo y Tame (Figuras 14 y 15 respectivamente), actúa como una zona de transición crítica. Allí se observa frecuentemente la combinación de alto RL con bajo THi^* , especialmente en las

estribaciones orientales. Esta firma puede interpretarse como el resultado de una incisión fluvial focalizada y profunda a lo largo de estas grandes fallas, las cuales actúan como zonas de debilidad preferencial para la erosión. Los bajos valores de THi^* reflejan que la elevación media ha sido rebajada por esta intensa disección, aun cuando el contraste topográfico (RL) permanece alto.

Figura 14.

*Perfil Swath SP4 con valores RL y THi^**



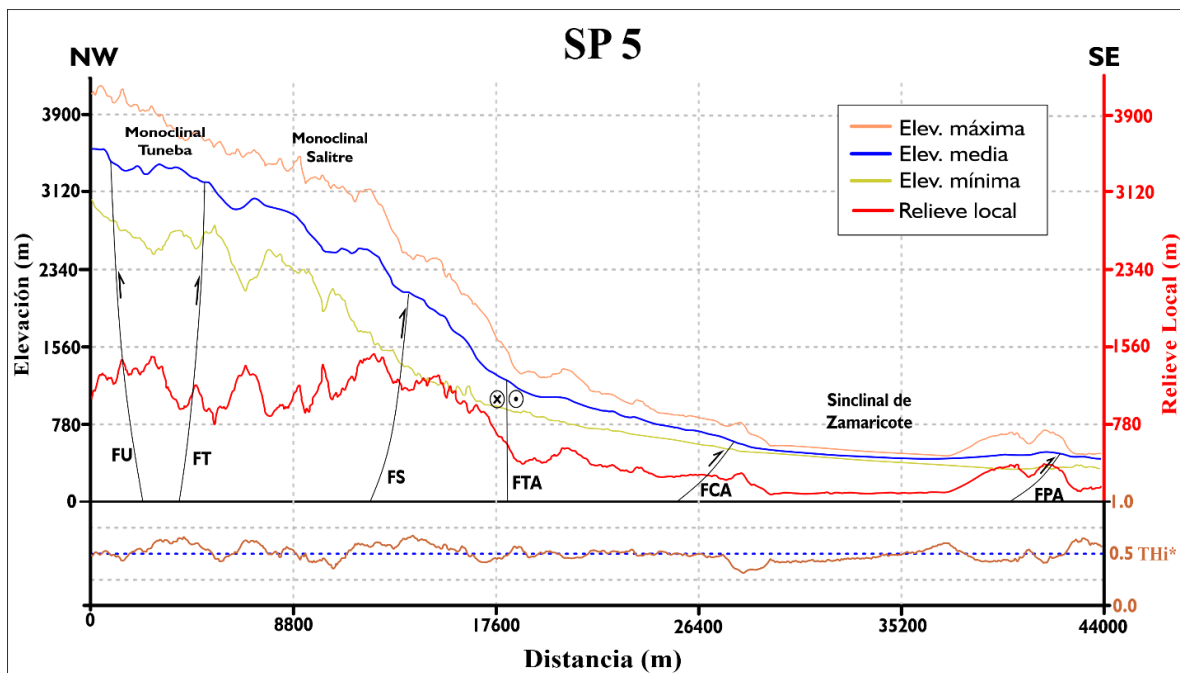
Nota. FBL: FPA: Falla Paz de Ariporo; FG: Falla Guaicaramo; FTO: Falla Tocaragua; FS: Falla Salitre; FT: Falla Tuneba; FU: Falla Uruguay; FM: Falla Mortinial; Falla Casirvita

Finalmente, en el piedemonte se repite el patrón de alto RL y bajo THi^* en la Falla Paz Ariporo (SP5 - SP6) donde los valores de THi^* empiezan a disminuir a cercanos a 0.5 o un poco por debajo, en este punto La Falla Paz Ariporo documenta una secuencia evolutiva en el paisaje. Inicialmente, un pulso de levantamiento reciente generó un abombamiento cortical, registrado como alto THi^* y bajo RL (SP2, SP3), indicando una topografía elevada pero aún no disectada.

Posteriormente, este bloque elevado fue atacado por la incisión fluvial. Esta etapa de maduración se evidencia en los perfiles distales (SP5, SP6), donde la firma morfológica cambia a alto RL y THi^* bajo (~ 0.5). En resumen, la falla muestra una transición desde una señal de deformación activa y reciente (abombamiento; Figuras 12 y 13) hacia una señal de respuesta erosiva madura (Figuras 15 y 16). La transición a valores de THi^* alrededor de 0.5 en estructuras como el anticlinal de Hato Corozal (Figura 16) sugiere un mejor grado de preservación de la superficie en esa localidad específica.

Figura 15.

*Perfil Swath SP5 con valores RL y THi^**



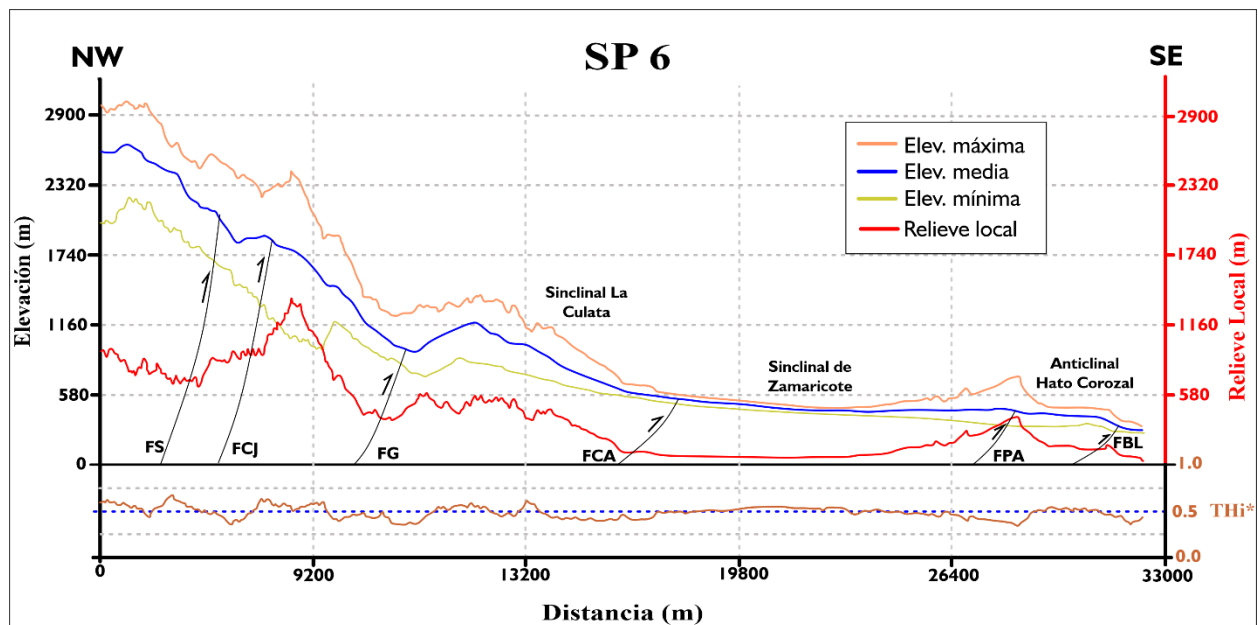
Nota. FPA: Falla Paz de Ariporo, FTA: Falla Tame, FG: FS: Falla Salitre; FT: Falla Tuneba; FU: Falla Uruguay; FCA: Falla Casirvita

La consistencia de los patrones a lo largo de los perfiles sugiere un modelo en el que el flanco oriental de la CO experimenta un levantamiento generalizado reciente (dominio de alto THi^*), con una respuesta erosiva que varía espacialmente. Las principales fallas de rumbo no

solo facilitan el desplazamiento tectónico, sino que también concentran la incisión fluvial, generando valles lineales profundos (alto RL, bajo THi^*). Simultáneamente, el Piedemonte Llanero muestra señales de deformación activa y abombamiento (tramos amplios de alto THi^* y bajo RL), con sectores ya afectados por una disección significativa, especialmente en los tramos entre las fallas de rumbo. El Anexo 2 presenta una tabla resumen del comportamiento estructural, su interpretación y causas para cambios en los comportamientos de los perfiles.

Figura 16.

*Perfil Swath SP6 con valores RL y THi^**



Nota. FBL: Falla de Borde Llanero, FPA: Falla Paz de Ariporo, FG: Falla Guaicaramo; FS: Falla Salitre; FCJ: Falla Casateja; FCA: Falla Casirvita

6.2. Análisis de cuencas hidrográficas

En total, se identificaron 27 cuencas hidrográficas ubicadas sobre la cordillera en la zona de estudio (Figura 17). Estas cuencas se delimitaron seleccionando el punto de desembocadura de los ríos en el cambio de pendientes donde se ubica el límite entre cordillera y el Piedemonte

Llanero. El área total abarcada por estas cuencas asciende a 4549 km², con un promedio de 168 km². La de menor extensión mide 12 km², mientras que la más grande alcanza los 879 km².

6.2.1. Índice AF

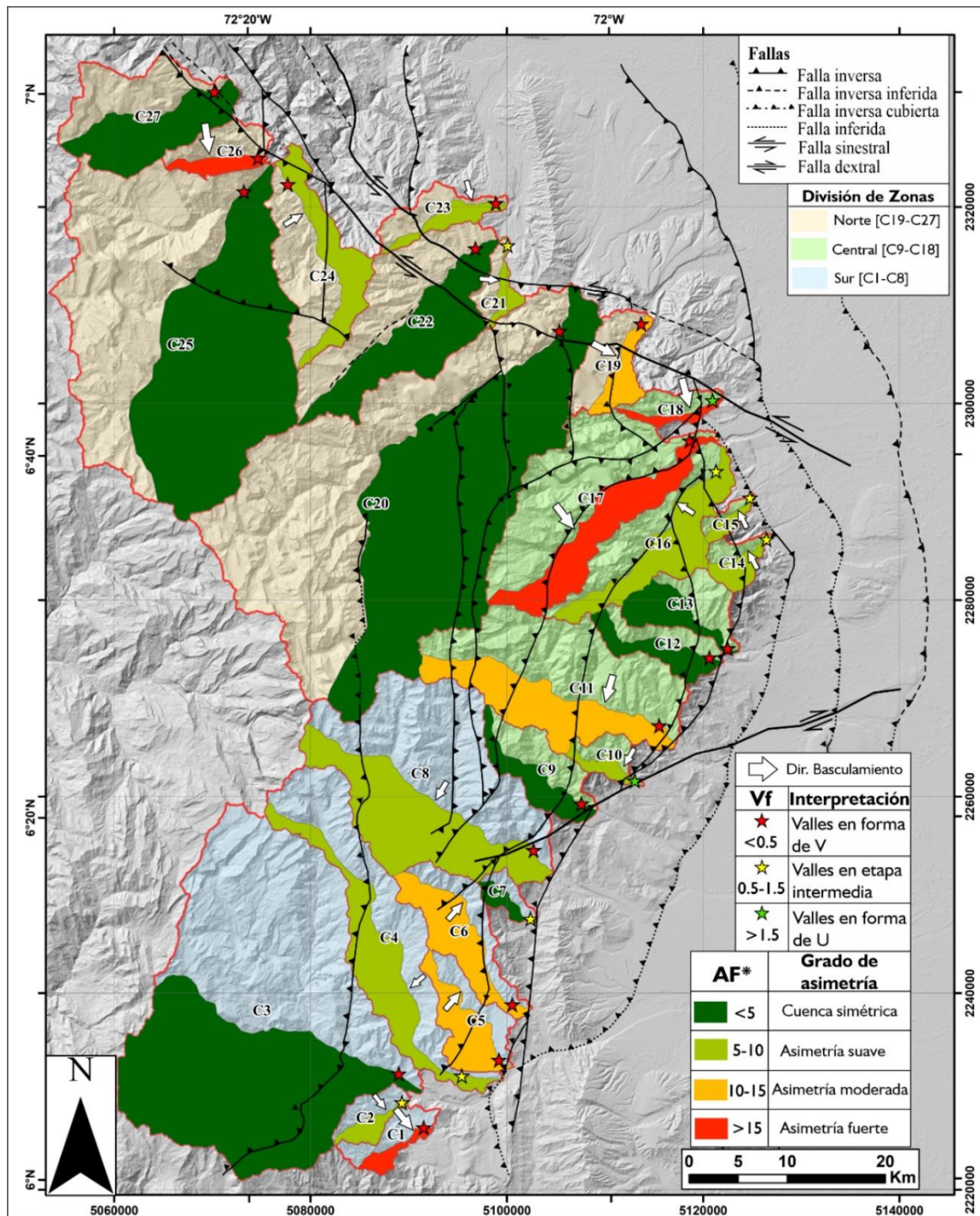
El índice de asimetría de la cuenca (AF) se evaluó para las 27 cuencas hidrográficas identificadas en el flanco oriental de la CO. Los valores de AF* obtenidos se clasificaron en cuatro categorías según Pérez-Peña et al. (2010) (Figura 17), permitiendo identificar la dirección y magnitud del basculamiento tectónico reciente.

De manera general, se encontró que el 33% (9/27) de las cuencas son simétricas (AF* < 5), el 37% (10/27) presentan asimetría suave, mientras que el 28% restante se divide equitativamente entre asimetría moderada y fuerte (4 cuencas cada una). La distribución espacial de estas asimetrías no es aleatoria, sino que responde al comportamiento tectónico del área, permitiendo diferenciar tres zonas con comportamientos distintivos:

Zona Sur [C1 - C8]: Esta zona se caracteriza por un drenaje predominantemente hacia el SW (6 de las 8 cuencas: C3 a C8). Las dos cuencas restantes (C1 y C2), cuyos ríos fluyen hacia el NE, muestran un basculamiento hacia el SE. En contraste, las cuencas de drenaje SW presentan tendencias de asimetría variables: C4 y C8 (asimetría suave) muestran un basculamiento con dirección SW, mientras que C5 y C6 (asimetría moderada) presentan una tendencia opuesta, hacia el NE. Esta variabilidad, donde la dirección de basculamiento no siempre coincide con una dirección continua, sugiere una influencia compleja de estructuras tectónicas locales. Fallas menores o pliegues asociados al sistema de cabalgamiento frontal parecen interactuar.

Figura 17.

Mapa de índice de asimetría (AF) e índice Vf



Nota. La imagen muestra el grado de asimetría de las cuencas según sus valores AF* (clasificación propuesta por Pérez-Peña et al., 2010), la dirección de basculamiento y los puntos de medición Vf. El mapa en la esquina superior derecha presenta la diferenciación de zonas mencionadas en el texto.

Zona Central [C9 - C18]: En el sector sur de esta zona, donde las fallas tienen dirección NE-SW (Fallas Guaicaramo y Tame), las cuencas C10 y C11 presentan basculamiento hacia el SW. Hacia el norte, donde el trazo de las fallas cambia a NW-SE en la parte más oriental de la sintaxis del Cocuy, la dirección del basculamiento también varía. Las cuencas C14, C15 y C16 muestran inclinación hacia el NW, mientras que las más próximas a la falla lateral izquierda de Chucarima (C17, C18) presentan un marcado basculamiento hacia el SE. Este cambio abrupto evidencia el control fundamental que ejercen las grandes fallas de rumbo en la deformación cortical, definiendo bloques con comportamientos diferenciales.

Zona Norte [C19 - C27]: Dominada por el régimen transpresivo de la falla de Chucarima, esta área presenta una tendencia predominante de basculamiento hacia el SE (C19, C21, C23, C26). En esta zona es notable la simetría de las cuencas de mayor tamaño (C20, C22, C25, C27) lo que podría indicar que su tamaño les confiere una mayor resiliencia morfológica, amortiguando las señales tectónicas a escala de cuenca, o que se encuentran en un estado de equilibrio donde la tasa de levantamiento es compensada uniformemente por la erosión. Se destaca la cuenca C24, con asimetría hacia el NE, que constituye una excepción en toda la zona.

6.2.2. Índice V_f

El índice de forma del valle (V_f) se midió en la intersección del drenaje principal con un perfil topográfico trazado al 10% de la distancia desde la desembocadura de cada cuenca (Figura 17).

El 66% de los valles medidos presentan valores bajos de V_f (<0.5), indicando valles "V" profundamente incididos. Estos se distribuyen en cuencas con todo el espectro de asimetrías (AF^*), desde simétricas hasta de asimetría fuerte. Esto sugiere que, independientemente del

basculamiento general de la cuenca, la incisión fluvial es un proceso predominante y eficiente en la mayor parte del frente montañoso, respondiendo al levantamiento activo.

Un 25% de los valles presentan valores de V_f intermedios (0.5 – 1.5), correspondientes a una etapa de transición morfológica. Estos se asocian principalmente a cuencas con asimetría suave (C2, C4, C14, C15, C16, C21) y a una cuenca simétrica (C7). Estas áreas podrían representar sectores donde la tasa de incisión no ha alcanzado a equilibrar completamente el levantamiento, resultando en valles menos estrechos.

Solo un 7% de los valles (C10 y C18) presentan valores altos de V_f (>1.5), indicativos de valles en U con fondos amplios y planos, comúnmente asociados a paisajes maduros. No obstante, estos valores no implican necesariamente inactividad tectónica, ya que podrían reflejar agradación que supera la incisión fluvial o erosión intensa en etapas iniciales de ajuste topográfico (Bull, 2008). Su localización próxima a las principales fallas de rumbo (Tame y Chucarima, respectivamente) genera una aparente contradicción con la actividad tectónica esperada en tales zonas.

Esta aparente contradicción puede explicarse por el modelo de "abombamiento inicial" identificado en los perfiles *Swath*, caracterizado por bajo relieve local (RL) y alto THi^* , que sugiere un levantamiento uniforme, elevando la topografía media sin una red de drenaje incisiva suficiente para generar un relieve escarpado. Un levantamiento reciente y uniforme podría generar inicialmente valles amplios, que luego serán profundamente incididos una vez la red de drenaje se reorganice y las condiciones de morfológicas lleven a un aumento del poder erosivo de los mismos. Tal es el caso de cambios en la erodabilidad cuando la roca se encuentra altamente fracturada y cizallada y/o cuando la pendiente longitudinal del canal aumenta. Alternativamente, estas fallas de rumbo podrían actuar como zonas de acomodación tectónica,

donde el desplazamiento lateral reduce localmente el gradiente fluvial y favorece la deposición sedimentaria en lugar de la incisión, retrasando la disección en las cuencas adyacentes (ejemplo asociado a modelos de interacción falla-drenaje en entornos de transcurrentes, discutidos en Martínez-Martínez et al., 2006 y Pérez-Peña et al., 2010; para fallas de rumbo en la Cordillera Bética, España). Esta dinámica explicaría los valles amplios como un efecto transitorio de la tectónica local, compatible con el marco de actividad moderada-alta en el área.

El Anexo 3 presenta una tabla que resume los valores de AF y Vf para cada cuenca, así como una interpretación morfoestructural según el comportamiento de ambos índices.

6.3. Análisis hidrodinámico

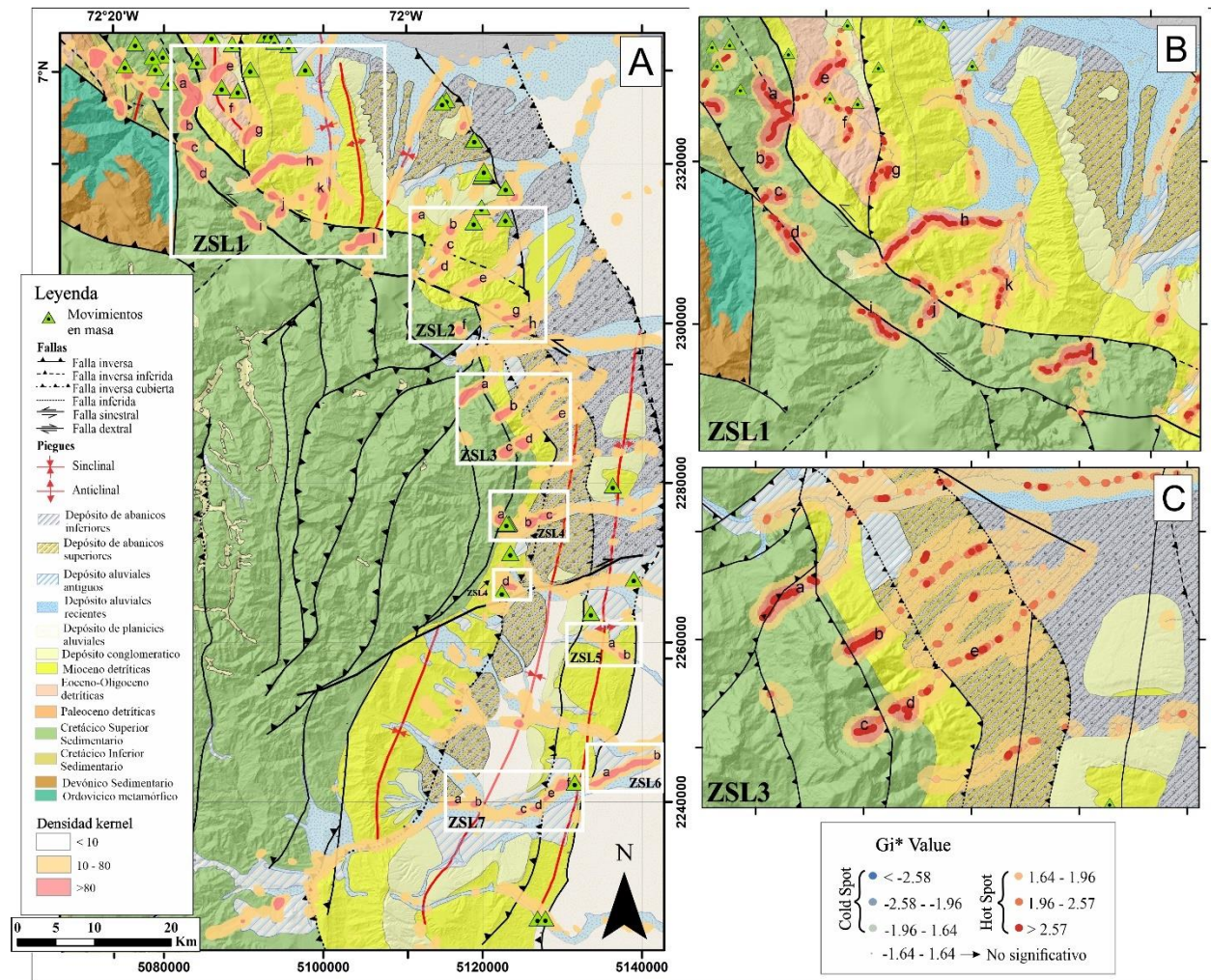
6.3.1. Índice de Hack (SL) y SL-HCA

La aplicación del índice de gradiente de longitud de corriente (SL) y su posterior análisis mediante la técnica de *Hotspots and Cluster* (SL-HCA) sobre el Piedemonte Llanero permitió identificar un total de 39 anomalías significativas (*knickzones*) en la red de drenaje. Los valores de SL mostraron un rango entre 0.8 y 6045.7, con una media de 333.0 ± 415.8 , lo que refleja una alta variabilidad y la presencia de valores extremos asociados a perturbaciones pronunciadas en los perfiles longitudinales de los cauces.

Del total de anomalías, 13 fueron clasificadas como de intensidad "Muy Alta" (suma de $G_i^* > 180$) y 26 como "Alta". Estas presentaron longitudes variables entre 0.72 km y 10.49km, con un promedio de 2.8 km, destacando el *hotspot* ZSL1-h con la mayor extensión longitudinal. Geográficamente, las *knickzones* se concentraron principalmente sobre las fallas del frente montañoso como Chucarima, Loma San José, Guaicaramo, y sobre el piedemonte las más cercanas al frente Casirvita y Paz Ariporo con una distribución heterogénea pero agrupada en los sectores de mayor complejidad estructural al noroeste del piedemonte.

Figura 18.

Mapa de índice de Hack (SL)



Nota. Mapa de SL-HCA mostrando las agrupaciones de valores altos de SL. A) El mapa muestra *knickzones* (kernel), agrupaciones de valores altos de SL sobre un mapa con características litoestructurales y procesos morfodinámicos que son importantes para analizar cada punto caliente en el área. Se observa la división de zonas a analizar. B) ZSL1 con los puntos calientes (*hotspot*) de los cuales se deriva el kernel. C) ZSL3 con puntos calientes (*hotspot*).

La correlación con la geología estructural reveló que el 74% de las anomalías (29 *hotspots*) se asocian a estructuras como las fallas Loma San José, Chucarima (sobre el trazo de la falla) y Paz Ariporo, y pliegues como el anticlinal de Hato Corozal y el sinclinal de Zamaricote. Un claro ejemplo es la zona ZSL1 (Figura 18B), donde varios *hotspots* de intensidad "Muy Alta"

se alinean con el trazo de fallas inversas y contactos litológicos. Paralelamente, el 69% de las *knickzones* (27 *hotspots*) coinciden espacialmente con límites litológicos, especialmente entre unidades del Cretácico Inferior, Mioceno y depósitos cuaternarios, lo que sugiere un control dual: estructural y litológico (Anexo 4).

La integración de datos sísmicos mostró una coincidencia espacial relevante entre *knickzones* de alta intensidad y sismicidad superficial. Ejemplos notables incluyen los puntos calientes (*hotspot*) ZSL1-h, con cuatro eventos sísmicos registrados (2003-2009, magnitudes 2.5-2.8), y el ZSL1-e, con dos sismos (2018, 2023), ambos asociados a fallas activas y cambios litológicos (Anexo 4). Adicionalmente, se identificó que solo tres anomalías (8%) presentan registros de movimientos en masa en sus proximidades, lo que sugiere una influencia localizada de procesos gravitacionales en la formación o realce de estas *knickzones*.

Para una consulta detallada de las características individuales de cada *knickzone* incluyendo ubicación, intensidad, estructuras asociadas, litología, eventos morfodinámicos y registros sísmicos se remite a la Tabla del Anexo 4, en este mismo se encuentra el mapa de SL-HCA integrado también con los eventos sísmicos del área.

6.3.2. Índice *ksn*

El análisis del índice de pendiente de los cauces normalizada (*ksn*) se realizó mediante el *Topographic Analysis Kit* (TAK) en MATLAB, utilizando un valor de concavidad de referencia (θ_{ref}) de 0.42, determinado mediante un análisis bayesiano que optimizó la linealidad de los valores obtenidos por el *mnoptimovar* que se ubicó en el rango de 0.38 a 0.44. Los resultados muestran valores de *ksn* entre 0 y 490, con una media de aproximadamente 70 y una desviación estándar entre 65-73, lo que indica una significativa heterogeneidad espacial en las tasas de incisión fluvial.

Para el análisis espacial se emplearon dos productos principales: el mapa de ksn promedio (*KsnGrid*) y el mapa de desviación estándar (*KsnStdGrid*). El *KsnGrid* representa valores medios de ksn tras un suavizado espacial con ventana circular, identificando áreas con pendientes fluviales anómalas potencialmente asociadas a levantamiento tectónico o variaciones litológicas. El *KsnStdGrid* cuantifica la variabilidad local de ksn, donde valores elevados indican transiciones bruscas entre dominios geomorfológicos, comúnmente relacionadas con fallas activas, contactos litológicos o *knickpoints* migratorios. La interpretación conjunta de ambos mapas permite diferenciar entre señales robustas de actividad (alto ksn con baja desviación) y zonas de transición compleja (alto ksn con alta desviación), estas últimas caracterizadas por la interacción de múltiples controles geomorfológicos y tectónicos.

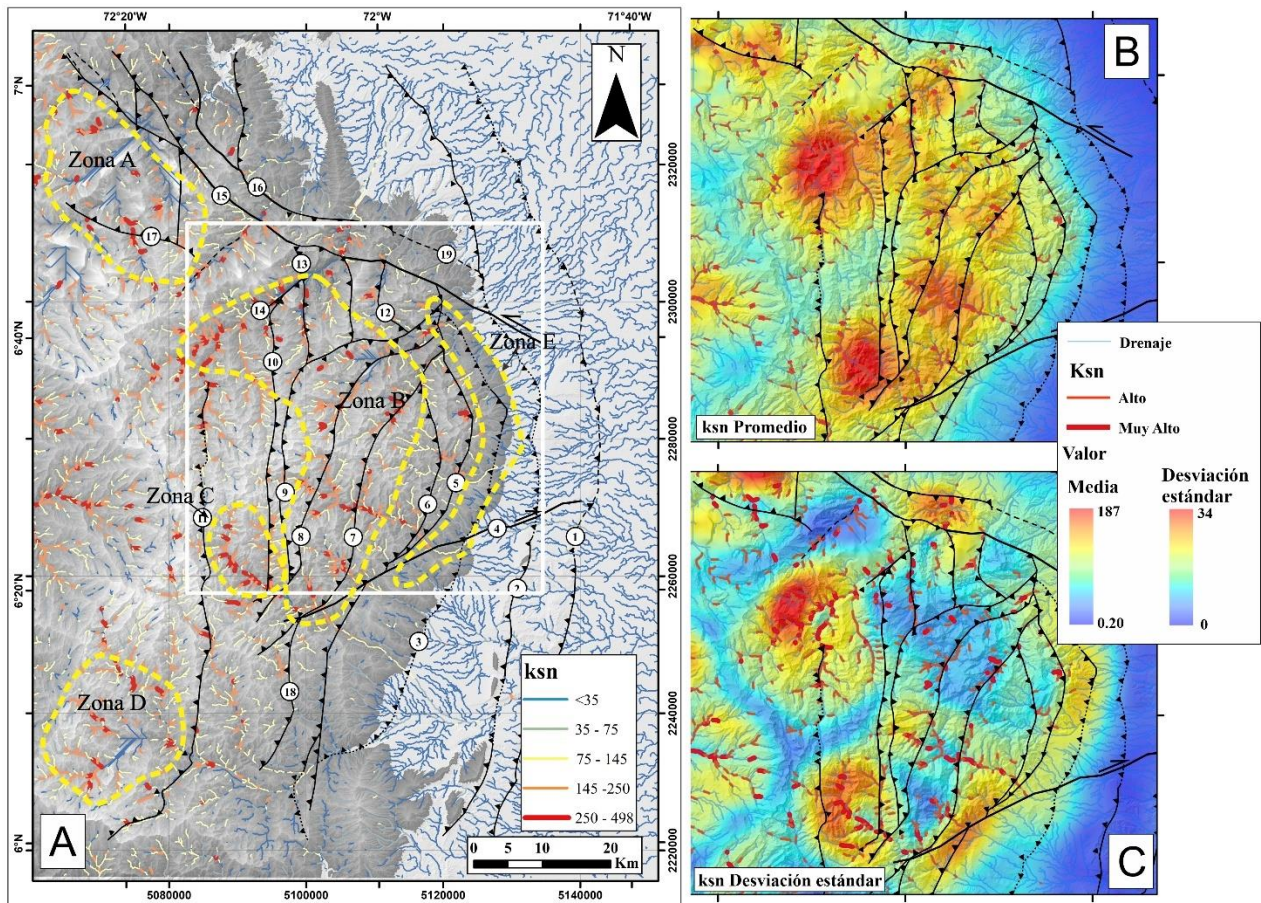
En el área de estudio, los valores altos de ksn se distribuyen predominantemente sobre las fallas del frente compresivo de la cordillera, mientras que las fallas de límite con el piedemonte (Chucarima, Guaicaramo y Tame) presentan menos anomalías. El análisis se estructuró en cinco zonas con comportamientos distintivos (Figura 19):

Zona A (sector norte): ubicada sobre el *pop-up* entre las fallas Chitagá y Chucarima, presenta anomalías principalmente sobre la estructura, extendiéndose hacia la falla Chitagá. La falla Chucarima muestra valores medios a bajos de ksn con alta desviación estándar, sugiriendo un comportamiento transicional.

Zona B (sector central): delimitada por las fallas Bachira (norte), Uruguay (oeste), Tocaragua (este) y Tame (sur) (Figura 19B y 19C), exhibe altos valores promedio de ksn con baja desviación estándar, indicando una señal consistente. Se observan anomalías asociadas a múltiples estructuras, destacando el sector entre Tuneba y Salitre con los valores promedio más elevados.

Figura 19.

Mapa de Ksn, KsnGrid y KsnStGrid



Nota. A) Mapa de índice ksn, el recuadro blanco indica la ubicación de B y C. Los números en la imagen identifican las fallas, las cuales se encuentran listadas en la Figura 10. B) Mapa de ksn promedio. C) Mapa de desviación estándar.

Zona C (sector oriental): área reducida entre las fallas Sácama y Mortiñal, donde las anomalías cercanas a Mortiñal presentan alto ksn con baja desviación, mientras que las próximas a Sácama muestran alto ksn con alta desviación, reflejando diferentes grados de complejidad estructural.

Zona D (esquina suroccidental): presenta anomalías de ksn no asociadas a estructuras mapeadas, pero con alta concentración de sismicidad superficial (<40 km). El patrón de alto ksn con baja desviación sugiere una fuente de deformación activa no identificada superficialmente.

Zona E (frente compresivo): muestra escasas anomalías con bajo ksn promedio pero alta desviación estándar, indicando deformación heterogénea en el límite cordillera-piedemonte.

Las anomalías localizadas entre estructuras o sin relación directa con fallas mapeadas presentan coincidencia espacial con eventos sísmicos de magnitud menor a 4 y profundidad superficial (<40 km), sugiriendo que estos patrones de ksn pueden identificar segmentos activos evidenciados por la sismicidad frecuente.

Para visualizar de manera completa los mapas de Ksn promedio, desviación estándar Ksn y Ksn junto con sismicidad, revisar Anexo 5.

6.3.3. Índice Chi

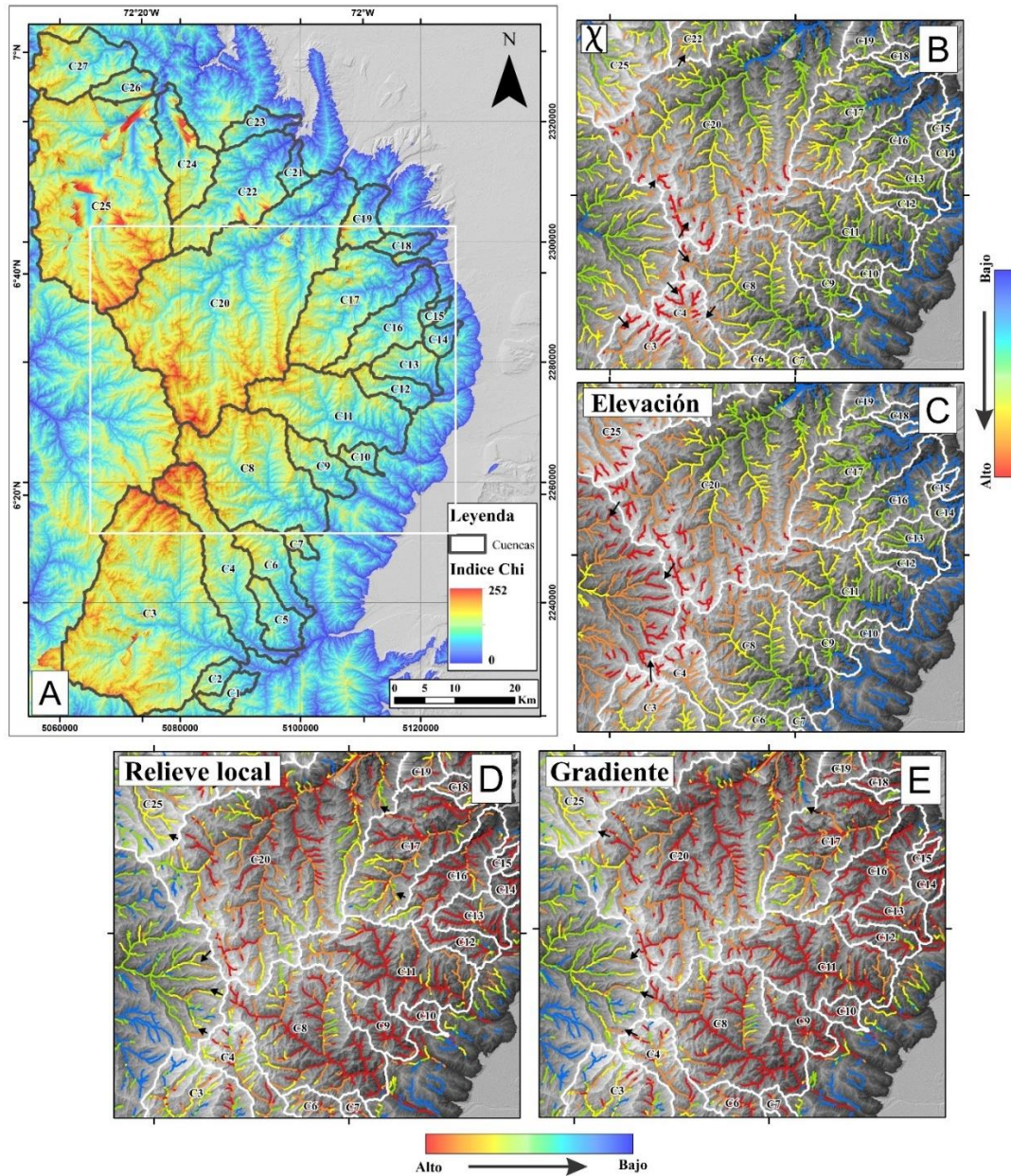
El análisis de las métricas de estabilidad de divisorias de drenaje, calculadas con un índice de concavidad (θ_{ref}) de 0.42 y un área de referencia (A_0) de 1 km², revela un comportamiento diferenciado entre los indicadores evaluados. La métrica χ presenta una media de 22.72 y una desviación estándar de 13.02, lo que refleja una variabilidad significativa en la organización de la red fluvial. Por otro lado, las métricas de Gilbert muestran patrones coherentes con un paisaje en proceso de ajuste: la elevación del canal presenta una media de 2230.59 m con una desviación estándar de 1182.81, indicando una topografía general elevada pero con amplias diferencias locales; el relieve local, con una media de 365.46 m y desviación de 154.87, denota una rugosidad moderada-alta; y el gradiente, con media de 0.45 y desviación de 0.19, sugiere pendientes medias con variabilidad suficiente para impulsar migración de divisorias.

Los diagramas de distribución de valores en áreas de drenaje de referencia mínima (ver Anexo 6) muestran estabilidad localizada, con solapamiento significativo entre los valores de ambos lados de las divisorias para las métricas de Gilbert. Esta estabilidad indica la ausencia de

diferencias estadísticamente significativas en los procesos geomorfológicos a escala local y sugiere un equilibrio dinámico donde no hay migración activa neta en las cabeceras inmediatas de los canales.

Figura 20.

Mapa Chi y Métricas de Gilbert



Nota. A) Ráster de valores χ , el recuadro blanco es la ubicación de B, C, D, E. B) Mapa de valores de drenaje χ . C) Mapa de métrica de Gilbert (Elevación). D) Mapa de métrica de Gilbert (Relieve

local). E) Mapa de métrica de Gilbert (Gradiente de pendiente). B, C, D y E presentan flechas que señalan la dirección de probable de movimiento. Para los mapas completos de la zona ver Anexo 7.

Los valores más altos de χ se presentan al este del área de estudio, en los límites de las cuencas C3, C4, C8, C20 y parte SW de C25 (Figuras 20A y 20B). Estas cuencas limitan al oeste con el flanco occidental de la cordillera Oriental, donde los valores de χ son notablemente más bajos, sugiriendo una dirección de movimiento potencial de las divisorias hacia el este. Sin embargo, esta indicación discrepa de las métricas de Gilbert, que muestran un patrón diferente.

En el análisis de la elevación del canal, si bien las cuencas mencionadas presentan valores elevados en sus límites al este, los drenajes ubicados más al oeste mantienen también valores altos de elevación y con mayor extensión (Figura 20C). Las métricas de relieve local y gradiente muestran un comportamiento coherente entre sí, identificando claramente las zonas de mayor actividad morfodinámica (Figuras 20D y 20E). Los cambios más notables de valores altos a medios se observan en los límites de las cuencas C4, C8 y C20 con sus vecinas occidentales, sugiriendo movimiento de divisorias hacia el oeste. Por su parte, las cuencas C3 (sector NE) y C25 (sector SW) muestran transiciones más suaves (de medios a bajos valores), indicando una migración de divisorias menos energética en estos sectores.

La discrepancia entre χ —que apunta a un movimiento potencial de las divisorias hacia el este— y las métricas de Gilbert —que sugieren dirección opuesta hacia el oeste— emerge como el hallazgo central de este análisis. Esta diferencia radica en sus métodos de cálculo y en las escalas temporales que representan: χ , que es un indicador integral de la elevación de canal en estado estacionario, integra variaciones espaciales en tasas de levantamiento, erodabilidad y clima a escala de cuenca, capturando así una perspectiva de ajuste a largo plazo señalando inestabilidades futuras en caso de que las condiciones tectónicas y litológicas se vuelvan uniformes. Por el contrario, las métricas de Gilbert (elevación, relieve local y gradiente), sirven

como indicadores locales e inmediatos de las tasas de erosión adyacentes a la divisoria, reflejando la movilidad actual en escalas de respuesta geomorfológica rápida. La alta dispersión de χ , junto con los valores moderados, variables de las métricas de Gilbert y el solapamiento significativo en las distribuciones de valores mínimos entre lados de las divisorias, subrayan la compleja evolución del paisaje en el flanco oriental de la CO. En este contexto, el control estructural rige la disposición espacial de las divisorias, fomentando un balance actual con migración limitada, aunque χ anticipa una posible reorganización a largo plazo si las tasas de levantamiento y la erodabilidad regional se aproximan a condiciones uniformes.

7. Discusión

7.1. Control estructural en la configuración del relieve

El relieve del flanco oriental de la CO y el norte del Piedemonte Llanero exhibe una configuración morfológica fuertemente condicionada por el control estructural, que genera una dualidad topográfica marcada entre dominios de alta energía erosiva y zonas de acumulación sedimentaria. Los mapas derivados del análisis topográfico, incluyendo el relieve local (RL), la pendiente media (P) y la variabilidad de la pendiente (VarP), revelan esta partición espacial: en la Cordillera Oriental, valores elevados de $RL > 1000$ m, pendientes medias que superan los 15° y una VarP alta indican un paisaje irregular y disectado, con flancos de valles profundos que responden a la interacción entre incisión fluvial y deformación. Esta topografía de alta rugosidad se concentra en proximidades de las fallas compresivas del frente como Guaicaramo, Tocaragua, Culaticas, Salitre y Tuneba, donde las estructuras no solo ejercen un control primario en la arquitectura del relieve, sino que, al actuar como zonas de debilidad cortical, condicionan la distribución espacial de los procesos erosivos.

Por otro lado, el Piedemonte Llanero presenta RL bajos, pendientes suaves (0° - 20°) y VarP reducida, reflejando superficies homogéneas y procesos de sedimentación predominantes. Aunque esta topografía homogénea y de baja energía refleja la predominancia de procesos de sedimentación y una deformación cortical más distribuida, no implica inactividad tectónica; al contrario, es la zona donde la deformación comienza a migrar hacia el este, como lo evidencian las anomalías en la red de drenaje detectadas por el índice de Hack (SL) y en los perfiles *Swath*. La transición abrupta entre ambos dominios, demarcada por un umbral de pendiente alrededor de 15° , coincide con el frente de cabalgamiento oriental, subrayando cómo la arquitectura tectónica dicta la evolución del paisaje, esta transición abrupta entre ambos dominios constituye un patrón común en frentes de cabalgamiento activos a nivel global (Burbank y Anderson, 2012). Los perfiles *Swath* transversales a las estructuras principales complementan esta visión general, mostrando variaciones en elevación media y RL que delinean bloques corticales coherentes, como el dominio de alto THi^* (>0.6) entre Mortiñal y Salitre, donde el levantamiento reciente eleva la topografía sin una disección equivalente, o el bajo THi^* (~ 0.25) en La Laja, indicativo de un ciclo erosivo maduro post-deformación. Esta configuración implica un régimen de deformación activa que no solo eleva el relieve, sino que también modula su respuesta erosiva.

7.2. Deformación y ajuste fluvial sobre la Cordillera Oriental

En la Cordillera Oriental, los índices geomorfológicos delinean una evolución paisajística donde el levantamiento tectónico generalizado impulsa una reorganización fluvial progresiva, desde el abombamiento inicial de bloques hasta la incisión profunda y el ajuste de divisorias. Los perfiles *Swath* capturan esta secuencia a escala regional, revelando un dominio coherente de THi^* elevado (0.6-0.7) entre las fallas Mortiñal y Salitre, que sugiere un rejuvenecimiento topográfico uniforme donde la elevación media se incrementa sin que la red de drenaje genere un

RL equivalente, indicando un pulso de deformación reciente que aún no ha sido equilibrado por la erosión. Esta señal de abombamiento inicial se extiende a bloques como Culaticas, Uruguay y Tuneba, donde el THi^* alto contrasta con RL bajo, configurando un paisaje juvenil que favorece la migración de anomalías erosivas (*knickpoints*) aguas arriba. Este patrón se puede asociar con la exhumación rápida (>1 km/Ma) en el Plioceno tardío-Pleistoceno, con edades AFT/AHe <6 Ma y remoción de $\sim 3-5$ km de sobrecarga en fallas de inversión como Labateca y Cubugón, impulsando un levantamiento diferencial que propaga *knickpoints* en bloques juveniles (Mora et al., 2015, 2013).

A escala de cuenca, el índice de asimetría (AF^*) integra esta dinámica al mostrar patrones de basculamiento que responden al escape lateral: en la zona central, el giro abrupto de la dirección de asimetría —del SW en cuencas como C10-C11 al NW en C14-C16 y SE en C17-C18— refleja la compartimentación impuesta por las fallas de Chucarima y Tame, dividiendo el frente en bloques con inclinaciones diferenciales que desvían el drenaje y amplifican la respuesta al levantamiento. Complementariamente, el índice Vf (<0.5 en el 66% de los valles) evidencia cómo esta deformación se traduce en incisión vertical, con valles en "V" que perforan los bloques elevados independientemente de la asimetría, como en cuencas simétricas o de asimetría moderada, donde la elevación del nivel base por cabalgamientos acelera la disección sin requerir basculamiento lateral pronunciado. Esta incisión se manifiesta a nivel de canales rocosos mediante el ksn, que identifica anomalías consistentes (altos valores con baja desviación) en la Zona B (fallas Mortiñal, Tuneba, Salitre, Tocaragua, Culaticas, La Laja y Guaicaramo), donde las pendientes fluviales anómalas marcan la propagación de señales tectónicas desde el frente compresivo, con transiciones bruscas (alta desviación en ksn) en la Zona C (bloque entre Sácama y Mortiñal), límites entre Sácama y Bachira, y zonas a los lados del frente compresivo sobre las

fallas de rumbo Chucarima y Tame que indican complejidad en la migración de *knickpoints*. Este comportamiento es análogo al modelo propuesto por Mora et al. (2013), donde el bloque débil de la Cordillera Oriental escapa entre bloques cratónicos, generando curvatura oroclinal y compartimentación de las cuencas.

Esta propagación culmina en desequilibrios de divisorias que anticipan una reorganización a largo plazo, donde valores altos de χ al este de cuencas como C3, C4 y C8 sugieren un potencial de captura hacia el este bajo condiciones uniformes de levantamiento, pero las métricas de Gilbert (elevación, relieve local y gradiente medios-altos hacia el oeste) muestran un ajuste actual opuesto, con estabilidad local en cabeceras que refleja un bloqueo tectónico (*tectonic quenching*), donde el campo de esfuerzos tectónicos, controlado por fallas como Chucarima y Tame, inhibe la reorganización natural del paisaje predicha por los modelos de equilibrio (Whipple et al., 2013). Juntos, estos índices narran un ciclo de deformación donde el abombamiento inicial (*Swath*) genera basculamientos y valles incisivos (AF y Vf), que propagan *knickpoints* (*ksn*) y tensionan las divisorias (χ y Gilbert), configurando un paisaje en transición hacia un equilibrio dinámico forzado principalmente por la transpresión. Esta dinámica es consistente con la estabilización de divisorias bajo regímenes transpresivos, con enfriamiento rápido del bloque Cocuy (<6 Ma) que inhibe migración de deformación y focaliza la exhumación en el frente oriental (Mora et al., 2015, 2013).

7.3. Respuesta morfológica al levantamiento en el Piedemonte Llanero

El Piedemonte Llanero emerge como una zona de transición donde la deformación se distribuye de manera más sutil, configurando una dinámica morfológica que extiende el abombamiento desde la cordillera hacia perturbaciones fluviales localizadas, como expresión directa de la propagación cortical. En los perfiles *Swath*, tramos amplios de $THi^* > 0.5$ con RL

bajo, como en Paz Ariporo (Figuras 12 y 13) y el anticlinal de Hato Corozal (Figura 16), indican un levantamiento reciente y uniforme que eleva la topografía media sin generar disección profunda, contrastando con la alta rugosidad de la cordillera adyacente y preparando un bajo relieve que nuclea anomalías en la red de drenaje, donde las 39 *knickzones* del SL (16 de intensidad muy alta) emergen como la manifestación localizada de este abombamiento, marcando discontinuidades en perfiles longitudinales alineadas con fallas como Loma San José, Chucarima y Paz Ariporo, y contactos litológicos (Cretácico-Mioceno) que amplifican la señal en depósitos cuaternarios. Esta integración revela una secuencia donde el levantamiento generalizado (THi^* alto) genera gradientes anómalos que focalizan la erosión en límites estructurales, evidenciando cómo la deformación migra hacia el este sin alterar la homogeneidad general del piedemonte, pero preparando su disección futura en sectores de alta intensidad como el noroeste, donde el 74% de las *knickzones* coinciden con las estructuras principales (fallas y pliegues; ver Anexo 4). La migración de la deformación sobre el piedemonte es consistente con las tasas de elevación cuaternaria (2.8 ± 1.5 mm/año) y acortamiento (2.1 ± 1.2 mm/año) documentadas en el anticlinal de Tame y con la deformación de terrazas reciente hacia el norte de la cuenca llanos (Veloza et al., 2015; Macellari, 2025).

7.4. Implicaciones para el modelo tectónico regional

La integración de los índices a lo largo del área de estudio confirma un modelo de transpresión cortical activa en la sintaxis del Cocuy, donde el acortamiento E-O se acomoda mediante levantamiento diferencial de bloques delimitados por fallas de rumbo como Chucarima y Tame, con escape lateral hacia el este que propaga la deformación desde la cordillera al piedemonte. En la cordillera, el abombamiento inicial (THi^* alto) y la incisión subsiguiente (Vf bajo, anomalías ksn) responden a un pulso de deformación que exhuma el relieve, mientras que

el basculamiento (AF*) y el desequilibrio de divisorias (χ vs. Gilbert) ilustran cómo las estructuras de rumbo compartimentan la corteza, inhibiendo la reorganización fluvial mediante bloqueo tectónico, un proceso donde los esfuerzos transpresivos estabilizan cabeceras pese a gradientes erosivos desiguales. Estos cambios en basculamientos e índices no son graduales, sino abruptos al pasar por zonas de fallas, como se evidencia en los giros repentinos de dirección de asimetría en AF* (e.g., de SW a NW/SE en la zona central cerca de fallas como Tame y Chucarima), transiciones bruscas en perfiles Swath (e.g., THi* alto a bajo en límites de fallas como La Laja), y anomalías de ksn con alta desviación estándar en contactos litológicos y estructurales, reflejando el control tectónico que genera discontinuidades morfológicas en lugar de variaciones suaves.

Esta dinámica se extiende al piedemonte, donde el abombamiento (*Swath*) concentra *knickzones* locales (SL) en fallas como Paz Ariporo, indicando migración de la deformación hacia los Llanos sobre un relleno neógeno espeso que favorece la flexión. Este escenario es consistente con la presencia de un depósito neógeno excepcionalmente espeso en el antepaís llanero, el cual, al actuar como una placa de baja flotabilidad, se flexiona fácilmente bajo el empuje del bloque del Cocuy, favoreciendo la propagación de la deformación hacia la cuenca (Hermeston et al., 2013; Mora et al., 2015). El modelo propuesto describe un sistema bivergente donde el frente compresivo (Guaicaramo) eleva bloques coherentes con incisión focalizada, mientras el piedemonte actúa como zona de acomodación distribuida, con *knickzones* que presentan sensores de actividad reciente en sedimentos cuaternarios, alineados con la migración de la deformación hacia estructuras de bajo ángulo y bajo relieve. La recurrencia de sismicidad superficial (<40 km, magnitudes <4) en estas zonas respalda la actividad neotectónica destacada por los índices, aunque sin correlación directa cuantificable en este estudio. Esta coincidencia

espacial sugiere una posible asociación con procesos tectónicos que favorecen la recurrencia sísmica de baja a moderada magnitud. La identificación de estas zonas de alta actividad morfodinámica subraya la necesidad de integrar estudios geofísicos y geodésicos futuros para refinar los modelos.

8. Conclusiones

El estudio morfotectónico integrado del flanco oriental de la Cordillera Oriental y el norte del Piedemonte Llanero revela un paisaje dinámico y estructuralmente controlado, donde un régimen de transpresión activa ha generado una clara dualidad morfoestructural. Esta se manifiesta como un dominio montañoso en rejuvenecimiento, con topografía irregular profundamente disectada, que contrasta abruptamente con un piedemonte de topografía homogénea pero que actúa como una zona de acomodación.

La integración de índices geomórficos cuenta una historia coherente de deformación reciente. En la cordillera, el levantamiento cortical generalizado —identificado mediante perfiles *swath*— impulsa un rejuvenecimiento topográfico. Este pulso tectónico se traduce en una incisión fluvial eficiente, evidenciada por valles en "V" y anomalías de pendiente (ksn alto), que propagan *knickpoints* aguas arriba. Sin embargo, esta evolución del paisaje está compartimentada por grandes fallas de rumbo como Chucarima y Tame, que dividen la corteza en bloques con comportamientos diferenciales, reflejados en los patrones de basculamiento de las cuencas (AF). La discrepancia entre los indicadores de largo plazo (χ) y los de corto plazo (métricas de Gilbert) sugiere un "bloqueo tectónico" que inhibe la reorganización fluvial bajo esfuerzos transpresivos.

La deformación no se limita al ámbito montañoso, sino que se propaga de manera sutil hacia el Piedemonte Llanero. Aquí, el levantamiento se manifiesta como un abombamiento

cortical generalizado (alto THi^* con bajo RL) en estructuras como Paz de Ariporo y el anticlinal de Hato Corozal, el cual genera perturbaciones localizadas en la red de drenaje. La presencia de *knickzones* significativas (SL) alineadas con fallas y contactos litológicos, junto con la recurrencia de sismicidad superficial, confirma que este dominio constituye en realidad un frente activo de deformación migratoria. Este escenario es consistente con un modelo de transpresión en la sintaxis del Cocuy, donde el acortamiento E-O se acomoda mediante escape lateral hacia el este, propagando la deformación sobre el espeso relleno neógeno de la cuenca.

El trabajo demuestra la efectividad de un enfoque morfotectónico remoto para descifrar la actividad tectónica relativa reciente en regiones de difícil acceso. La historia integrada que emerge —desde el abombamiento inicial y la incisión fluvial en la cordillera hasta la formación de *knickzones* como sensores de deformación en el piedemonte— no solo mejora la comprensión de los modelos de deformación en el noreste de los Andes colombianos, sino que también delimita zonas prioritarias con alta actividad morfodinámica.

Estos resultados sugieren la necesidad de realizar estudios detallados de amenaza sísmica y por movimientos en masa, especialmente en aquellas áreas que coinciden con centros poblados o que atraviesan infraestructuras con actividad crítica. Si bien las anomalías morfométricas por sí solas no constituyen aún un insumo formal para los planes de ordenamiento territorial, proveen una base técnica robusta para orientar y priorizar la evaluación de riesgos en esta región de alta sismicidad. Futuros estudios que integren geodesia, geofísica y monitoreo in situ permitirán cuantificar tasas de deformación y validar estas correlaciones, generando así información específica para fortalecer estrategias de resiliencia territorial en el área de estudio.

9. Recomendaciones

Realizar estudios geofísicos y geodésicos detallados en las zonas identificadas con alta actividad morfodinámica (ej. fallas Salitre, Tuneba, y Zona D con anomalías de Ksn no asociadas a estructuras conocidas), con el fin de caracterizar su potencial sísmico y tasa de deformación actual.

Desarrollar modelos físicos de deformación transpresiva para simular la evolución del paisaje y validar las hipótesis de bloqueo tectónico.

Utilizar los mapas de anomalías morfométricas (incluyendo densidades de *knickzones* y valores altos de ksn) como base para priorizar estudios detallados de amenaza sísmica y geomorfológica en municipios como Cubará, Tame y Hato Corozal. En particular, se deben enfocar esfuerzos en aquellas zonas que coincidan espacialmente con centros poblados o atraviesen infraestructura de vital importancia, como vías principales, redes eléctricas y acueductos, con el fin de evaluar riesgos de remoción en masa y sismicidad superficial

Usar como insumo los resultados del índice SL (*knickzones*) de este trabajo para estudios paleosismológicos detallados en las zonas donde se concentran las anomalías y la sismicidad histórica. Estos estudios deberían enfocarse en depósitos cuaternarios datables que evidencian deformación reciente, con énfasis en áreas que coincidan con centros poblados o atraviesen infraestructura de vital importancia (como vías y redes de servicios), esto podría enriquecer futuras actualizaciones de los mapas de amenaza regionales.

Aplicar métodos de datación por cosmogénicos para cuantificar tasas de incisión y calibrar los índices morfométricos con edades absolutas.

Referencias Bibliográficas

- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J. J., y Reyes-Harker, A. (2008). An integrated analysis of an orogen–sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120(9-10), 1171-1197. <https://doi.org/10.1130/B26187.1>
- Bello Quintero, K. L., y Gómez Santos, M. F. (2018). Descripción morfogenética y caracterización morfométrica de los abanicos aluviales entre Tame y Hato corozal: contribución a la evolución geomorfológica (tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in arid regions. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, NY, pp. 115–138.
- Bull, W. B. (2008). *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. John Wiley & Sons.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2012). Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2012). *Tectonic geomorphology* (2nd ed.). Wiley-Blackwell.
- Burg, J. P., y Podladchikov, Y. (2000). From buckling to asymmetric folding of the continental lithosphere: Numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. *Geological Society, London, Special Publications*, 170(1), 219-236.
- Caballero, V., Parra, M., y Mora Bohorquez, A. R. (2010). Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano: proveniencia

- sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca Valle Medio del Magdalena. *Boletín de geología*, 32(1), 45-77. http://www.scielo.org.co/scielo.php?pid=S0120-02832010000100003&script=sci_arttext
- Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., y Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG bulletin*, 79(10), 1421-1442. <https://doi.org/10.1306/7834D9F4-1721-11D7-8645000102C1865D>
- 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. *Geological society of america bulletin*, 106(5), 571-581. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106%3C0571:AODBSA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106%3C0571:AODBSA%3E2.3.CO;2)
- Crosby, B. T., y Whipple, K. X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82(1-2), 6-38. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023>
- Dimaté, C., Rivera, L., Taboada, A., Delouis, B., Osorio, A., Jimenez, E. y Gómez, I. (2003). The 19 January 1995 Tauramena (Colombia) earthquake: geometry and stress regime. *Tectonophysics*, 363(3-4), 159-180. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00670-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00670-4)
- Flint, J. J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5), 969-973.
- Forte, A. M., & Whipple, K. X. (2018). Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters*, 493, 102-117. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.026>

- García-Delgado, H., Schwanghart, W., Hoke, G. D., Guerrero, B., y Velandia, F. (2023). How erosional efficiency modulates landscape response to drainage reorganization: New empirical evidence from the Andes. *Geomorphology*, 440, 108893. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108893>
- Gilbert, G.K., 1877. *Geology of the Henry Mountains*. USGS Report, Government Printing Office, Washington, D.C.
- Gómez-Tapias, Nivia, A., Montes, N., Tejada, M., Jiménez, D., Sepúlveda, M., Osorio, J., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H., y Mora, M., (2007). *Mapa Geológico de Colombia*: Bogotá, Colombia, Ingeominas, escala 1:1.000.000.
- Gonzalez, F. J. G. 2005. *Caracterización geoquímica y estratigráfica del intervalo Paleoceno Superior para una transecta entre el pozo Coporo-1 y Gibraltar-1, Piedemonte Llanero* (Tesis de doctorado). Universidad Industrial de Santander (UIS)-ICP, Bucaramanga, Colombia.
- Goodchild, M. F., y Li, L. (2012). Assuring the quality of volunteered geographic information. *Spatial statistics*, 1, 110-120. <https://doi.org/10.1016/j.spasta.2012.03.002>
- Guerit, L., Dominguez, S., Malavieille, J., y Castellort, S. (2016). Deformation of an experimental drainage network in oblique collision. *Tectonophysics*, 693, 210-222. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.016>
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the us Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Hare, P. W., y Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Tectonic geomorphology*, 4, 75-104.

- Hermeston, S., and M. Nemcok, 2013, Thick-skin orogen–foreland interactions and their controlling factors, Northern Andes of Colombia, in M. Nemcok, A. Mora, and J. W. Cosgrove, eds., Thick-skin-dominated orogens: From initial inversion to full accretion: GSL Special Publications, <http://dx.doi.org/10.1144/SP377.16>.
- Hodges, K. V. (2000). Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3), 324-350. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112%3C324:TOTHAS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112%3C324:TOTHAS%3E2.0.CO;2)
- Howard, A. D., Dietrich, W. E., y Seidl, M. A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13971-13986. <https://doi.org/10.1029/94JB00744>
- Kammer, A., y Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 412-422. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.006>
- Kammer, A., Piraquive, A., Gómez, C., Mora, A., Velásquez, A., Gómez, J., y Mateus-Zabala, D. (2020). Structural styles of the Eastern Cordillera of Colombia. *The geology of Colombia*, 3, 143-183.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (1996). *Active tectonics* (Vol. 338). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Kirby, E., y Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of structural geology*, 44, 54-75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Linares, R., Posada, C., Vélez, M., y Rueda, E. (2003). Modelamiento Estructural en Zonas Complejas del Piedemonte Llanero. Informe Final/ECOPETROLICP. Piedecuesta.

- Liu, Z., Zhou, S., Yu, H., Zhang, W., Guo, F., Chen, X., y Guo, J. (2022). Quantitative analysis of tectonic geomorphology research based on web of science from 1981 to 2021. *Remote Sensing*, 14(20), 5227. <https://doi.org/10.3390/rs14205227>
- Macellari, C.E., 2025. Present-day foreland development and its relation to plate tectonics in the northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 157, 105465. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105465>
- Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Torcal, F., 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics* 422, 159-173. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.06.001>
- Molin, P., Pazzaglia, F. J., y Dramis, F. (2004). Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly- deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American journal of science*, 304(7), 559-589.
- Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L. I., y Strecker, M. R. (2009). The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: A reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Research*, 21(1), 111- 137. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00367.x>
- Mora, A., Parra, M., Forero, G. R., Blanco, V., Moreno, N., Caballero, V., y Ghorbal, B. (2015). What drives orogenic asymmetry in the Northern Andes? A case study from the apex of the Northern Andean Orocline. *AAPG MEMOIR*. <https://doi.org/10.1306/13531949M1083652>

- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., y Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25(2). <https://doi.org/10.1029/2005TC001854>
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Zeilinger, G., Jaramillo, C., y Blanco, M. (2010). The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *Bulletin*, 122(11-12), 1846-1864. <https://doi.org/10.1130/B30033.1>
- Mora, A., Reyes-Harker, A., Rodriguez, G., Tesón, E., Ramirez-Arias, J. C., Parra, M., ... & Stockli, D. F. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological society London*, Vol. 377. <https://doi.org/10.1144/SP377.6>
- Moreno-Lozada, D., García-Delgado, H., & Velandia, F. (2024). Determinación de actividad tectónica reciente en el flanco occidental del Macizo de Santander (Colombia) a partir del análisis morfométrico. *Boletín De Geología*, 46(3), 69–103. <https://doi.org/10.18273/revbol.v46n3-2024003>
- 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. (Tesis de Maestría) Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Paris, 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: US Geological Survey Open File Report 00-0284.
- Parra, M., Mora, A., Sobel, E. R., Strecker, M. R., y González, R. (2009). Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature

- thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, 28(4).
<https://doi.org/10.1029/2008TC002423>
- Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M. O. H. A. M. M. A. D., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., y 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. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>
- Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., Booth-Rea, G., Azor, A., y Delgado, J. (2009). Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(F2).
<https://doi.org/10.1029/2008JF001092>
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., Keller, E.A., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119, 74 – 78.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.020>
- Perron, J. T., y Royden, L. (2013). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth surface processes and landforms*, 38(6), 570-576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>
- Piacentini, D., Troiani, F., Servizi, T., Nesci, O., & Veneri, F. (2020). SLIX: a GIS toolbox to support along-stream knickzones detection through the computation and mapping of the stream length-gradient (SL) index. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 9(2), 69. <https://doi.org/10.3390/ijgi9020069>
- Pike, R. J., Evans, I. S., y Hengl, T. (2009). Geomorphometry: a brief guide. *Developments in soil science*, 33, 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00001-9](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00001-9)

- Pingel, H., Strecker, M. R., Alonso, R. N., y Schmitt, A. K. (2013). Neotectonic basin and landscape evolution in the Eastern Cordillera of NW Argentina, Humahuaca Basin (~24 S). *Basin Research*, 25(5), 554-573. <https://doi.org/10.1111/bre.12016>
- Queiroz, G. L., Salamuni, E., y Nascimento, E. R. D. (2015). Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers & Geosciences*, 76, 80-87. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.11.004>
- Radaideh, O. M., y Mosar, J. (2019). Tectonics controls on fluvial landscapes and drainage development in the westernmost part of Switzerland: Insights from DEM-derived geomorphic indices. *Tectonophysics*, 768, 228179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228179>
- Red Sismológica Nacional de Colombia SGC (2023). Boletín de sismos Enero-Diciembre de 2023. Boletines de sismicidad. Vol. 31. <https://www2.sgc.gov.co/Publicaciones/Paginas/boletines-sismicidad.aspx>
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., y Telbisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104(3-4), 203-217. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.014>
- Sarabia, A., Barbosa, D., Pérez, H., Montejo, J. (2024). Estimación de efectos e intensidades del sismo ocurrido el 17 de agosto de 2023 en San Juanito, Meta. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.
- Sarabia, A., Cifuentes, H., Dimaté, C, 2006 Estudio macro sísmico del sismo del 16 de noviembre de 1827, Altamira (Huila). INGEOMINAS. Bogotá

- Sarabia-Gómez, A. M. (2025). Zonificación de los daños causados por sismos históricos significativos en Bogotá (Colombia). *Boletín De Geología*, 47(2), 125–142. <https://doi.org/10.18273/revbol.v47n2-2025006>
- Sarmiento, L. (2001). *Mesozoic Rifting and Cenozoic Inversion of the Eastern Cordillera. Colombian Andes* (Tesis de doctorado). Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands.
- Schwanghart, W. (2021, 25 de marzo). Finding the right m/n ratio using mnoptimvar. TopoToolbox. <https://topotoolbox.wordpress.com/2021/03/25/finding-the-right-mn-ratio-using-mnoptimvar/>
- Scotti, V. N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., y Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology*, 206, 37-57. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.017>
- Sepúlveda Rivera, T. P. (2019). Neotectónica y paleosismología de la falla Mesamávida: evidencia de actividad cuaternaria tardía del cabalgamiento andino occidental (watf) en la Región del Maule, Chile Central (36° S). Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
- Servicio Geológico Colombiano. (14 de junio de 2025). Sismo de Paratebuena reactivó movimiento en masa de 60 hectáreas cerca a la vía Cumaral. Portal Servicio Geológico Colombiano. <https://www2.sgc.gov.co/Noticias/Paginas/Sismo-de-Paratebuena-reactivo-movimiento-en-masa-de-60-hectareas-cerca-a-la-via-Cumaral.aspx>
- SGC. (2015a). Elaboración de la cartografía geológica de un conjunto de planchas a escala 1:100 000 ubicadas en cuatro bloques del territorio nacional. Plancha 138 - Tame. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.

- SGC. (2015b). elaboración de la cartografía geológica de un conjunto de planchas a escala 1:100 000 ubicadas en cuatro bloques del territorio nacional. Plancha 122-Chucarima. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.
- SGC. (2015c). elaboración de la cartografía geológica de un conjunto de planchas a escala 1:100 000 ubicadas en cuatro bloques del territorio nacional. Plancha 123-Saravena. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., y Bardaji, T. (2003). Fault-generated Mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3), 203-225. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00215-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00215-5)
- Taboada, A., Rivera, L. A., 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. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Troiani, F., Piacentini, D., Della Seta, M., y Galve, J. P. (2017). Stream Length-gradient Hotspot and Cluster Analysis (SL-HCA) to fine-tune the detection and interpretation of knickzones on longitudinal profiles. *Catena*, 156, 30-41. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.03.015>
- Ulloa y Arias (1998). Geología del área Yopal, Cocuy y Saravena. Documento interno. GEOSUR Ltda.
- University of Alaska Fairbanks. (s.f.). ASF Data Search. Alaska Satellite Facility. Recuperado 15 de noviembre de 2023, de <https://search.asf.alaska.edu/>
- Velandia, F., García-Delgado, H., Zuluaga, C. A., López, J. A., Bermúdez, M. A., & Audemard 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, Article 104087. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104087>
- Veloza, G., Styron, R., Taylor, M., y Mora, A. (2012). Open-source archive of active faults for northwest South America. *Gsa Today*, 22(10), 4-10. <https://doi.org/10.1130/GSAT-G156A.1>
- Veloza, G., Taylor, M., Mora, A., y Gosse, J. (2015). Active mountain building along the eastern Colombian Subandes: A folding history from deformed terraces across the Tame anticline, Llanos Basin. *Bulletin*, 127(9-10), 1155-1173. <https://doi.org/10.1130/B31168.1>
- Vergara, H., Taboada, A., Romero, J., Paris, G., y Castro, E. (1996). Principales fuentes sismogénicas de la región central de Colombia. *Men. VII Cong. Col. Geol*, 13.
- Viveen, W., Baby, P., y Hurtado-Enríquez, C. (2021). Assessing the accuracy of combined DEM-based lineament mapping and the normalised SL-index as a tool for active fault mapping. *Tectonophysics*, 813, 228942. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228942>
- Whipple, K., Dibiase, R. A., & Crosby, B. T. (2013). Bedrock rivers. In *Fluvial geomorphology* (pp. 550-573). Elsevier Inc.
- Whipple, K.X., Forte, A.M., DiBiase, R.A., Gasparini, N.M., Ouimet, W.B., 2017. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: implications for the role of divide mobility in landscape evolution. *J. Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1002/2016JF003973>.
- Willett, S. D., McCoy, S. W., Perron, J. T., Goren, L., y Chen, C. Y. (2014). Dynamic reorganization of river basins. *Science*, 343(6175), 1248765. <https://doi.org/10.1126/science.1248765>

Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., y Sheehan, D.
(2006).