


# Influencia de la actividad tectónica y volcánica reciente en la dinámica fluvial del río Anaime (Cajamarca, Cordillera Central de Colombia)

Helbert García-Delgado<sup>1\*</sup>, Silvia Machuca<sup>1</sup>

doi: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v41n3-2019003> 

**Forma de citar:** García-Delgado, H., y Machuca, S. (2019). Influencia de la actividad tectónica y volcánica reciente en la dinámica fluvial del río Anaime (Cajamarca, Cordillera Central de Colombia). *Boletín de Geología*, 41(3), 57-83. doi: 10.18273/revbol.v41n3-2019003.

## RESUMEN

El valle del río Anaime, localizado en la parte central de la Cordillera Central, se encuentra en una zona con influencia tectónica importante por estructuras regionales que hacen parte de los Sistemas de Fallas de Palestina e Ibagué. Además de lo anterior, esta zona ha estado bajo influencia de eventos volcánicos regionales como producto de la actividad reciente durante los últimos 5000 años del Volcán Cerro Machín. En este trabajo se presenta un análisis geomorfológico cuantitativo a partir del uso de diferentes índices geomorfológicos tales como la curva e integral hipsométrica, el índice de forma de la cuenca, el factor de asimetría, la relación ancho-altura del valle, perfiles longitudinales normalizados y el índice de extensión pendiente-relativa con el objetivo de analizar la influencia de la tectónica y la actividad volcánica en la evolución reciente del paisaje en el río Anaime. Los análisis geomorfológicos muestran que la evolución reciente del paisaje a lo largo de la parte alta del valle del río Anaime ha estado controlada por caídas locales en el nivel base inducidas por actividad tectónica reciente de la Falla de Palestina y con menor influencia por la Falla de Ibagué. La presencia de múltiples *knickpoints* móviles a lo largo de algunos tributarios del río Anaime y su correlación positiva con las estructuras asociadas a la Falla de Palestina permiten suponer que esta estructura ha estado activa. Por otro lado, la actividad Holocena del Volcán Cerro Machín ha inducido ajustes en el paisaje y la red de drenaje con el objetivo de compensar el gran volumen de material piroclástico depositado sobre el valle del río Anaime, anomalías que han perdurado en escalas de tiempo de entre  $10^2$  a  $10^3$  años y que pueden ser analizadas con la curva hipsométrica y los perfiles longitudinales normalizados de algunas quebradas tributarias al río Anaime.

**Palabras clave:** geomorfología tectónica; Falla de Palestina; Falla de Ibagué; Volcán Cerro Machín; evolución del paisaje; fallas activas.

## Recent tectonic and volcanic influence on the fluvial dynamics of the Anaime River (Cajamarca, Central Cordillera of Colombia)

## ABSTRACT

The Anaime River valley is located at the central segment of the Central Cordillera of Colombia, a zone where regional structures like the Palestina and Ibagué fault systems have a significant tectonic influence. Additionally, the study area has been affected by recent volcanic activity produced by the Cerro Machín Volcano in the past 5000 years. In this work, we present a quantitative geomorphology analysis along the Anaime River valley by using several geomorphic indexes such as the hypsometric curve, the index of drainage basin shape, the asymmetry factor, the ratio of valley floor width to valley height, normalized longitudinal stream profiles, and the relative slope-extension index. The main goal of this work is to better constraint the influence of tectonic and volcanic processes on the recent landscape evolution along the Anaime River. The geomorphological analysis carried out in this work suggests that recent landscape evolution of upper reaches of the Anaime River and some tributaries has been controlled by a base-level fall induced by recent surface uplift along the Palestina Fault and with some influence of the Ibagué Fault. The presence of multiple mobile knickpoints in some tributaries of the Anaime River can be positively correlated with interpreted lineaments of the Palestina Fault, and therefore it is hypothesized that this structure has been acting modeling both the long and the short-term landscape evolution. On the other hand, pyroclastic events associated with the Holocene activity of the Cerro Machín Volcano have induced landscape and drainage adjustments to compensate the large volumes of pyroclastic material introduced into the Anaime River Valley. These anomalies induced by pyroclastic flows have remained in a timescale of about  $10^2$  to  $10^3$  years, and it can be observed by analyzing the hypsometric curves and normalized longitudinal profiles of some tributaries located on the lower reaches of the Anaime River.

**Keywords:** tectonic geomorphology; Palestina fault; Ibagué fault; Cerro Machín Volcano; landscape evolution; active faults.

<sup>1</sup> Grupo de Amenazas por Movimientos en Masa, Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia. (\*) [helbertgarcia@gmail.com](mailto:helbertgarcia@gmail.com); [hsgarcia@sgc.gov.co](mailto:hsgarcia@sgc.gov.co); [silviamachuca01@gmail.com](mailto:silviamachuca01@gmail.com)

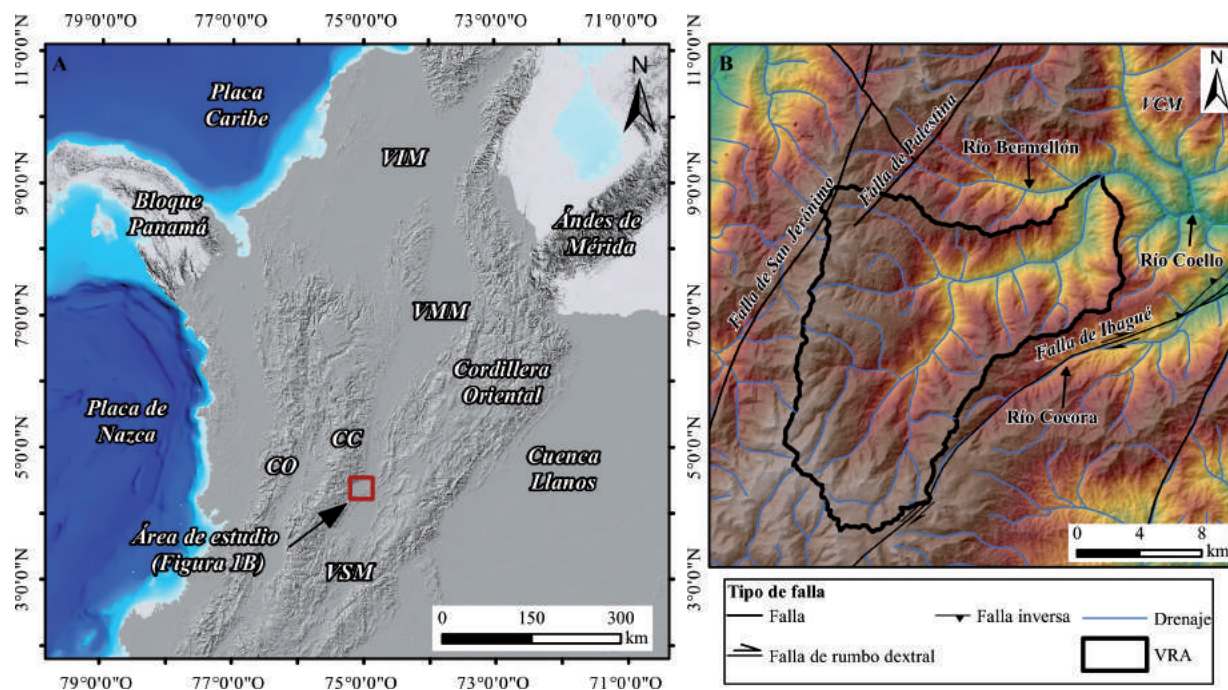
## INTRODUCCIÓN

En tiempos recientes, la implementación de nuevas técnicas mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG) y la cuantificación de las variables morfométricas del terreno han ayudado a entender y conocer de mejor manera los procesos que modelan el paisaje (Bishop *et al.*, 2012). Desde la década pasada, el uso combinado de índices geomorfológicos junto con la llegada de Modelos Digitales de Elevación (MDEs) de resolución media (*e.g.* Sensor ALOS-PALSAR, 30 y 12,5 m de resolución por píxel) han permitido realizar análisis geomorfológicos regionales en zonas de difícil acceso con el objetivo de priorizar zonas potenciales para estudios más detallados, que conllevan no sólo cantidades importantes de recursos económicos sino también de tiempo y logística. Ahora bien, la geomorfología cuantitativa es útil para entender todos aquellos procesos que modelan el paisaje (*e.g.* tectónica, cambio climático, entre otros) y que han venido actuando en una escala de tiempo que puede ser a término corto (*short-term*,  $10^3$  a  $10^4$  años) hasta a término largo (*long-term*,  $10^5$  a  $10^6$  años) (Keller y Pinter, 2002). Tanto la tectónica, la cual es expresada en movimientos verticales localizados a lo largo de fallas puntuales hasta procesos regionales de levantamiento de la superficie, como el clima, la litología y las variaciones en el nivel base han sido observados como agentes modeladores del paisaje ante los cuales la topografía y la red de drenaje se ajustan para volver a un estado de equilibrio (*steady-state*), en el cual las tasas de erosión están en balance con las tasas de levantamiento tectónico (Whipple, 2004). En la mayoría de las cadenas montañosas del mundo, los estados de equilibrio son difíciles de alcanzar ya que tanto los agentes endógenos como exógenos están actuando y desestabilizando el paisaje, lo que conlleva a nuevos ajustes ya sea aguas arriba o aguas abajo, dependiendo de la magnitud y distribución temporal y espacial del evento. Para alcanzar estos estadios de equilibrio, los ríos juegan un papel fundamental, ya que son los encargados de facilitar los procesos erosivos y transportar los sedimentos originados por socavación de fondo, movimientos en masa en laderas, socavación lateral de terrazas aluviales, entre otros (Keller y Pinter, 2002).

En diversos orógenos se ha utilizado el término de ríos en lecho de roca (*Bedrock rivers*) para referirse a aquellos cuerpos de agua en los cuales hay una ausencia

parcial o total de cobertera aluvial y en donde el drenaje está incidiendo directamente en la roca (Whipple, 2004; Kirby y Whipple, 2012). El análisis del perfil longitudinal y el estadio de ajuste de estos ríos, como respuesta a factores externos, es fundamental ya que su presencia indica que existen procesos de incisión activos en unidades de roca resistentes, y que pueden corresponder en determinados contextos a procesos de levantamiento de la superficie (Whipple, 2004; Whipple *et al.*, 2013).

Teniendo en cuenta lo anterior, en este documento se presenta un análisis geomorfológico cualitativo y cuantitativo del Valle del Río Anaime (VRA), el cual está localizado en la parte centro-este de la Cordillera Central, en jurisdicción del municipio de Cajamarca (FIGURA 1). El río Anaime puede ser clasificado como un río en lecho de roca (*Bedrock river*) que ha venido sufriendo diferentes ajustes longitudinales debido a la influencia de diversos factores como el levantamiento de la superficie a lo largo de estructuras NNE-SSO como la Falla de Palestina y ajustes en el nivel base como resultado de la actividad del Volcán Cerro Machín (VCM) durante el Holoceno. Para entender de mejor manera la influencia de estos dos principales procesos en la evolución reciente del VRA, se utilizaron dos enfoques: desde la topografía, la cual permite conocer la respuesta del paisaje a término largo y desde la red de drenaje, la cual puede realizar ajustes en el término corto (Pérez-Peña *et al.*, 2017). En el análisis topográfico se evaluó el mapa de relieve local, el mapa de la integral hipsométrica, el factor de asimetría de la cuenca y la variabilidad de la pendiente, mientras que a nivel de la red de drenaje se evaluaron 17 cuencas de drenaje del VRA mediante la integral hipsométrica, la relación ancho del valle-alto del valle, perfiles longitudinales normalizados junto con el índice de concavidad y finalmente el índice de extensión-pendiente relativa (*RDE* por sus siglas en inglés), el cual permite reconocer puntos de inflexión (*knickpoints*) y zonas de inflexión (*knickzones*) indicativas de desajustes en la red de drenaje (Etchebere *et al.*, 2004, 2007; Queiroz *et al.*, 2015). El enfoque geomorfológico cuantitativo de este trabajo permite reconocer las señales en el paisaje asociadas a la actividad tectónica, lo cual bajo otros enfoques estructurales conlleva una dificultad por la extensa cobertera de depósitos volcánico-clásticos que se incorporan a la topografía.



**FIGURA 1.** A. Mapa de localización regional de la zona de estudio. CC = Cordillera Central; CO = Cordillera Occidental; VM = Valle Inferior del Magdalena; VMM = Valle Medio del Magdalena; VSM = Valle Superior del Magdalena. B. VRA= Valle del Río Anaimé y principales estructuras en la zona de estudio. VCM = Volcán Cerro Machín. Trazos de fallas tomados de Gómez *et al.* (2015).

## MARCO GEOLÓGICO

El VRA está localizado en la parte centro-este de la Cordillera Central (CC), siendo parte de la red de tributarios que drenan la CC hacia el Valle del Magdalena (VM) (FIGURA 1). El río Anaimé nace sobre los 3700 m de altura en el complejo de Páramos Chilí-Barragán, conocido localmente como Páramo Los Valles (FIGURA 2A). La parte alta de la cuenca de drenaje del río Anaimé tiene una dirección de flujo S-N, donde las quebradas La Cucuana, Potosí y Dos Quebradas son las de mayor importancia, alimentadas por drenajes transversales de dirección de flujo O-E y SE-NO dentro de los cuales destacan las quebradas Las Marías, La Suiza, La Unión y Horizonte (FIGURA 2A). La parte media de la cuenca comprende desde la confluencia del río Anaimé con las quebradas Maravelez y Carrizales en el sector de El Cajón (FIGURA 2), hasta el corregimiento de Anaimé donde el río cambia su dirección de flujo de S-N a ENE-OSO y finalmente S-N hasta su confluencia con el río Bermellón (FIGURA 2A). En esta parte media, el río Anaimé recibe como tributarios de mayor orden a las quebradas Carrizales y Maravelez, las cuales al igual que Las Marías tienen una dirección de flujo en dirección NO-SE, y a las quebradas El Águila,

Santa Rita, Las Hormas y La Plata, las cuales tienen dirección de flujo S-N (FIGURA 2A). La parte baja del río Anaimé es la que mayor influencia ha tenido por parte del VCM y donde aún se preservan importantes depósitos de corrientes de densidad piroclástica, especialmente en la quebrada El Espartillal (FIGURA 2A). Debido a que solo se consideraron los tributarios más importantes del río Anaimé, no se tienen en cuenta tributarios de menor área de drenaje como aquellos que drenan la parte media de la cuenca en dirección N-S, excepto por la quebrada La Leona (FIGURA 2A).

En términos morfométricos, la parte alta de la cuenca presenta pendientes promedio de 23°-26° sobre sus laderas, así como zonas elevadas de bajo relieve con pendientes que no superan los 15° (FIGURA 2B). Las mayores pendientes promedio están hacia las quebradas La Cucuana, Maravelez y Carrizales donde alcanzan valores de hasta 34° (FIGURA 2B). La parte media de la cuenca presenta características similares a la parte alta, sin embargo, las zonas de bajo relieve no son visibles excepto por pequeños sectores en la parte alta de la cuenca de la quebrada La Plata (FIGURA 2B). En cuanto a las máximas pendientes, se encuentran valores importantes en la parte alta de la cuenca de la quebrada El Águila, así como en la

quebrada Las Hormas (FIGURA 2B). La parte baja del río Anaime difiere por completo de las partes alta y

media ya que cuenta con pendientes promedio de 20°-23° (FIGURA 2B).

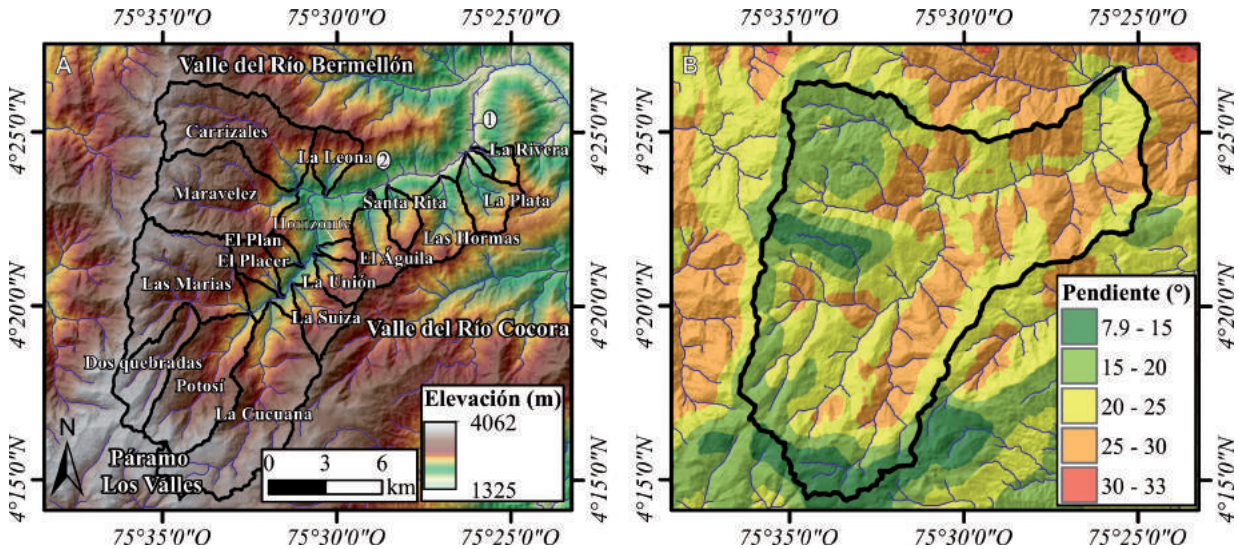


FIGURA 2. A. Mapa de elevaciones del VRA donde se muestran las cuencas de drenaje analizadas. Los numerales 1 y 2 corresponde a las quebradas El Espartillal y el Ródano, respectivamente. B. Mapa de pendientes medias del VRA.

Desde el punto de vista geológico, el VRA está desarrollado predominantemente sobre rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, las cuales comprenden esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos cuarzo-cloríticos, esquistos grafitosos y de forma localizada cuarcitas (FIGURA 3). El Complejo Cajamarca ha sido propuesto como una unidad metasedimentaria del Triásico (Villagómez *et al.*, 2011) con base en análisis U-Pb en circones o incluso Jurásica como producto de la colisión de terrenos o un posterior metamorfismo regional (Blanco-Quintero *et al.*, 2014). A lo largo del VRA, el Complejo Cajamarca presenta una distribución variable, siendo que hacia la parte media-alta de la cuenca hay un predominio de las variedades composicionales ricas en sericita y grafito (FIGURA 4A), mientras hacia la parte baja empiezan a ser más importantes las variedades cuarzo-cloríticas, y desaparecen casi por completo las variedades grafitosas.

En el VRA, los esquistos del Complejo Cajamarca se han visto afectados por procesos magmáticos de carácter intrusivo, los cuales comprenden rocas tonalíticas de edad Plioceno (3,4 Ma, Naranjo *et al.*, 2018). Estas rocas intrusivas han sido denominadas como el Prospecto California (Naranjo *et al.*, 2018), el cual puede ser clasificado como un stock que se dispone en forma de domo en la parte alta de la cuenca de la quebradas Las Hormas (FIGURAS 2 y 3). Además del stock reportado anteriormente, durante

la campaña de campo se encontraron otros cuerpos intrusivos tonalíticos en la parte alta de la quebrada La Plata (FIGURA 4B), así como cuerpos porfiríticos de composición diorítica en la parte alta de las quebradas El Águila y Las Marías (FIGURA 3).

Como productos de la actividad efusiva explosiva más reciente, el VCM es la estructura más importante de la región y cuyos productos piroclásticos han afectado la evolución geomorfológica reciente del VRA. A lo largo del VRA se observan principalmente dos grandes eventos que afectaron la dinámica fluvial, los cuales corresponden a los eventos El Espartillal y Anaime (5100±110 años y 4770±60 años, respectivamente, Cepeda *et al.*, 1996). Ambos eventos son principalmente depósitos de flujos piroclásticos de ceniza y pómez (FIGURA 4C) los cuales están compuestos por pómez, cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíboles y minerales accesorios (Méndez, 2002). Además de los productos originados a partir de corrientes de densidad piroclástica, las laderas del VRA están extensamente cubiertas por depósitos de caídas piroclásticas y depósitos epiclásticos, estos últimos se originan por el retrabajamiento de material volcánico posteriormente al evento eruptivo (Murcia *et al.*, 2013).

Además de estos productos recientes de origen piroclástico se identificaron cuerpos de lavas máficas en el sector de La Alsacia (FIGURAS 3, 4D y 4E),

así como ignimbritas soldadas en la divisoria de aguas de la quebrada El Águila con el río Anaime (FIGURAS 3 y 4F). Los flujos de lava fueron reconocidos inicialmente durante el proyecto de Zonificación de Amenaza Volcánica del VCM (INGEOMINAS, 2002) e interpretados como flujos provenientes de un volcán fisural monogenético ubicado en el sector de las Antenas, a ~1,5 km al SE del casco urbano de Cajamarca (Méndez, R., comunicación verbal). En cuanto a las ignimbritas soldadas, estas son nombradas informalmente por SGC

(2018) como ignimbritas soldadas de Potosí y presentan composición mineralógica similar a los productos del VCM, sin embargo, se deben realizar estudios detallados para entender si estos productos hacen parte de la dinámica del VCM durante su actividad en el Holoceno. Tanto las lavas del sector de La Alsacia como la ignimbrita de Potosí están cubiertas por depósitos de flujos piroclásticos y de caída piroclástica, respectivamente, lo cual le permite asignar una edad relativa mayor al Holoceno.

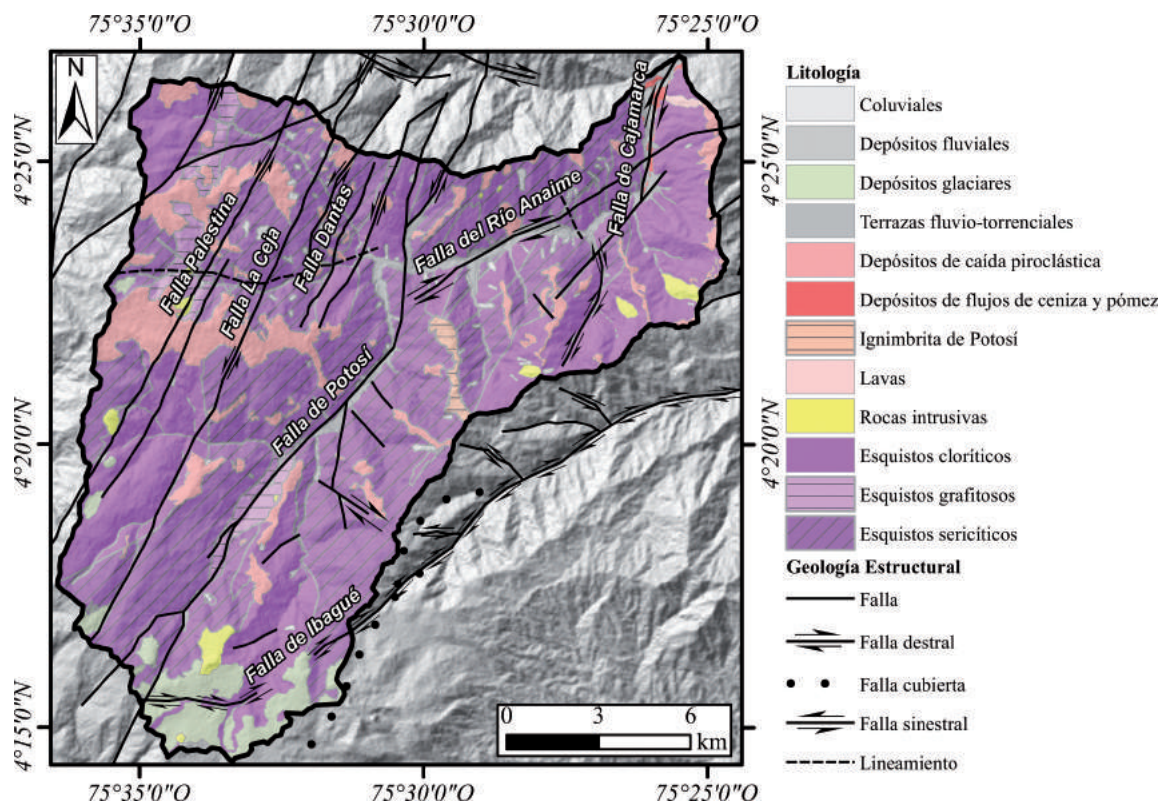
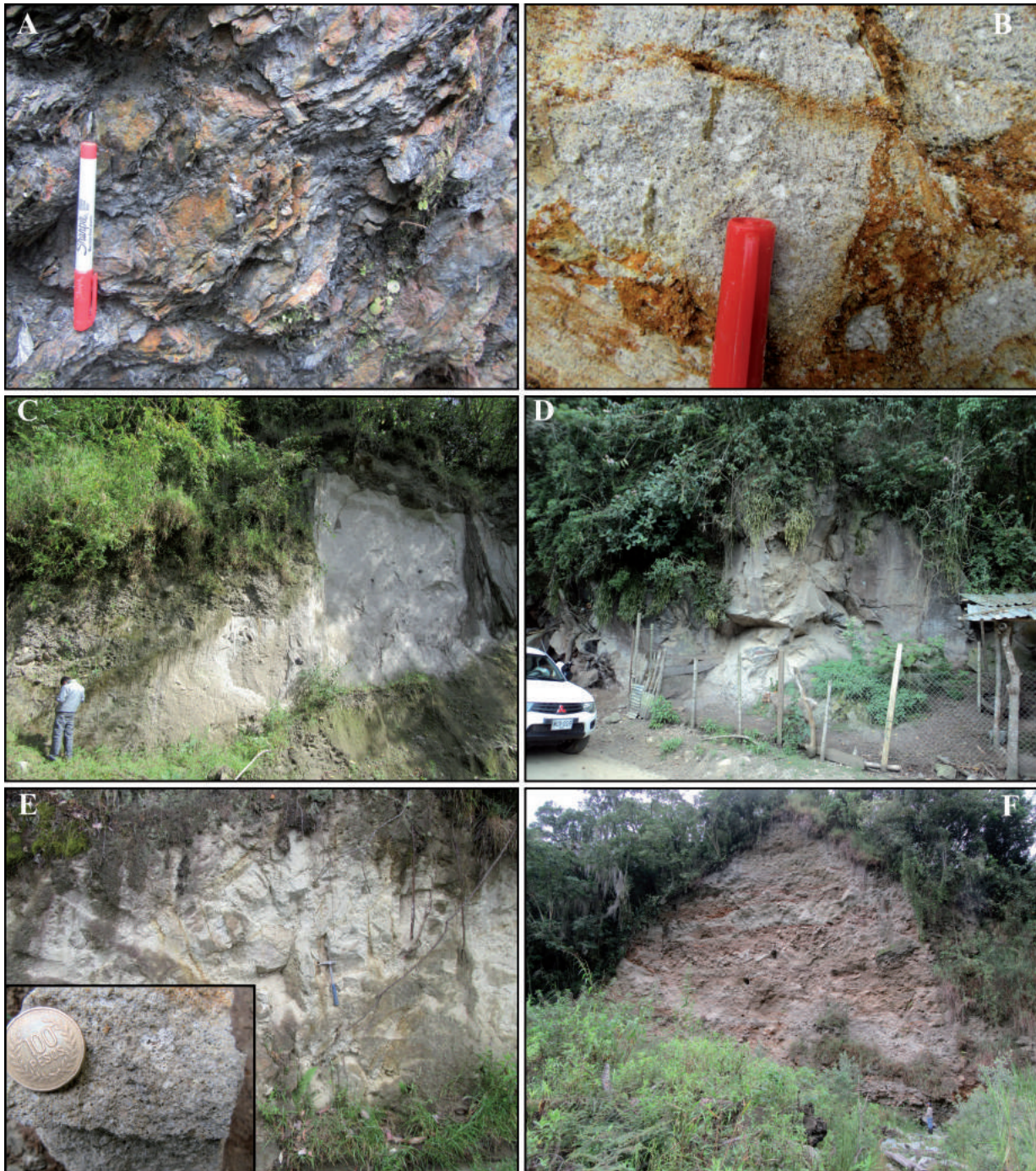


FIGURA 3. Mapa geológico generalizado del VRA. Modificado de SGC (2018).

### Geología estructural del VRA

A lo largo del VRA se pueden encontrar tres grandes sistemas de fallas y lineamientos que han controlado la evolución tectónica reciente: Sistema de la Falla de Palestina (SFP) de rumbo NNE-SSO, Sistema de la Falla de Ibagué (SFI) de rumbo NE-SO y un Sistema de Fallas Transversales (SFT) de rumbo NO-SE (FIGURA 3). El SFP corresponde a una serie de estructuras de cinemática dextral, con ligera vergencia al oeste y rumbo aproximado de N15°E y evidencias de actividad cuaternaria que incluye valles y drenajes alineados, y vulcanismo, entre otras (Feininger, 1970; Acosta *et al.*, 2007). A lo largo del proyecto minero La Colosa, en la cuenca del río Bermellón, la Falla de Palestina presenta una zona de daño

de cerca de 250 m en algunos sectores y consiste en una serie de fallas paralelas de cinemática sinistral (opuesto a la cinemática dextral propuesta regionalmente), aunque con movimientos normales principalmente, los cuales favorecieron el emplazamiento de los pórfidos auríferos del proyecto (Naranjo *et al.*, 2018). El SFP a lo largo de la parte alta de la cuenca del río Anaime comprende de oeste a este las fallas de Palestina, La Ceja y Potosí-La Luisa, así como pequeñas estructuras satélite (FIGURA 3). De estas estructuras, la Falla Potosí-La Luisa es la de mayor importancia ya que controla el curso de la quebrada Potosí y tiene una zona de daño de cerca de 100 m donde afecta principalmente esquistos grafitosos del Complejo Cajamarca (FIGURA 5A).



**FIGURA 4.** Tipos de litologías y materiales aflorantes en el VRA: **A.** Esquistos grafitosos. **B.** Intrusivos tonalíticos del Mioceno. **C.** Flujos de ceniza y pómez. **D.** Lavas. **E.** Ignimbrita de Potosí. **F.** Depósitos fluvio-torrenciales y fluvio-volcánicos.

En cuanto al SFI, este consta de ciertas estructuras paralelas a la Falla de Ibagué, la cual controla el valle del río Cocora, ubicado al SE del VRA (FIGURA 2). El SFI está conformado por estructuras de rumbo aproximado N70°E, de cinemática dextral y cuya expresión morfotectónica es más evidente por desplazar

y deformar sedimentos recientes del abanico de Ibagué (Montes *et al.*, 2005; Diederix *et al.*, 2006; Osorio *et al.*, 2008). Sin embargo, estudios recientes han demostrado que el SFI tiene actividad neotectónica en el sector montañoso de la Cordillera Central, induciendo procesos de erosión remontante en el valle del río Combeima

(Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2014). En afloramientos de la cuenca media del VRA, el patrón de fracturamiento es claramente controlado por el SFI, siendo este más notorio hacia la parte superior de las cuencas de las quebradas El Águila y Santa Rita (FIGURA 5B). Dentro de este sistema, la estructura de mayor importancia es la Falla del río Anaime (FIGURA 3), la cual controla segmentos del río Anaime en la parte media de la cuenca. Asociado a la Falla del río Anaime se observaron algunos indicadores cinemáticos de deformación dúctil como estructuras sigma, los cuales demuestran la cinemática dextral de la estructura (FIGURA 5C).

Finalmente, el SFT corresponde a fallas de planos casi verticales con rumbo NO-SE y de aparente cinemática dextral-normal, las cuales han sido interpretadas como estructuras anti-riedel del SFP, originadas por un cambio en el campo de esfuerzos durante el Mioceno como producto de la acreción del Bloque Chocó (Naranjo *et al.*, 2018). Estas estructuras tienen importancia en cercanías al SFP, principalmente en la parte alta del VRA donde se pueden observar a nivel de afloramiento generando zonas de cizalla con *gouge* de falla (FIGURA 5D).



**FIGURA 5.** Evidencias en afloramiento de la influencia estructural de los principales sistemas de fallas. **A.** Falla de Potosí. **B.** Falla de Ibagué. **C.** Falla del río Anaime. **D.** Sistema de fallas transversales.

## MÉTODOLÓGÍA

Para llevar a cabo el análisis geomorfológico, se obtuvo un MDE con una resolución de 30 m por píxel del sensor ALOS (<https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>). El MDE ALOS ha sido ampliamente utilizado para trabajos similares evaluando índices geomorfológicos y es recomendado para este tipo de

estudios regionales (Koukouvelas *et al.*, 2018). Con base en este MDE, se realizó inicialmente la extracción de la red de drenaje y posteriormente la delimitación del VRA usando las herramientas de *Hidrology* de la suite de *Spatial Analyst* del software *ESRI ArcGIS* 10.6. Posteriormente se realizó la delimitación de las cuencas de drenaje más importantes usando como referencia un área de drenaje mínima de 1 km<sup>2</sup>.

## Análisis topográfico del VRA

El análisis topográfico, el cual permite obtener de manera regional patrones de ajustes del paisaje a término largo, se realizó partiendo del cálculo del mapa de relieve local (FIGURA 6A), el cual es definido como la diferencia entre la envolvente que conecta las crestas y picos en la topografía y una sub-envolvente que conecta el fondo de los valles. La envolvente se calculó con una ventana rectangular móvil de 2x2 km mediante las herramientas de estadísticas focalizadas de ArcGIS (Molin *et al.*, 2004; Azañón *et al.*, 2015).

La hipsometría de una cuenca es definida como la distribución de una porción de terreno en un área determinada (Keller y Pinter, 2002). La hipsometría puede ser visualizada mediante la curva hipsométrica (FIGURA 7) en la cual se grafica la altura relativa ( $h/H$ ) contra la proporción del área total de la cuenca ( $a/A$ ) lo que permite observar el estadio actual de erosión del paisaje (Strahler, 1952; Keller y Pinter, 2002) y clasificarlo ya sea en un estado juvenil (paisaje con incisión activa y relieve importante), maduro (paisaje en equilibrio) o senil (paisaje erodado cercano al nivel base). Ahora bien, la curva hipsométrica puede ser caracterizada a partir de la integral hipsométrica ( $IH$ ) que es el área bajo la curva hipsométrica y puede ser obtenida así:

$$IH = (h_{mean} - h_{min}) / (h_{max} - h_{min}) \quad (1)$$

Donde  $h_{mean}$  es la altura media,  $h_{max}$  es la altura máxima y  $h_{min}$  es la altura mínima (Pike y Wilson, 1971; Keller y Pinter, 2002). Valores de  $IH$  menores a 0,3 (curvas hipsométricas cóncavas) han sido asociados a paisajes seniles, entre 0,3 y 0,5 (curvas en forma de S) a paisajes en equilibrio y mayores a 0,5 (curvas convexas) a paisajes donde hay incisión activa y un relieve marcado (El Hamdouni *et al.*, 2008, FIGURA 6B). Para el caso de las curvas hipsométricas que muestran un estado de equilibrio, es importante analizar si las curvas son convexo-cóncavas (perfil normal) o cóncavo-convexas (perfil anómalo), así como pequeñas convexidades a lo largo de la curva hipsométrica ya que esto podría arrojar información acerca de anomalías en el paisaje relacionados a levantamientos de la superficie, cambios drásticos en la litología, capturas fluviales, entre otros (El Hamdouni *et al.*, 2008; Giaconia *et al.*, 2012). Las curvas hipsométricas se presentan en la FIGURA 7 y los valores de la  $IH$  se muestran en la TABLA 1 y la FIGURA 6B.

Para complementar los análisis topográficos se usó la rugosidad del terreno, la cual es útil para observar

patrones en la topografía que permitan reconocer la influencia tectónica, litológica y/o climática (Grohmann *et al.*, 2011). Una forma de parametrizar la rugosidad del terreno es mediante la variabilidad de la pendiente, la cual es definida como la diferencia entre la pendiente máxima y la pendiente mínima de determinada zona de estudio (Ruszkiczay-Rüdiger *et al.*, 2009; Matoš *et al.*, 2016). Como se mencionó anteriormente, para obtener los mapas de relieve local (FIGURA 6A), hipsometría (FIGURA 6B) y variabilidad de la pendiente (FIGURA 6C) se procedió inicialmente a realizar un suavizado a partir de una ventana rectangular móvil de 2x2 km. Este valor corresponde al valor promedio de ancho de los valles tributarios a lo largo del VRA, lo cual reduce el ruido como producto del MDE y permite visualizar de mejor manera los valores anómalos regionales (Molin *et al.*, 2012; Andreani *et al.*, 2014; Scotti *et al.*, 2014; Calzolari *et al.*, 2016). Para el mapa de topografía filtrada (FIGURA 6D) se utilizó un filtro de paso bajo de 10 km con el cual se pretende resaltar anomalías topográficas que pueden ser asociadas a procesos tectónicos regionales implementando las herramientas de estadísticas focalizadas de ArcGIS (*e.g.* Molin *et al.*, 2012).

En cuanto a índices geomorfológicos a nivel de cuenca de drenaje, se evaluó la forma de la cuenca de drenaje ( $Bs$ ), la cual sirve para diferenciar cuencas alargadas con posible actividad tectónica reciente de cuencas semi-circulares que son asociadas a paisajes con baja influencia estructural (Bull y McFadden, 1977). El índice  $Bs$  se calcula de la siguiente manera:

$$Bs = Bl / Bw \quad (2)$$

Donde  $Bl$  es el largo de la cuenca medido desde la divisoria hasta su desembocadura o confluencia con un drenaje y  $Bw$  es el máximo ancho de la cuenca (Cannon, 1976; Ramírez-Herrera, 1998). Los resultados del índice  $Bs$  se presentan en la TABLA 1. A nivel de cuenca de drenaje también se evaluó el factor de asimetría ( $FA$ ), el cual es útil para evaluar basculamientos tectónicos de la cuenca (Keller y Pinter, 2002). Este índice se evaluó en la forma expresada en valor absoluto (Pérez-Peña *et al.*, 2010) y se calcula de la siguiente manera:

$$|FA| = |50 - [(Ar \times 100) / At]| \quad (3)$$

Donde  $Ar$  es el área a la derecha de la cuenca de drenaje y  $At$  es el área total de la cuenca. Los resultados del índice de  $FA$  se presentan en la TABLA 1.



## Análisis de la red de drenaje en el VRA

El análisis de la red de drenaje se realizó con el objetivo de entender los procesos de incisión del paisaje y la influencia reciente de factores tales como la tectónica o en este caso el vulcanismo Holoceno. Teniendo en cuenta esto, se realizó el cálculo del índice de ancho del valle-alto del valle ( $Vf$ ), el cual ha sido comúnmente usado para discriminar entre valles en V y valles en U y de esta forma entender los procesos de incisión de los drenajes (Bull y McFadden, 1977). El índice  $Vf$  puede ser calculado de la siguiente manera:

$$Vf = 2Vfw / (Eld + Erd - 2Esc) \quad (4)$$

Donde  $Vfw$  es el ancho del fondo del valle,  $Eld$  es la altura del flanco izquierdo del valle,  $Erd$  es la altura del flanco derecho del valle y  $Esc$  es la altura del fondo del valle. Valores de  $Vf < 1$  son característicos de valles en forma de V y por lo tanto pueden ser relacionados con procesos de incisión activos posteriores a una caída en el nivel base y/o un levantamiento tectónico, mientras valores de  $Vf > 1$  son típicos de valles de fondo plano en forma de artesa y donde los procesos de tectónicos están en una aparente quietud (Silva *et al.*, 2003; Bull, 2007; El Hamdouni *et al.*, 2008). Las mediciones del índice  $Vf$  se realizaron entre 0,5 y 1,5 km aguas arriba como es sugerido por algunos autores (Ramírez-Herrera, 1998) y los resultados se presentan en la TABLA 1. Además de lo anterior, en la FIGURA 8 se presentan algunos valles a lo largo del VRA donde se pueden observar las características morfométricas de los mismos.

El análisis del perfil longitudinal de un determinado río es útil para observar todos aquellos cambios ocasionados por factores externos tales como litología, clima, tectonismo, entre otros (Wobus *et al.*, 2006b; Kirby y Whipple, 2012). Los perfiles longitudinales pueden presentar tres formas clásicas las cuales dan información acerca del balance entre los procesos de erosión y levantamiento de la superficie: perfiles cóncavos representan un equilibrio entre erosión y levantamiento de la superficies; perfiles cóncavo-convexos pueden indicar predominio de los procesos erosivos en algún segmento del perfil; finalmente perfiles convexos son característicos de zonas donde el levantamiento de la superficie y la actividad tectónica son dominantes (Menéndez *et al.*, 2008; Pérez-Peña *et al.*, 2010). Partiendo de esto, se realizó un análisis de los perfiles longitudinales de las cuencas de drenaje analizadas usando la forma de perfil longitudinal normalizado (Demoulin, 1998). Esta forma de representación del perfil longitudinal del río es útil no sólo para entender el grado de concavidad del perfil, sino que permite hacer comparaciones directas entre

cuencas de drenaje de diferentes áreas y cuantificar el estado de equilibrio o desequilibrio del río (Demoulin, 1998; Ruszkiczay-Rüdiger *et al.*, 2009; Matoš *et al.*, 2016). En cada perfil normalizado se puede obtener por lo tanto la concavidad ( $Ct$ ), la cual es definida como el porcentaje de área de un triángulo formado entre el perfil longitudinal del río y una línea recta que conecta la divisoria y desembocadura del río (Pérez-Peña *et al.*, 2017). Valores positivos de  $Ct$  cercanos al 100% son indicadores de perfiles cóncavos donde el río ha alcanzado el equilibrio, mientras que valores cercanos a 0% o incluso negativos son característicos de ríos con perfiles convexos y en desequilibrio (Ruszkiczay-Rüdiger *et al.*, 2009; Pérez-Peña *et al.*, 2017). Además del índice  $Ct$ , para cada perfil normalizado se puede calcular el valor máximo de concavidad (MaxC) y su posición con respecto a la divisoria de cada río (Lmax). Estos dos parámetros han sido útiles para entender las variaciones locales de diferentes ríos hacia perfiles en equilibrio ya que se esperarían para este tipo de perfiles valores altos de MaxC y bajos de Lmax (Demoulin, 1998; Ruszkiczay-Rüdiger *et al.*, 2009). Los perfiles normalizados de cada río fueron obtenidos mediante la ayuda de un *add-in* para ArcGIS denominado *Nprofiler* (Pérez-Peña *et al.*, 2017). Los perfiles de las 17 cuencas de drenaje se muestran en la FIGURA 9 y los índices de cada perfil en la TABLA 1.

Además de la forma del perfil longitudinal del río, los drenajes responden a los factores externos mediante la formación de puntos de quiebre o *knickpoints*, los cuales dan indicios acerca de la influencia de factores externos en un determinado segmento del río. Los *knickpoints* pueden ser divididos en dos grandes grupos (Kirby y Whipple, 2012; Whipple *et al.*, 2013): *knickpoints* de salto vertical (*vertical-step*) y *knickpoints* de quiebre en la pendiente (*slope-break*), los cuales a su vez pueden ser de tipo móvil a lo largo del perfil longitudinal del río (*e.g.* caídas en el nivel base, incremento del levantamiento tectónico) o pueden ser fijos en un segmento del perfil del río (*e.g.* contactos litológicos). Debido a lo anterior, el análisis de los *knickpoints* a lo largo de un río puede acompañar los análisis de los perfiles longitudinales para así entender de mejor manera el tipo de procesos que están actuando en determinado paisaje. Teniendo en cuenta esto, se llevó a cabo el cálculo de los *knickpoints* a lo largo de los drenajes principales utilizando el índice de extensión pendiente-relativa (*RDE*). Este índice fue propuesto como una forma alterna al índice de longitud-gradiente del canal (*SL*, Hack, 1973) y puede ser calculado de la siguiente manera (Etchebere *et al.*, 2004):

$$RDE = (\Delta H / \Delta L) * L \quad (5)$$

Donde  $\Delta H$  es la diferencia en elevación entre los dos extremos de la sección del río a evaluar,  $\Delta L$  es la longitud de la sección del río y  $L$  es la distancia entre el extremo más inferior de la sección a evaluar y la divisoria del río. Al igual que los perfiles normalizados, el índice  $RDE$  se puede expresar en una forma normalizada con el objetivo de realizar comparaciones con diferentes drenajes. Esta forma normalizada es conocida como el índice  $RDE$  total ( $RDEt$  por sus siglas en inglés) y se obtiene de la siguiente manera (Etchebehere *et al.*, 2007):

$$RDEt = (\Delta H / \Delta L) * \ln(L) \quad (6)$$

A partir de ambos índices ( $RDE$  y  $RDEt$ ), se puede obtener el radio  $RDE/RDEt$ , el cual ha sido útil para observar valores anómalos que pueden ser indicativos de *knickpoints* asociados a agentes externos influenciando de manera importante el perfil longitudinal de un río. Los *knickpoints* en este trabajo fueron extraídos mediante la herramienta *Knickpoint Finder* (Queiroz *et al.*, 2015) usando un intervalo altimétrico de 30 m con el objetivo de filtrar muchos

de los *knickpoints* que puedan ser ocasionados por errores del MDE. Para una mejor visualización de la distribución de los *knickpoints* a lo largo del área de estudio se realizó una interpolación usando el método de *kriging* disponible en la suite *Geoestatistical Analyst* de *ArcGIS* (FIGURA 10). Además de esto, se muestra el gráfico de los valores del radio  $RDE/RDEt$  clasificados (FIGURA 11) teniendo en cuenta que valores mayores a 10 han sido considerados como anómalos de primer orden (Etchebehere *et al.*, 2007; Queiroz *et al.*, 2015).

## RESULTADOS

### Aspectos topográficos generales del VRA

A partir de las 17 cuencas de drenaje obtenidas mediante su delimitación en el VRA (FIGURA 2) se realizaron análisis topográficos y cuantitativos. Para las cuencas obtenidas cabe resaltar que la de menor tamaño es la de la quebrada Horizonte con un área de 1,7 km<sup>2</sup> mientras la de mayor tamaño es la cuenca de la quebrada La Cucuana con 38,5 km<sup>2</sup> (TABLA 1).

**TABLA 1.** Valores de las variables morfométricas principales de las cuencas de drenaje evaluadas, así como los valores de los índices geomorfológicos calculados.

Cuenca de drenaje	Área (km <sup>2</sup> )	Elevación (m)			Pendiente (°)			$IH$	$Bs$	$ AF $	$Vf$	$Ct$ (%)	MaxC	Lmax
		Min.	Max.	Promedio	Min.	Max.	Promedio							
Carrizales	27,88	2107	3701	3141	0	53	20	0,63	2,40	3,69	0,66	0,31	0,082	0,827
Horizonte	1,7	2116	2992	2617	0	47	24	0,54	2,11	5,97	0,51	6,91	0,122	0,663
Dos Quebradas	12,65	2855	3851	3517	0	47	20	0,64	2,79	20,84	0,38	-6,94	-	-
El Águila	9,37	1925	3202	2649	0	58	25	0,55	1,71	5,36	0,25	22,63	0,193	0,275
El Placer	4,66	2234	3411	2901	0	55	20	0,54	1,97	5,47	0,95	9,33	0,162	0,604
El Plan	2,19	2156	3053	2664	3	42	23	0,5	1,87	1,9	1,27	20,65	0,199	0,541
La Unión	4,69	2123	3221	2784	2	57	25	0,59	1,70	1,38	0,32	10,41	0,085	0,722
La Cucuana	38,47	2259	3817	3245	0	56	21	0,64	2,85	8,3	0,31	-2,74	-	-
La Leona	5,99	2020	3218	2657	1	48	24	0,52	1,38	8,06	0,99	23,26	0,216	0,396
La Plata	8,09	1794	2852	2394	0	52	25	0,55	1,41	3,06	0,41	17,42	0,167	0,525
La Rivera	2,67	1787	2761	2321	2	44	25	0,52	2,60	24,57	0,47	30,33	0,261	0,502
La Suiza	7,39	2221	3449	2901	1	56	25	0,54	1,10	11,01	0,18	22,01	0,194	0,365
Las Hormas	10,82	1863	3073	2496	1	58	27	0,52	1,75	9,79	0,56	22,86	0,188	0,42
Las Marías	28,09	2343	3773	3304	0	69	19	0,67	-	-	0,49	4,12	0,079	0,459
Maravelez	28,33	2102	3721	3223	0	57	20	0,68	1,44	10,43	0,51	-8,81	-	-
Potosí	24,91	2345	3833	3185	0	55	22	0,56	1,95	12,35	0,28	18,19	0,160	0,365
Santa Rita	4,29	1915	2993	2516	1	51	24	0,54	1,91	11,86	0,46	16,28	0,147	0,361

$IH$  = Integral Hipsométrica;  $Bs$  = Forma de la cuenca;  $|AF|$  = Factor asimétrico;  $Vf$  = relación ancho del valle-alto del valle;  $Ct$  = Concavidad;  $MaxC$  = Máxima concavidad;  $Lmax$  = distancia de la máxima concavidad a la divisoria.

Los análisis topográficos realizados mediante el cálculo del relieve local (FIGURA 6A), integral hipsométrica (FIGURA 6B), variabilidad de la pendiente (FIGURA 6C) y topografía filtrada (FIGURA 6D) muestran ciertas anomalías especialmente hacia las cuencas de drenaje de las quebradas Las Marías, Maravelez y Carrizales donde los valores de las variables topográficas tienden a ser altos, lo cual es característico de paisajes juveniles desarrollados en zonas de tectónica activa, en este caso asociadas al SFP (FIGURA 2). Los valores de relieve local, constituyen evidencias directas de los procesos de incisión, son más importantes hacia la quebrada La Cucuana, la parte baja de las quebradas Carrizales y Maravelez, así como en la parte media del VRA, donde los máximos valores registrados alcanzan los 1370 m (FIGURA 6A). En los sectores sur y occidentales del VRA, hacia la parte alta de las quebradas La Cucuana, Las Marías, Maravelez y Carrizales, se observan zonas con relieves planizados y elevaciones importantes (3500-3800, FIGURA 2), los cuales son típicos de paisajes relictos poco incididos que han permanecido estables en el término largo (Clark *et al.*, 2004; Restrepo-Moreno *et al.*, 2009; Strobl *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2011; Bustos *et al.*, 2013). En cuanto al mapa de la *IH*, se observa que a lo largo del VRA los valores más altos ( $IH > 0,5$ ) están asociados a las partes altas de las cuencas de drenaje (FIGURA 6B), mientras los valores más bajos están distribuidos en los sectores inferiores del VRA e incluso hacia su confluencia con el río Bermellón (FIGURA 6B), lo cual es de esperarse en paisajes con perfiles normales donde se tiende a un estado de equilibrio. El resultado más importante del mapa del índice *IH* es una zona anómala de dirección NNE-SSO en la parte alta del VRA, la cual sigue la tendencia del SFP (FIGURA 6B). Al observar las curvas hipsométricas (FIGURA 7), se puede encontrar que las cuencas de drenaje cercanas a esa zona anómala presentan curvas irregulares con pequeñas convexidades (Carrizales y Maravelez, FIGURA 7). El promedio de la *IH* para las cuencas influenciadas por esta zona anómala, *i.e.*, Carrizales, Maravelez, Las Marías, Dos Quebradas y Potosí es de 0,64 (TABLA 1), siendo esto indicativo de paisajes juveniles en los cuales algún agente externo ha influenciado la evolución reciente de la cuenca, así como la dinámica normal de los procesos erosivos y por lo tanto se ha iniciado a un proceso de ajuste por parte de la red de drenaje. Por otro lado, las cuencas de drenaje ubicadas en la parte media-baja del VRA muestran en promedio valores de *IH* de 0,53 (TABLA 1) lo que puede indicar que estas cuencas están cercanas al equilibrio;

para estas cuencas de drenaje se observaron algunas anomalías en su curva hipsométrica hacia los sectores más bajos, en cercanías a su confluencia con el río Anaime (FIGURA 7).

En cuanto a la variabilidad de la pendiente, las anomalías topográficas más importantes ( $> 45^\circ$ ) están restringidas en la parte alta del VRA hacia la cuenca de drenaje de la quebrada Las Marías, así como en el sector de Maravelez, mientras hacia la parte media-baja los valores anómalos se restringen a las cuencas sobre la margen sur del río Anaime (FIGURA 6C). Con este índice también se resaltan parcialmente los paisajes relictos de Las Marías y del Páramo Los Valles donde los valores de la variabilidad de la pendiente presentan un rango de entre  $15^\circ$  y  $20^\circ$  (FIGURA 6C). El mapa de topografía filtrada usando una longitud de onda de 10 km (FIGURA 6D), muestra que los mayores valores (2992-3651 m) se presentan en una franja de dirección ~N-S siguiendo el patrón del SFP. Esta franja presenta una curvatura muy interesante hacia la parte central-meridional que coincide con el bloque yacente de la Falla de Potosí, así como con la zona donde inicia la influencia regional del SFI (FIGURA 6D).

En cuanto a los resultados de los índices morfológicos a nivel de cuenca de drenaje, los valores del índice *Bs* muestran que las cuencas con mayor elongación y que pueden tener influencia de actividad tectónica reciente son La Cucuana, Dos Quebradas, Carrizales y La Rivera (TABLA 1). Nótese que tres de estas cuencas de drenaje (excepto por La Rivera) coinciden con la zona de influencia del SFP, donde dos de ellas se ubican paralelas a las principales estructuras (La Cucuana y Dos Quebradas). Con respecto a los valores del índice *AF*, la mayor parte de las cuencas de drenaje muestran valores promedio cercanos a 6 (TABLA 1), lo cual ha sido asociado a cuencas ligeramente asimétricas donde el basculamiento tectónico no es importante ( $FA = 5-10$ , Pérez-Peña *et al.*, 2010; Azañón *et al.*, 2015). Ahora bien, los valores más altos del índice *FA* que reflejan cuencas moderada ( $FA = 10-15$ , Pérez-Peña *et al.*, 2010; Azañón *et al.*, 2015) a fuertemente asimétricas ( $FA > 15$ , Pérez-Peña *et al.*, 2010; Azañón *et al.*, 2015) se obtuvieron para las cuencas Maravelez (10,43), La Suiza (11,01), Santa Rita (11,86), Potosí (12,35), Dos Quebradas (20,84) y La Rivera (24,57). Para las cuencas de drenaje de Potosí y Dos Quebradas, dado su orientación y dirección de flujo, es claro que la influencia del SFP ha sido la responsable del grado de asimetría de éstas.

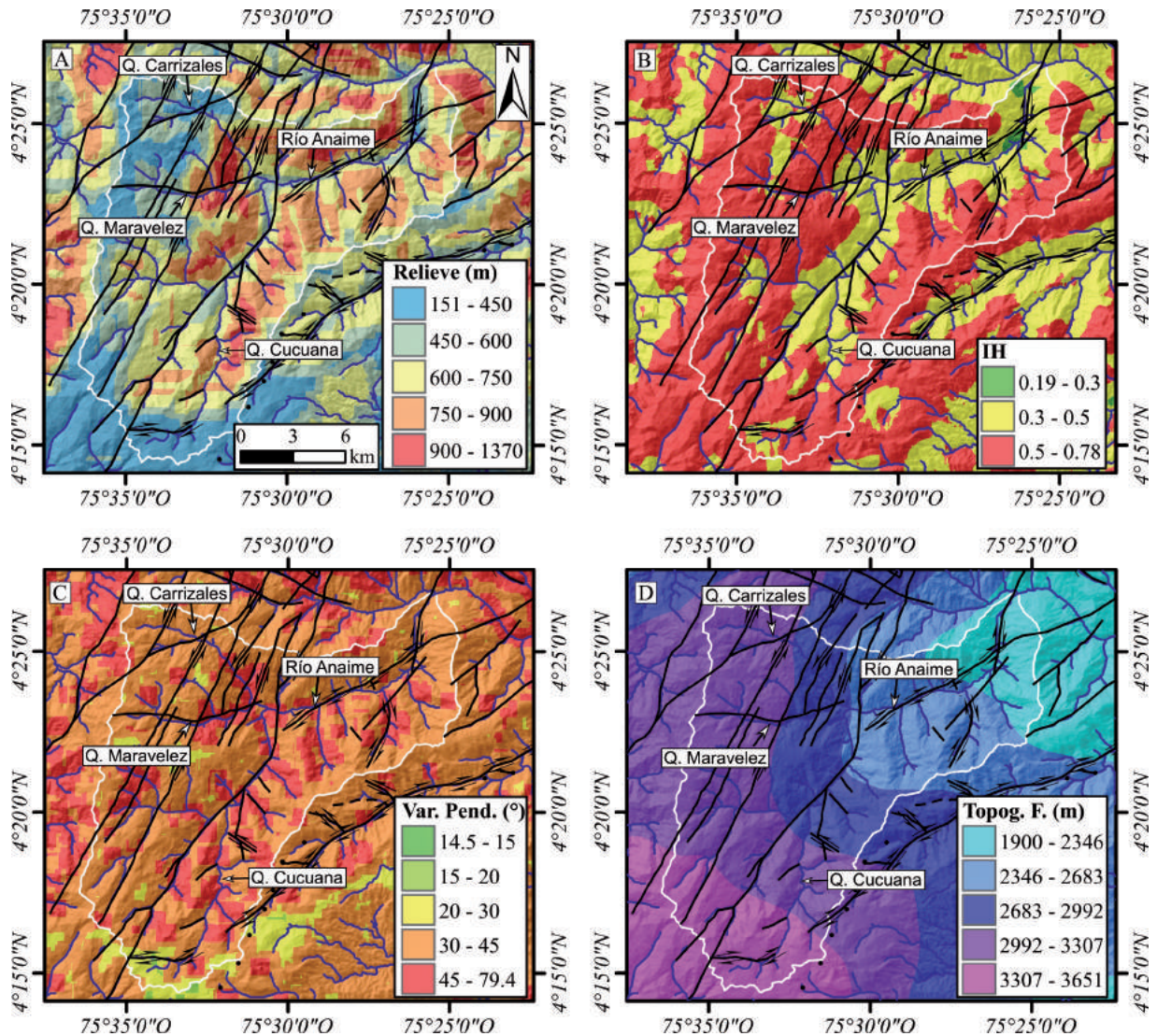


FIGURA 6. Mapas de las variables topográficas evaluadas a lo largo del VRA. A. Relieve local. B. Integral hipsométrica. C. Variabilidad de la pendiente. D. Topografía filtrada.

### Análisis cuantitativo de la red de drenaje del VRA

Los resultados de los índices evaluados para entender la evolución reciente del paisaje y su influencia en la red de drenaje muestran comportamientos interesantes en los patrones de incisión y formación de *knickpoints*. El índice *Vf* muestra que en la mayor parte de las cuencas de drenaje se encuentran activos los procesos de incisión, con valores bajos por debajo de 0,5 (TABLA 1). Los valores más altos se obtuvieron para la quebrada La Leona y El Plan (0,99 y 1,27, respectivamente) lo que podría indicar que en estas cuencas los procesos de incisión han disminuido y los procesos de agradación son dominantes. En la FIGURA 8 se muestran algunos

valles a lo largo de la zona de estudio y que permiten observar las variaciones en los patrones de incisión a lo largo del VRA. En los valles ubicados en la parte media-baja del VRA es común observar valles en V con espesos depósitos fluvio-torrenciales a fluvio-volcánicos (>40 m) de formas lobulares los cuales han sido fuertemente incididos y donde el canal está aún recubierto por niveles aluviales de espesor variable (FIGURA 8A, 8B, 8C). Por otro lado, las cuencas de drenaje de la parte alta del VRA presentan valles en V muy bien definidos con laderas de pendientes escarpadas a muy escarpadas (FIGURAS 2 y 8D, 8E, 8F) donde el canal está incidiendo directamente en la roca, a pesar de que en algunos sectores se preservan depósitos aluviales recientes. Este es el caso del río

Anaime al sur del sector del Cajón (FIGURA 8E), donde aún se preservan espesos depósitos fluvio-torrenciales que pueden alcanzar hasta los 25 m; en la FIGURA 8E se puede observar como el río actualmente ha creado una incisión de entre 15 y 20 m sobre los depósitos más antiguos, siendo estos cubiertos en la parte alta por un abanico aluvial reciente de la quebrada El Placer. Los perfiles longitudinales normalizados (FIGURA 9) y los valores de  $C_t$ , MaxC y Lmax (TABLA 1) sugieren que en términos generales los tributarios a lo largo del VRA se encuentran en un estado juvenil. Los valores promedio de  $C_t$  (16%), MaxC (0,161) y Lmax (0,502) han sido asociados por otros autores a paisajes donde procesos externos han afectado el desarrollo normal del perfil longitudinal del río y por lo tanto los procesos erosivos son dominantes (Ruszkiczay-Rüdiger *et al.*, 2009; Matoš *et al.*, 2016). Los valores más altos de  $C_t$  (al igual que MaxC) se obtuvieron para las quebradas La Suiza (22,01%), Las Hormas (22,86%), La Leona (23,26%) y La Rivera (30,33) y cuyos perfiles normalizados

muestran valles que van hacia el equilibrio (FIGURA 9). Por otro lado, los valores más bajos (o incluso negativos) se obtuvieron para los perfiles de las quebradas Carrizales (0,31%), La Cucuana (-2,74%), Dos Quebradas (-6,94%) y Maravelez (-8,81%) lo que indica que son valles en estados transitorios donde se espera un perfil mayormente convexo y donde se puede inferir que recientemente este sufrió un proceso de rejuvenecimiento (Pérez-Peña *et al.*, 2017). Al observar los perfiles normalizados de las quebradas con valores de  $C_t$  más bajos (FIGURA 9) se puede ver claramente que el proceso de rejuvenecimiento se da en la parte media de la cuenca de drenaje y que además coincide con las zonas anómalas observadas en los mapas de relieve (FIGURA 6A),  $IH$  (FIGURA 6B) y variabilidad de la pendiente (FIGURA 6C) lo que permite asumir que los procesos que han estado afectando el perfil longitudinal de estos drenajes se han mantenido actuando en el término largo de la evolución del paisaje en el VRA.

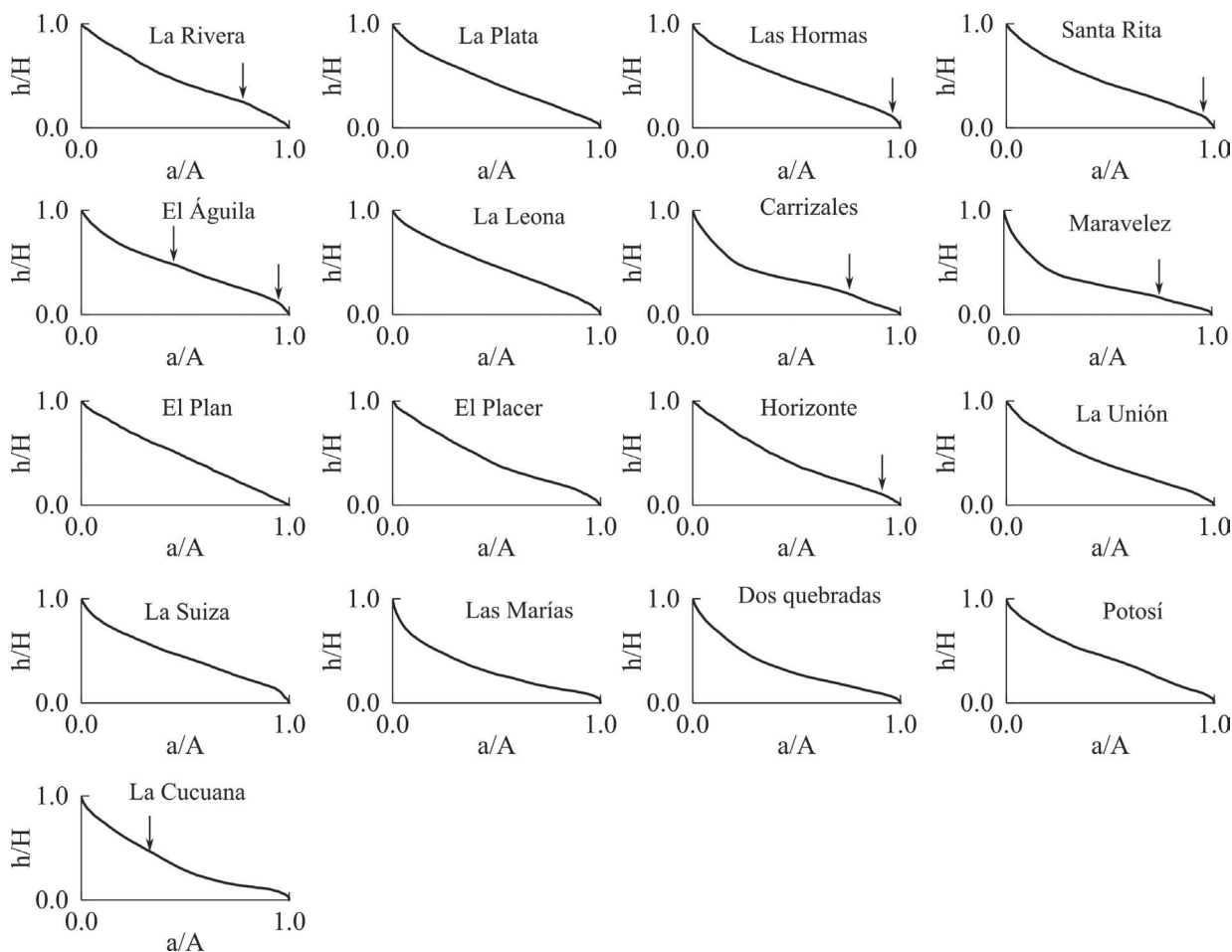


FIGURA 7. Curvas hipsométricas de las 17 cuencas de drenaje evaluadas. Ver ubicación de las cuencas en la FIGURA 2.

En el caso de las cuencas de drenaje localizadas en la parte media-baja del VRA se puede mencionar que el perfil longitudinal normalizado muestra pequeñas convexidades justo en la sección más baja del perfil (El Águila y La Plata, FIGURA 9). Además de esto, es importante resaltar que se descartan posibles errores en el MDE ya que los valores anómalos calculados con diferentes índices se obtuvieron para cuencas de drenaje diferentes.

En cuanto al índice  $RDEt$ , los resultados de la interpolación se muestran en la FIGURA 10A, mientras

la interpolación del radio  $RDE/RDEt$  en la FIGURA 10B. Del índice  $RDEt$  se puede deducir que los valores mayores ( $RDEt > 100$ ) están restringidos a la parte alta del VRA, al igual que en índices anteriores siguiendo una franja en dirección N-S. Los máximos valores del índice  $RDEt$  están concentrados en la cuenca de drenaje de la quebrada La Cucuana y en la confluencia del río Anaime con el río Bermellón (FIGURA 10A). El mapa del radio  $RDE/RDEt$  muestra que aquellos valores anómalos superiores a 10 se restringen a las cuencas de drenaje de las quebradas Las Marías, Maravelez y Carrizales y a la parte más baja del río Anaime (FIGURA 10B).



FIGURA 8. Panorámicas de algunos valles. A. Quebrada Las Hormas. B. Quebrada La Plata. C. Quebrada Santa Rita. D. Quebrada Maravelez. E. Río Anaime, sector El Placer. F. Quebrada Las Marías. Ver ubicación de las cuencas en la FIGURA 2.

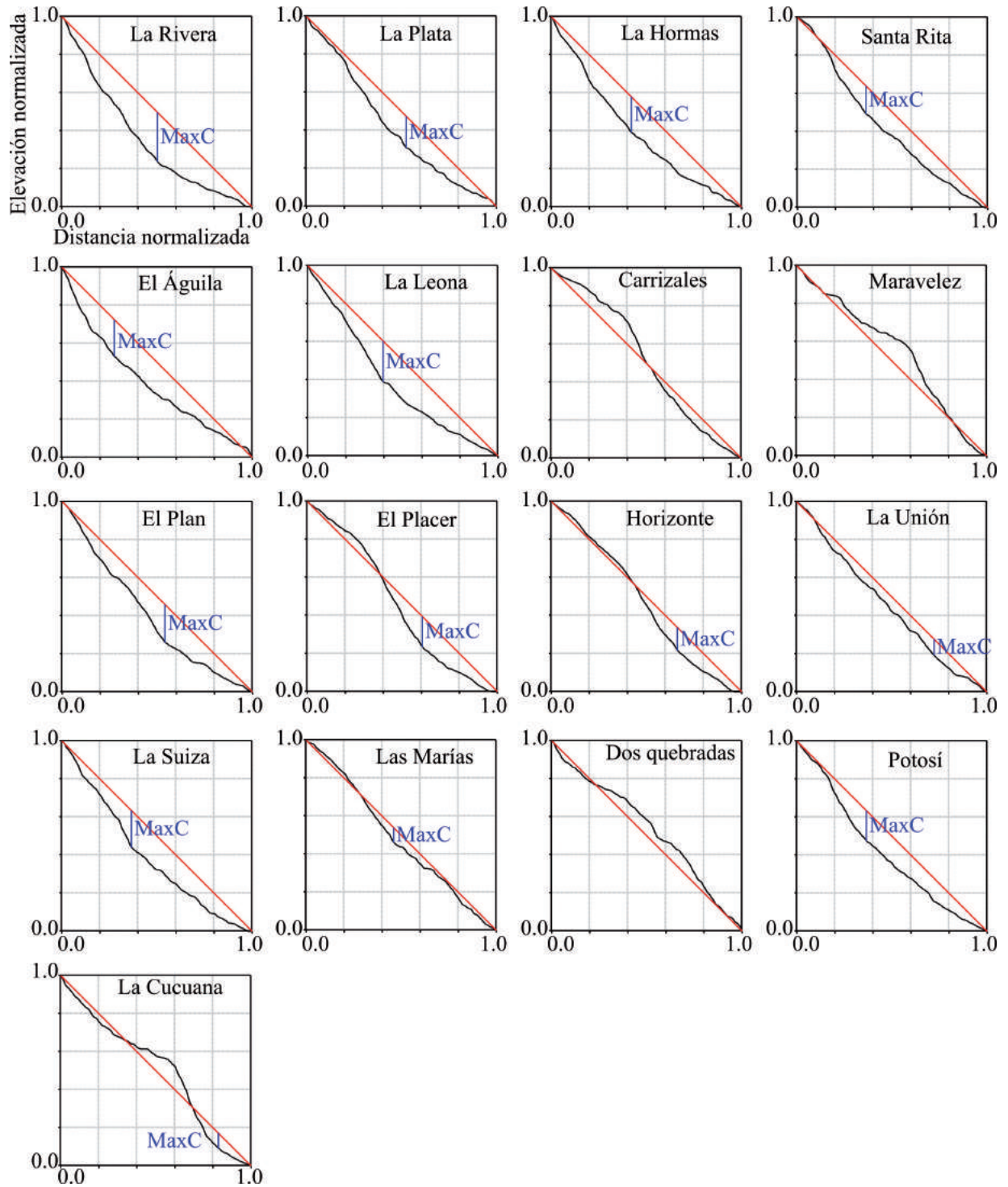


FIGURA 9. Perfiles longitudinales normalizados para las 17 cuencas de drenaje analizadas.

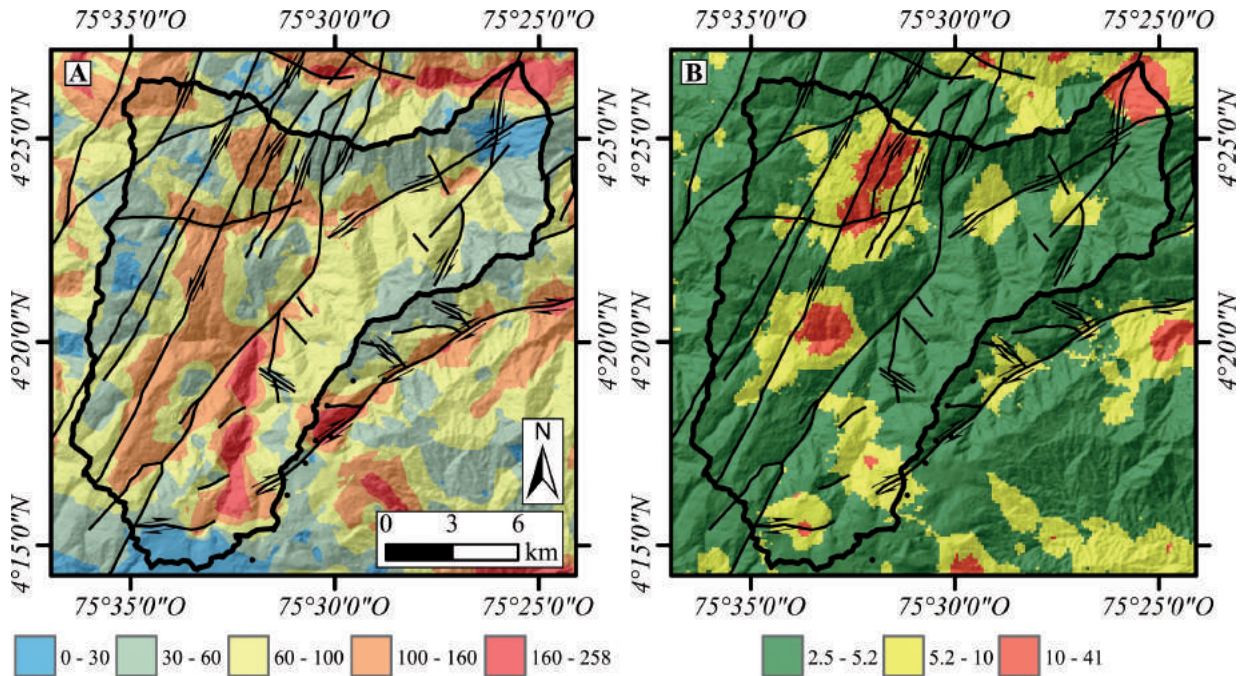


FIGURA 10. A. Mapa del índice RDE. B. Mapa del radio RDE/RDEi.

Ahora bien, el análisis de los *knickpoints* y las *knickzones* a lo largo del VRA permiten caracterizar de mejor manera los ajustes que se están presentando en la red de drenaje (FIGURA 11). La distribución de los *knickpoints* muestra un patrón muy importante hacia la parte media de las quebradas Maravelez, Carrizales, Las Marías y El Castillo, esta última tributaria de la quebrada La Cucuana (FIGURA 11), donde incluso se alcanzan a definir varias *knickzones*. Además de estas *knickzones*, algunos *knickpoints* se distribuyen a lo largo de la parte media-baja del VRA, en las quebradas El Águila y Las Hormas, además de la confluencia entre los ríos Anaime y el Bermellón (FIGURA 11). Con base en las observaciones realizadas en campo y teniendo en cuenta los resultados de los índices complementarios, se propone la siguiente clasificación de los *knickpoints* de acuerdo con el factor que los puede causar:

a) Litológicos: Estos *knickpoints* responden a contactos o variaciones locales de la resistencia a la erosión entre los diferentes materiales aflorantes a lo largo del VRA. Los contactos más comunes son entre depósitos fluvio-torrenciales y los esquistos del Complejo Cajamarca (*knickpoints* en la quebrada Las Hormas) y las transiciones de esquistos cloríticos (más resistentes) a esquistos sericíticos (menos resistentes) o grafitosos (*knickpoints* en la parte más baja de las quebradas

Maravelez y Carrizales, ver mapa geológico en FIGURA 3). Los contactos menos comunes son aquellos asociados a las rocas intrusivas del Mioceno y con los cuales se pudo asociar el *knickpoint* en la parte alta de la quebrada Las Hormas (Stock de California, FIGURA 11).

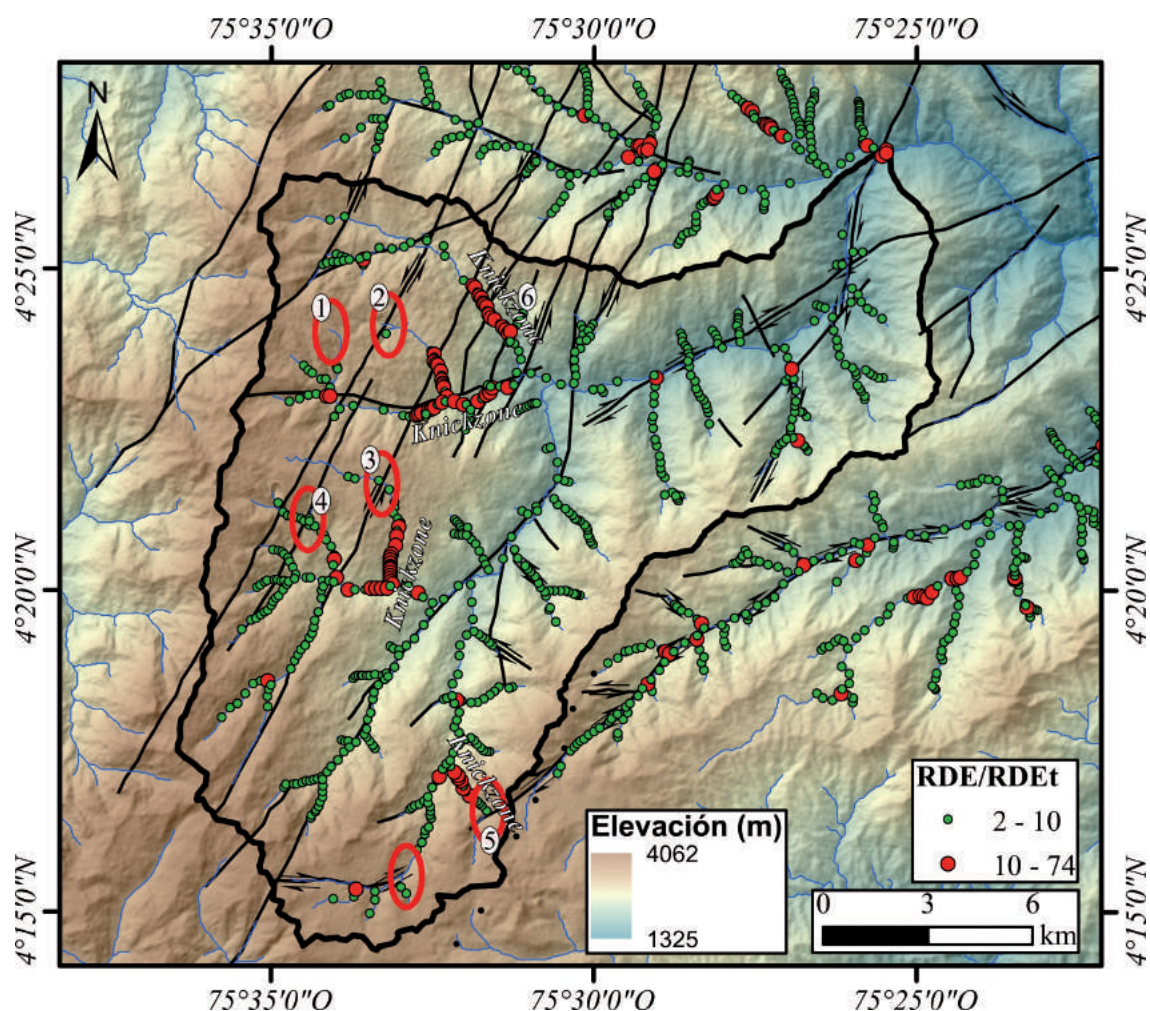
b) Ajustes en el nivel base por actividad volcánica: Son aquellos *knickpoints* que responden a las variaciones en el nivel base y que en la actualidad se encuentran bajo ajuste del perfil longitudinal por acción de un agente externo, que en este caso se ha asumido que es la actividad volcánica del VCM (ver DISCUSIÓN). Estos *knickpoints* se identificaron en las quebradas El Águila y Las Hormas, así como en la parte baja del río Anaime (FIGURA 11).

c) Ajustes en el nivel base por actividad tectónica reciente: Estos son los *knickpoints* más comunes hacia la parte alta del VRA y los cuales están influenciados por el SFP ya que están distribuidos a lo largo de una franja que se extiende por las quebradas Las Marías, Maravelez y Carrizales en forma (FIGURA 11). Asociados a la Falla del río Anaime se presentan ciertos *knickpoints* a lo largo de algunos tributarios del río Anaime como la quebrada El Ródano. Un aspecto interesante sobre estos *knickpoints* mencionados es que debido



a su propagación aguas arriba por los canales principales, se han creado algunos *knickpoints* en tributarios tales como las quebradas Chupaderos, La Urania, El Capotal, El Zancudo, Dos Quebradas, San Antonio y El Santuario (FIGURA 11). Este fenómeno se presenta debido a que a medida que el canal principal se va ajustando mediante la migración de los *knickpoints* aguas arriba, cada vez que pasa por la confluencia con un tributario transfiere este cambio en el nivel base, creando así un *knickpoint* en el tributario (Bishop *et al.*, 2005; Crosby y Whipple, 2006; Whipple *et al.*, 2013). La posición del *Knickpoint* en el tributario

va a depender de la capacidad de ajuste del río, *i.e.* del poder erosivo del mismo y es por esta razón que la posición del *knickpoint* no es la misma en cada tributario y varía en su distribución espacial (FIGURA 11). Ahora bien, un aspecto importante a considerar en la evolución geomorfológica de los ríos es que si la tasa de incisión del canal principal es mucho mayor que la del tributario puede conllevar a la formación de valles colgados (Wobus *et al.*, 2006a). Este sería el caso de la quebrada Dantas (FIGURA 11), tributaria de la quebrada Carrizales, la cual muestra un *knickpoint* vertical y los estadios iniciales de un valle colgado (FIGURA 12).



**FIGURA 11.** Mapa de *knickpoints* a lo largo del VRA. 1) Quebrada Chupaderos; 2) Quebrada La Urania; 3) Quebrada El Capotal; 4) Quebrada El Zancudo; 5) Quebrada El Castillo; 6) Quebrada Dantas. Las circunferencias representan codos de captura interpretados. Ver explicación en el texto.



FIGURA 12. Panorámica de la confluencia de la quebrada Dantas con la quebrada Carrizales. Note la presencia de un *knickpoint* y de la forma de valle colgado del tributario.

## DISCUSIÓN

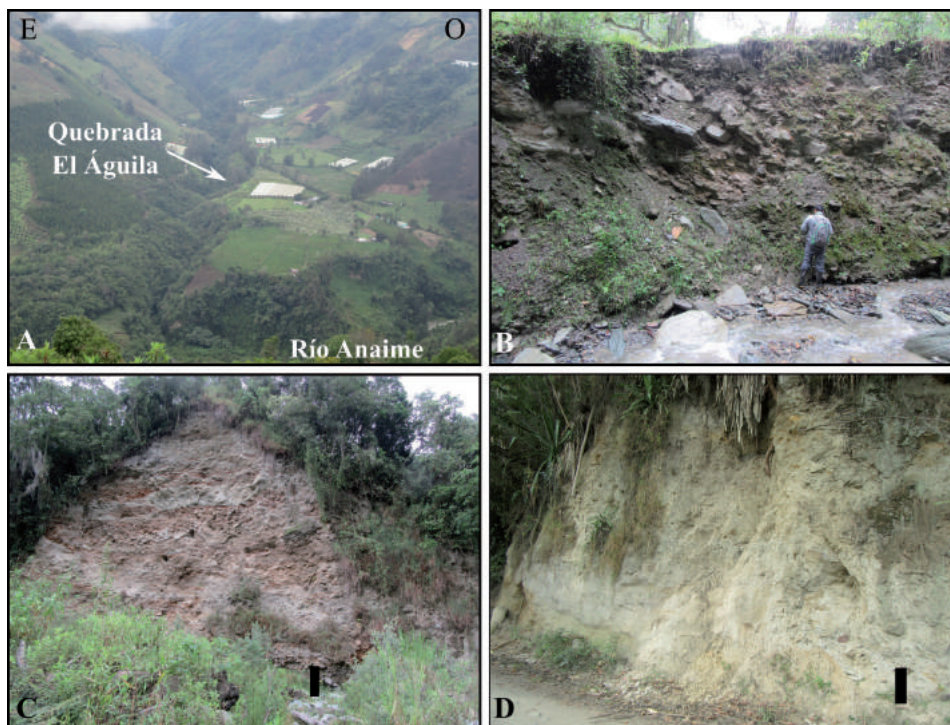
### Influencia de la actividad volcánica reciente en el VRA

La actividad reciente del VCM es reflejada por no menos de seis eventos eruptivos en los últimos 5000 años (Cepeda *et al.*, 1996; Méndez, 2002), los cuales incluyen flujos laháricos que llegaron a afectar la dinámica del río Magdalena (Cortés, 2001; Murcia *et al.*, 2008), demuestran que esta estructura volcánica ha jugado un papel importante como agente modelador del paisaje durante el Holoceno y cuya influencia se extiende por extensas zonas de la CC, especialmente por los valles de los ríos Coello, Bermellón y Anaime. Estudios recientes dan cuenta de la magnitud de estos procesos (Laeger *et al.*, 2013; Londoño, 2016; Piedrahita *et al.*, 2018). Ahora bien, dado que los depósitos recientes producto de la actividad piroclástica del VCM han rellenado por completo los valles de los ríos Coello, Bermellón y Anaime con volúmenes que pueden alcanzar hasta los 5 km<sup>3</sup> (Thouret *et al.*, 1995), los cambios en el nivel base de los drenajes han influenciado de manera activa el paisaje. Al rellenar por completo los valles mencionados, el nivel base aumenta, causando así un desequilibrio a lo largo de toda la red de drenaje y favoreciendo los procesos de deposición. Las principales evidencias de este aumento en el nivel base son los espesos depósitos fluvio-torrenciales (intercalaciones de capas de depósitos fluviales y aluviales, incluyendo flujos de detritos e hiperconcentrados), los cuales se preservan mejor a lo largo de los tributarios más importantes

en la parte media del VRA (FIGURA 8A, 8C), donde pueden alcanzar espesores de hasta 50 m (*e.g.* quebrada El Águila). Debido a que los procesos volcánicos no se han mantenido en el tiempo y especialmente a que los grandes pulsos eruptivos del VCM ocurrieron hace ~ 3600 años (Thouret *et al.*, 1995), la red de drenaje dentro del VRA ha venido incidiendo los depósitos fluvio-volcánicos y fluvio-torrenciales para alcanzar el nivel base local previo a los eventos eruptivos. Algunos de los índices geomorfológicos evaluados en este trabajo muestran como la red de drenaje es afectada a término corto por los procesos volcánicos e incluso muestran anomalías en el perfil longitudinal a causa del aumento en el nivel base. Al observar las curvas hipsométricas de las quebradas ubicadas en la parte media-baja del VRA se observan pequeñas convexidades en los tramos más inferiores del drenaje (quebradas La Rivera, Las Hormas, FIGURA 7), las cuales reflejan los procesos de rejuvenecimiento de la cuenca, en este caso por un aumento en el nivel base. Estas convexidades en las curvas hipsométricas han sido observadas en otros ambientes geológicos donde se asocian a procesos tectónicos, litológicos o fluviales como capturas de drenajes (El Hamdouni *et al.*, 2008; Giaconia *et al.*, 2012), representando para el caso del VRA una anomalía litológica. Valores bajos del índice *Vf* obtenidos para las cuencas de drenaje en este sector (TABLA 1) indican que los valles están actualmente incidiendo fuertemente en los depósitos fluvio-torrenciales intentando remover las anomalías introducidas al perfil longitudinal del drenaje y así volver al nivel base local. A lo largo de

las quebradas Santa Rita (FIGURA 8C), El Águila (FIGURA 13A), La Leona (FIGURA 13B) e incluso en tramos del río Anaime (FIGURA 13C, 13D) se observan los remanentes importantes de los procesos de agradación que tuvieron lugar como resultado de la acción del VCM durante el Holoceno. Ahora bien, el espesor y la presencia o no de estos depósitos depende de las condiciones morfológicas y morfométricas de cada cuenca de drenaje. Se ha demostrado que el poder erosivo de los drenajes, necesario para remover el material excedente proveniente de los procesos erosivos, es función de la pendiente longitudinal y de la capacidad de descarga, la cual a su vez puede ser asociada al tamaño del área de drenaje (Howard *et al.*, 1994). Teniendo en cuenta estas relaciones, se podría esperar en términos generales que aquellas cuencas de drenaje con mayor pendiente longitudinal, así como mayor área de drenaje, puedan remover con relativa mayor facilidad el exceso de material generado durante los procesos de agradación que siguieron a los eventos eruptivos del VCM. Es así como los depósitos volcánicos, fluvio-volcánicos y fluvio-torrenciales aún se preservan en los tributarios del río Anaime con cuencas de drenaje con áreas entre 4-10 km<sup>2</sup> (e.g. quebradas La Rivera, La Plata, El Águila y Santa Rita, TABLA 1) y ya ha sido parcial o totalmente removilizado en los tributarios con cuencas de drenaje con áreas mayores a 15 km<sup>2</sup> (e.g.

quebradas Maravelez y Carrizales, TABLA 1). Dada la magnitud de los procesos explosivos del VCM y el corto tiempo entre ellos (3 eventos con un volumen de ~5 km<sup>3</sup> en aproximadamente 1500 años, Thouret *et al.*, 1995), es de esperarse que al sistema fluvial le tome tiempo volver al estadio de equilibrio previo a los eventos eruptivos y algunos autores han planteado que una vez se genere una perturbación, el periodo de ajuste puede tardar de cientos a incluso miles de años (Pierson y Major, 2014). De todos los productos asociados a la actividad volcánica, los flujos piroclásticos de ceniza y pómez y lahares asociados, los cuales rellenan los valles fluviales, son los que generan una respuesta más prolongada en la red de drenaje (Pierson y Major, 2014; Mutaquin *et al.*, 2019), en contraste de aquellos productos depositados sobre las laderas (depósitos de caída piroclástica). Lo anterior es debido a que los procesos de incisión y variaciones geométricas en el canal se pueden mantener en escalas de tiempo de 10<sup>2</sup> a 10<sup>3</sup> años (Major *et al.*, 2000; Gran y Montgomery, 2005; Gran *et al.*, 2011). Teniendo en cuenta lo anterior y la magnitud de los eventos explosivos del VCM, se observa que la influencia en la evolución del paisaje se encuentra dentro de las más extremas ya que la red de drenaje a lo largo del VRA aún no ha vuelto al estadio de equilibrio pre-eruptivo, aunque si ha alcanzado estadios parciales a lo largo del río Anaime.



**FIGURA 13.** Depósitos fluvio-volcánicos y fluvio-torrenciales incisados. **A.** Quebrada El águila. **B.** Quebrada La Leona. **C.** Río Anaime. **D.** Río Anaime aguas arriba del sector El Cajón. La barra de escala en el numeral C corresponde a una persona mientras que en el numeral D corresponde a un martillo de mano.

## Influencia de la actividad tectónica reciente en el VRA

La actividad del SFP durante el Cenozoico ha sido estudiada a partir de datos de termocronología de baja temperatura por algunos autores, indicando importantes tasas de enfriamiento y exhumación durante el Eoceno Medio en algunos sectores de la Cordillera Central, en especial hacia los segmentos ubicados más al norte, en lo que es conocido como el Altiplano o *Plateau* Antioqueño (Restrepo-Moreno *et al.*, 2009). Estos procesos de exhumación continuaron durante el Mioceno medio e incluso hasta el Plioceno (~4 Ma) a lo largo de bloques fallados en diferentes sectores de la CC (Villagómez *et al.*, 2011). Dentro de esta actividad miocena asociada al SFP, cabe mencionar las relaciones encontradas en el Proyecto Minero de La Colosa donde estructuras satélite, tipo Riedel y Anti-Riedel controlaron el emplazamiento de los pórfidos auríferos entre los 8-6 Ma (Naranjo *et al.*, 2018).

Ahora bien, los análisis geomorfológicos realizados en este trabajo muestran la influencia del SFP en la evolución del paisaje tanto en el término largo como en el corto tiempo. Esta influencia se ve reflejada en los mapas del relieve local, la *IH* y la variabilidad de la pendiente, donde se pudo identificar una zona anómala que coincide con una franja alargada paralela al SFP (FIGURA 6). El mapa de relieve local muestra que hay una zona que está siendo activamente incidida en el sector de Maravelez y Carrizales, y que es interpretada acá como un levantamiento de la superficie relacionado a la actividad reciente del SFP. Tanto el mapa de *IH* como las curvas hipsométricas y los perfiles longitudinales normalizados (FIGURAS 6, 7 y 9) muestran el rejuvenecimiento de las cuencas transversales a lo largo del SFP y por lo tanto se puede sugerir que la actividad del SFP ha permanecido en el término largo y corto. Además de esto, el índice *AF* muestra que las cuencas de drenaje paralelas al SFP (*e.g.* Dos Quebradas, FIGURA 3) presentan un basculamiento moderado a fuerte (TABLA 1) inducido por la actividad del SFP. A lo anterior se puede sumar la presencia de cuencas de drenaje elongadas (*e.g.* quebradas Dos Quebradas, La Cucuana, TABLA 1) paralelas al SFP que permiten sugerir la influencia de estas estructuras en el modelado del paisaje ya sea por su actividad tectónica reciente o por la presencia de zonas litológicamente débiles.

En los índices a término corto se observó cómo aparecen varias *knickzones* a lo largo de las zonas recientemente afectadas por el SFP, lo que implica

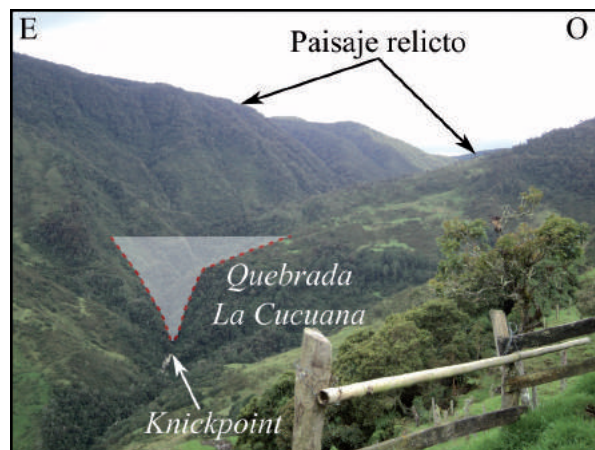
que el levantamiento de la superficie ha llevado a los drenajes a realizar los ajustes para volver al nivel base local. Estos procesos de incisión originados por la caída en el nivel base han llevado a que el perfil longitudinal de las quebradas Carrizales, Maravelez y Las Marías presenten *knickpoints* que se encuentran migrando aguas arriba a medida que se va compensando el levantamiento de la superficie con los procesos erosivos. Ahora bien, algunos tributarios de los drenajes principales se han visto afectados por la migración de los *knickpoints* aguas arriba, lo cual ha conllevado a una ola de incisión a lo largo de los tributarios y la posterior captura de algunos drenajes menores que fluían en dirección ONO-ESE. Este es el caso de las quebradas Chupaderos y La Urania en la cuenca de la quebrada Maravelez y las quebradas El Capotal y El Zancudo en la cuenca de la quebrada Las Marías (FIGURA 11). En todos estos casos mencionados, y debido a los procesos de incisión y de ajuste del drenaje principal, los tributarios N-S han incidido y producido la migración de la divisoria de aguas en dirección norte hasta generar las capturas mencionadas, evidenciado no sólo por los *knickpoints* presentes a lo largo de los tributarios sino por los codos de captura que estos procesos dejaron (circunferencias rojas en FIGURA 11). Para el caso de las cuencas de drenaje analizadas se presenta un tipo de captura lateral, en la cual la dirección del drenaje afectado (ONO-ESE) es casi perpendicular al drenaje que realiza la captura (N-S), produciendo así un codo de captura bien marcado (Clark *et al.*, 2004).

Los procesos de capturas fluviales en paisajes en desequilibrio y que han sido afectados por actividad tectónica reciente son bien conocidos en diferentes ambientes tectónicos del mundo (*e.g.* Clark *et al.*, 2004; Mikesell *et al.*, 2010; Perucca *et al.*, 2018; Prince *et al.*, 2011) e incluso estos procesos han sido reportados para la Cordillera Oriental (Tesón *et al.*, 2015; Struth *et al.*, 2017). Es importante resaltar que los drenajes que se han visto afectados por las capturas fluviales corresponden a la red de drenaje estable a término largo y las cuales drenaban los paisajes relictos de Las Marías (FIGURA 8F) y del Páramo Los Valles. Esta dinámica fluvial como respuesta a un desequilibrio en el nivel base en la cual la red de drenaje relictos (drenajes tributarios en dirección ONO-ESE) se ve afectada por una red de drenaje más joven y en desequilibrio (drenajes N-S) ha sido propuesta para explicar la evolución del paisaje reciente de la Cordillera Oriental y las altas tasas de erosión de los drenajes transversales (Babault *et al.*, 2013; Struth *et al.*, 2017). Para el caso del VRA, los drenajes tributarios N-S han entrado

en desequilibrio por la ola de incisión aguas arriba generada por el levantamiento de la superficie a lo largo del SFP y el rejuvenecimiento de los drenajes principales de las quebradas Carrizales, Maravelez y Las Marías. Ahora bien, la curvatura del río Anaime a la altura de la confluencia con la quebrada Carrizales (FIGURA 2A) se podría interpretar como un codo de captura de un drenaje tributario que fluía en dirección N-S y que ha venido migrando en dirección sur bajo la influencia del SFP. Este codo de captura correspondería a la evolución del paisaje en el término largo y el cual ya ha sido completamente asimilado por el nuevo río Anaime ya que no se observan *knickpoints* e incluso en este sector el río presenta una llanura de inundación amplia de cerca de 200 m de ancho (depósitos fluviales en FIGURA 3).

Con respecto a las zonas anómalas ubicadas en el bloque yacente del SFP, en especial hacia la cuenca de drenaje de la quebrada La Cucuana, se observan ciertos rasgos geomorfológicos en la topografía (FIGURA 6A y 6C), así como una *knickzone* a lo largo de la quebrada El Castillo (FIGURA 11), la cual al igual que las quebradas La Urania o El Capotal, ha generado una captura fluvial en la parte alta de la cuenca, en zona de influencia del SFI (FIGURA 11). Esta captura fluvial está relacionada a los procesos de incisión aguas arriba dentro del paisaje relicto del Páramo Los Valles, donde fluían drenajes en dirección O-E a ENE-OSO. Aunque esta zona relicta aún conserva sus características de bajo relieve y alta elevación (FIGURA 14), probablemente como una zona levantada durante los pulsos del Mioceno y posteriormente afectada por procesos glaciares, la intensa incisión de la quebrada La Cucuana aguas arriba ha llevado a que se generen valles en V con laderas que alcanzan pendientes medias de hasta 30° (FIGURAS 2 y 14). Ahora bien, nótese que los procesos de incisión se han transmitido hacia los tributarios en la margen derecha de la quebrada La Cucuana, por lo que se interpreta que la influencia tectónica reciente a lo largo del SFI es la causante de la caída en el nivel base y la incisión aguas arriba. Estos procesos de caída en el nivel base asociados con el SFI también fueron reportados en el valle del río Combeima (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2014), lo cual permite corroborar que la actividad reciente del SFI se extiende más allá del abanico de Ibagué y ha afectado los terrenos montañosos de la Cordillera Central. Cabe resaltar que en este documento no se evaluó la posible influencia glacial en los procesos de levantamiento de la superficie durante el Holoceno a lo largo de la parte alta de la quebrada La Cucuana y no se puede descartar

algún tipo de afectación por parte de estos procesos en el perfil longitudinal de la misma.



**FIGURA 14.** Vista panorámica hacia la parte alta de la quebrada La Cucuana. Nótese el *knickpoint* y la fuerte incisión reciente en el paisaje relicto que llevado a un cambio en la morfología del valle.

## CONCLUSIONES

El análisis cuantitativo del paisaje llevado a cabo en este documento ha permitido observar los diferentes agentes que han venido modelando el paisaje a lo largo de la cuenca del río Anaime. En primera instancia, los análisis en la red de drenaje, así como el análisis cualitativo de las cuencas tributarias al río Anaime sugieren que el aumento en el nivel base como consecuencia de la actividad volcánica reciente del VCM ha afectado la parte baja del perfil longitudinal de las quebradas ubicadas en la parte media-baja del VRA (*e.g.* quebrada El Águila), donde espesos depósitos fluvio-torrenciales aún se preservan. Las curvas hipsométricas y los perfiles longitudinales de estos tributarios muestran pequeñas convexidades en las partes más bajas de los tributarios lo que demuestra no sólo la utilidad de los índices evaluados, sino que en el término corto plazo ( $10^3$  años) los drenajes aún no han podido ajustar por completo el rejuvenecimiento de la cuenca y aún hay material por ser removilizado para alcanzar nuevamente el nivel base local.

En cuanto a la actividad tectónica reciente, los análisis topográficos y de la red de drenaje muestran una zona anómala que corresponde a un segmento rejuvenecido por el levantamiento de la superficie a lo largo del SFP. Este rejuvenecimiento, reconocido en el mapa de relieve local, las curvas hipsométricas y los perfiles normalizados, ha conllevado a que se produzcan

procesos de ajuste del perfil longitudinal de los drenajes mediante la formación de *knickpoints* que migran aguas arriba y que afectan a los tributarios de estos (e.g. quebradas La Urania y Dantas), induciendo así un nuevo proceso de incisión aguas arriba y la formación de codos de captura sobre los drenajes transversales. Teniendo en cuenta esto, se espera que las divisorias de los drenajes afectados por el levantamiento reciente del SFP migren principalmente en dirección O a través de las quebradas Carrizales, Maravelez y Las Marías y hacia el N en los tributarios de estas. Estas migraciones en las divisorias y en los patrones de incisión han afectado paisajes relictos estables en el término largo plazo de la evolución del paisaje (10<sup>5</sup> años), dentro de los cuales cabe mencionar el del Páramo Los Valles.

Sobre el bloque yacente del SFP se observaron zonas anómalas concentradas en los segmentos medios de la quebrada La Cucuana, lo cual ha sido interpretado como zonas que se encuentran ajustándose a una caída en el nivel base como resultado de la actividad tectónica reciente del SFI. Es de amplio conocimiento que el SFI tiene actividad Cuaternaria, sin embargo, este trabajo sugiere que estos procesos de deformación continúan dentro de la Cordillera Central y no sólo están concentrados hacia las zonas con depósitos cuaternarios recientes como el abanico de Ibagué.

Finalmente, este trabajo documenta de manera clara como los procesos volcánicos asociados al VCM y tectónicos asociados al SFP y el SFI, han afectado la dinámica fluvial del VRA y por lo tanto proveen información valiosa para futuros trabajos que requieran evaluar tanto la amenaza volcánica relacionada con el VCM como la amenaza sísmica de fallas activas como la Falla de Palestina y la Falla de Ibagué en la zona montañosa de la Cordillera Central. De igual manera se recomienda el análisis del posible control climático, y el estudio del retiro de glaciares y de lahares en otras zonas circundantes al área de estudio.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores quisieran agradecer al proyecto de Zonificación de Amenaza por Movimientos en Masa del municipio de Cajamarca (Proyecto de gestión 1000637) mediante el cual se llevaron a cabo los recorridos de campo y al Grupo de Evaluación de Amenazas por Movimientos en Masa del Servicio Geológico Colombiano por el debate sobre algunas de las ideas acá plasmadas. De igual manera los autores agradecen profundamente a los profesores Héctor Cepeda y Ricardo Méndez por compartir sus conocimientos

sobre vulcanología y en especial del VCM. Los autores agradecen al comité editorial del Boletín de Geología y a los revisores por sus comentarios y aportes los cuales mejoraron la presentación de los resultados y la discusión de los mismos. Finalmente quisiéramos brindar los más sinceros agradecimientos al profesor Francisco Velandia por los comentarios a un borrador del manuscrito.

## REFERENCIAS

- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., and Mora, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 272(1), 303-319.
- Andreani, L., Stanek, K.P., Gloaguen, R., Krentz, O., and Domínguez-González, L. (2014). DEM-based analysis of interactions between tectonics and landscapes in the ore mountains and eger rift (East Germany and NW Czech Republic). *Remote Sensing*, 6(9), 7971-8001. doi: 10.3390/rs6097971.
- Azañón, J.M., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A., and Roldán, F.J. (2015). Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?. *Tectonophysics*, 663, 19-32. doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.015.
- Babault, J., Teixell, A., Struth, L., Van Den Driessche, J., Arbolea, M.L., and Tesón, E. (2013). Shortening, structural relief and drainage evolution in inverted rifts: insights from the Atlas Mountains, the Eastern Cordillera of Colombia and the Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 141-158. doi: 10.1144/SP377.14.
- Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D., and Lexartza-Artza, I. (2005). Knickpoint recession rate and catchment area: The case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(6), 767-778. doi: 10.1002/esp.1191.
- Bishop, M.P., James, L., Shroder, J., and Walsh, J. (2012). Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: concepts, issues and research. *Geomorphology*, 137(1), 5-26. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.06.027.

- Blanco-Quintero, I.F., García-Casco, A., Toro, L.M., Moreno, M., Ruiz, E.C., Vinasco, C.J., Cardona, A., Lázaro, C., and Morata, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15), 1852-1872. doi: 10.1080/00206814.2014.963710.
- Bull, W.B. (2007). *Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology*. Singapore: Blackwell Publishing.
- Bull, W., and McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: D.O. Doehring (ed.). *Geomorphology in Arid Regions Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium State University of New York* (pp. 115-138). Binghamton: George Allen & Unwin Publishing.
- Bustos, X., Bermúdez, M., Toro, G., Bernet, M., Rojas, O., y Marín, M. (2013). Caracterización de superficies de erosión mediante geomorfología cuantitativa, Altiplano Antioqueño, Cordillera Central de Colombia. *TERRA*, 29(46), 43-67.
- Calzolari, G., Della Seta, M., Rossetti, F., Nozaem, R., Vignaroli, G., Cosentino, D., and Faccenna, C. (2016). Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran. *Tectonics*, 35(1), 76-102. doi: 10.1002/2015TC003869.
- Cannon, P.J. (1976). Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of the Mill creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes*, 36(1), 3-16.
- Cepeda, H., Murcia, L., Monsalve, M.L., Méndez, R., y Nuñez, A. (1996). Volcán Cerro Machín, Departamento del Tolima, Colombia: pasado, presente y futuro. INGEOMINAS, Popayán, Colombia.
- Clark, M. K., Schoenbohm, L. M., Royden, L. H., Whipple, K. X., Burchfiel, B. C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., and Chen, L. (2004). Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 23(1), 1-21. doi: 10.1029/2002TC001402.
- Cortés, G.P. (2001). Estudio geológico de los depósitos de lahar asociados a la actividad eruptiva del Volcán Cerro Machín. Reporte interno, INGEOMINAS, Manizales, Colombia.
- Crosby, B.T., and 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), 16-38. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.08.023.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., López-Isaza, J.A., Carrillo-Lombana, E.J., Ibáñez-Almeida, D.G., Sandoval-Ramírez, J.H., y Osorio-Naranjo, J.A. (2014). Control de la actividad tectónica sobre los procesos de erosión remontante: el caso de la cuenca del río Combeima, Cordillera Central, Colombia. *Boletín de Geología*, 36(1), 37-56.
- Demoulin, A. (1998). Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24(2-3), 189-208. doi: 10.1016/S0169-555X(98)00016-6.
- Diederix, H., Audemard, F., Osorio, J., Montes, N., Velandia, F., y Romero, J. (2006). Modelado morfotectónico de la Falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 492-503.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., and Keller, E.A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.08.004.
- Etchebehere, M.L., Saad, A.R., Fulfaro, V.J., and de Jesus-Perinotto, J. (2004). Aplicação do índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Geologia USP - Serie Científica*, 4(2), 43-56. doi: 10.5327/S1519-874X2004000200004.
- Etchebehere, M.L., Saad, A.R., Santoni, G., Casado, F., and Fulfaro, V.J. (2007). Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-

- Extensão) em segmentos de drenagem. *Geociências*, 25(3), 271-287.
- Feininger, T. (1970). The Palestina Fault, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1201-1216. doi: 10.1130/0016-7606(1970)81[1201:TPFC]2.0.CO;2.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., Pérez-Romero, J., and Villegas, I. (2012). Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology*, 145-146, 90-106. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.12.043.
- Gómez, J., Montes, N., Nivia, A., y Diederix, H. (2015). Mapa Geológico de Colombia, escala 1:1'000.000. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia.
- Gran, K.B., and Montgomery, D.R. (2005). Spatial and temporal patterns in fluvial recovery following volcanic eruptions: channel response to basin-wide sediment loading at Mount Pinatubo, Philippines. *GSA Bulletin*, 117(1-2), 195-211. doi: 10.1130/B25528.1.
- Gran, K.B., Montgomery, D.R., and Halbur, J.C. (2011). Long-term elevated post-eruption sedimentation at Mount Pinatubo, Philippines. *Geology*, 39(4), 367-370. doi: 10.1130/G31682.1.
- Grohmann, C.H., Smith, M.J., and Riccomini, C. (2011). Multiscale analysis of topographic surface roughness in the Midland Valley, Scotland. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(4), 1200-1213. doi: 10.1109/TGRS.2010.2053546.
- Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., and Seidl, M.A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13971-13986. doi: 10.1029/94JB00744.
- INGEOMINAS. (2002). Evaluación de la amenaza volcánica potencial del Cerro Machín (Departamento del Tolima, Colombia). INGEOMINAS.
- Keller, E., and Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*. 2<sup>nd</sup> ed. Pearson Education.
- Kirby, E., and Whipple, K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75. doi: 10.1016/j.jsg.2012.07.009.
- Koukouvelas, I.K., Zygouri, V., Nikolakopoulos, K., and Verroios, S. (2018). Treatise on the tectonic geomorphology of active faults: The significance of using a universal digital elevation model. *Journal of Structural Geology*, 16, 241-252. doi: 10.1016/j.jsg.2018.06.007.
- Laeger, K., Halama, R., Hansteen, T., Savov, I.P., Murcia, H.F., Cortés, G.P., and Garbe-Schönberg, D. (2013). Crystallization conditions and petrogenesis of the lava dome from the ~900 years BP eruption of Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 193-208. doi: 10.1016/j.jsames.2013.09.009.
- Londoño, J.M. (2016). Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado del Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 156-168. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.06.003.
- Major, J.J., Pierson, T.C., Dinehart, R.L., and Costa, J.E. (2000). Sediment yield following severe volcanic disturbance—a two-decade perspective from Mount St. Helens. *Geology*, 28(9), 819-822. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<819:SYFSVD>2.0.CO;2.
- Matoš, B., Pérez-Peña, J.V., and Tomljenović, B. (2016). Landscape response to recent tectonic deformation in the SW Pannonian Basin: Evidence from DEM-based morphometric analysis of the Bilogora Mt. area, NE Croatia. *Geomorphology*, 263, 132-155. doi: 10.1016/j.geomorph.2016.03.020.
- Méndez, R. (2002). Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia: Formación Machín, Cordillera Central, Departamento del Tolima. INGEOMINAS, Bogotá, Colombia.



- Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H., and Scaillet, S. (2008). Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 102(1), 189-203. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.06.022.
- Mikesell, L.R., Weissmann, G.S., and Karachewski, J.A. (2010). Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. *Geomorphology*, 115(3-4), 267-277. doi: 10.1016/j.geomorph.2009.04.025.
- Molin, P., Fubelli, G., Nocentini, M., Sperini, S., Ignat, P., Grecu, F., and Dramis, F. (2012). Interaction of mantle dynamics, crustal tectonics, and surface processes in the topography of the Romanian Carpathians: A geomorphological approach. *Global and Planetary Change*, 90-91, 58-72. doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.05.005.
- Molin, P., Pazzaglia, F., and 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. doi: 10.2475/ajs.304.7.559.
- Montes, N., Velandia, F., Osorio, J., Audemard, F., y Diederix, H. (2005). Interpretación morfotectónica de la Falla de Ibagué para su caracterización paleosismológica. *Boletín de Geología*, 27(1), 95-114.
- Murcia, H.F., Borrero, C.A., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M., y Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcánoclasticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48, 15-39.
- Murcia, H.F., Hurtado, B.O., Cortés, G.P., Macías, J.L., and Cepeda, H. (2008). The ~ 2500 yr B.P. Chicorál non-cohesive debris flow from Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3-4), 201-214. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.11.016.
- Mutaquin, B.W., Lavigne, F., Sudrajat, Y., Handayani, L., Lahitte, P., Vermoux, C., Hiden, Hadmoko, D.S., Komorowski, J., Hananto, N.D., Wassmer, P., Hartono, and Boillot-Airaksinen, K. (2019). Landscape evolution on the eastern part of Lombok (Indonesia) related to the 1257 CE eruption of the Samalas Volcano. *Geomorphology*, 327, 338-350. doi: 10.1016/j.geomorph.2018.11.010.
- Naranjo, A., Horner, J., Jahoda, R., Diamond, L.W., Castro, A., Uribe, A., Perez, C., Paz, H., Mejía, C., and Weil, J. (2018). La Colosa Au porphyry deposit, Colombia: Mineralization styles, structural controls, and age constraints. *Economic Geology*, 113(3), 553-578. doi: 10.5382/econgeo.2018.4562.
- Osorio, J., Montes, N., Velandia, F., Acosta, J., Romero, J., Diederix, H., Audemard, F., y Núñez, A. (2008). Paleosismología de la Falla de Ibagué. INGEOMINAS, Publicaciones Geológicas Especiales, No. 29.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., and Keller, E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119(1-2), 74-87. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.02.020.
- Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., and Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers and Geosciences*, 104, 135-150. doi: 10.1016/j.cageo.2016.08.008.
- Perucca, L.P., Espejo, K., Angillieri, M.Y., Rotheris, M., Tejada, F., and Vargas, M. (2018). Neotectonic controls and stream piracy on the evolution of a river catchment: a case study in the Agua de la Peña River basin, Western Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 44(2), 207-224. doi: 10.1007/s41513-018-0052-8.
- Piedrahita, D.A., Aguilar-Casallas, C., Arango-Palacio, E., Murcia, H., y Gómez-Arango, J. (2018). Estratigrafía del cráter y morfología del volcán Cerro Machín, Colombia. *Boletín de Geología*, 40(3), 29-48. doi: 10.18273/revbol.v40n3-2018002.
- Pierson, T., and Major, J. (2014). Hydrogeomorphic effects of explosive volcanic eruptions on drainage basins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42(1), 469-507. doi: 10.1146/annurev-earth-060313-054913.

- Pike, R.J., and Wilson, S.E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *GSA Bulletin*, 82(4), 1079-1084. doi: 10.1130/0016-7606(1971)82[1079:ERHIAG]2.0.CO;2.
- Prince, P.S., Spotila, J.A., and Henika, W.S. (2011). Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. *Geology*, 39(9), 823-826. doi: 10.1130/G32008.1.
- Queiroz, G.L., Salamuni, E., and Nascimento, E.R. (2015). Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers and Geosciences*, 76, 80-87. doi: 10.1016/j.cageo.2014.11.004.
- Ramírez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(4), 317-332. doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(199804)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V.
- Restrepo-Moreno, S.A., Foster, D.A., Stockli, D.F., and Parra-Sánchez, L.N. (2009). Long-term erosion and exhumation of the "Altiplano Antioqueño", Northern Andes (Colombia) from apatite (U-Th)/He thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1-2), 1-12. doi: 10.1016/j.epsl.2008.09.037.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., and 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. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.08.014.
- Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., and 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. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.09.017.
- SGC. (2018). Zonificación de amenaza por movimientos en masa del Municipio de Cajamarca. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., and Bardají, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3), 203-225. doi: 10.1016/S0169-555X(02)00215-5.
- Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *GSA Bulletin*, 63(11), 1117-1142. doi: 10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2.
- Strobl, M., Hetzel, R., Ding, L., Zhang, L., and Hampel, A. (2010). Preservation of a large-scale bedrock peneplain suggests long-term landscape stability in southern Tibet. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 54(4), 453-466. doi: 10.1127/0372-8854/2010/0054-0023.
- Struth, L., Teixell, A., Owen, L.A., and Babault, J. (2017). Plateau reduction by drainage divide migration in the Eastern Cordillera of Colombia defined by morphometry and <sup>10</sup>Be terrestrial cosmogenic nuclides. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(8), 1155-1170. doi: 10.1002/esp.4079.
- Tesón, E., García, Y., Añez, M., Struth, L., Caballero, V., Babault, J., y Teixell, A. (2015). Capturas fluviales recientes de los ríos Chicamocha y Suárez: El origen de la Terraza de Bucaramanga y causas de la reorganización de la red de drenaje. *XV Congreso Colombiano de Geología*. Bucaramanga, Colombia.
- Thouret, J.C., Cantagrel, J.M., Robin, C., Murcia, A., Salinas, R., and Cepeda, H. (1995). Quaternary eruptive history and hazard-zone model at Nevado del Tolima and Cerro Machin volcanoes, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4), 397-426. doi: 10.1016/0377-0273(94)00073-P.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., and Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3-4), 875-896. doi: 10.1016/j.lithos.2011.05.003.

- Whipple, K.X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 151-185. doi: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.
- Whipple, K.X., DiBiase, R.A., and Crosby, B.T. (2013). Bedrock rivers. In: J.F. Shroder (ed.). *Treatise on geomorphology* (pp. 550-573). Vol. 9. Elsevier Ltd. doi: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2.
- Wobus, C.W., Crosby, B.T., and Whipple, K.X. (2006a). Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F2), 1-14. doi: 10.1029/2005JF000406.
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., and Sheehan, D. (2006b). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. In: S.D. Willett, N. Hovius, M.T. Brandon, D.M. Fisher (eds.). *Tectonics, climate, and landscape evolution* (pp. 55-74). Vol. 10. Geological Society of America. doi: 10.1130/2006.2398(04).
- Zhang, H., Zhang, P., Kirby, E., Yin, J., Liu, C., and Yu, G. (2011). Along-strike topographic variation of the Longmen Shan and its significance for landscape evolution along the eastern Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(4), 855-864. doi: 10.1016/j.jseaes.2010.05.015.
- 
- 
- Helbert García-Delgado  
ORCID: 0000-0002-7714-7161
- Silvia Machuca  
ORCID: 0000-0002-1052-4647
- 
- 
- Trabajo recibido: diciembre 28 de 2018  
Trabajo aceptado: julio 03 de 2019