

**Contribuciones desde la geomorfometría y la geomorfología tectónica:  
Valle de Aburrá, Cordillera Central de Colombia**

**Carlos Andrés Arbeláez Vélez**  
**Proyecto de grado**

**Directora: María Isabel Marín Cerón, PhD**  
**Santiago Noriega, Msc**  
**Mateo Arboleda, Msc**

**Universidad EAFIT**  
**Escuela de Ciencias**  
**Departamento de Ciencias de la Tierra**  
**Medellín, Antioquia, Colombia**

**2019**

## **Resumen**

En este trabajo se evaluaron las características geomorfométricas de cuatro sub-cuencas del Valle de Aburrá (VA) en relación con los modelos de evolución tectónica y geomorfológica propuestos en los últimos años. Mediante análisis espacial en ambientes GIS, y utilizando imágenes DEM de 12.5 y 2 m, se caracterizó la estructura del relieve, se realizó la morfometría comparada de 4 sub-cuencas y se analizaron diversos índices morfotectónicos.

El VA, se localiza en el norte de la Cordillera Central de Colombia, en una zona tectónicamente activa debido a la influencia de sistemas de fallas regionales como el Sistema de Fallas Cauca y Romeral hacia el Occidente y la Falla Palestina hacia el Este. Geomorfológicamente, el VA corresponde a una depresión topográfica alargada de origen tectónico-erosional relleno por una amplia diversidad de depósitos de vertiente y aluviales que enmarcan la cronoestratigrafía del VA desde el Plioceno.

Para el presente estudio, el VA fue subdividido en 4 sectores, teniendo en cuenta los depocentros de acumulación de sedimentos, los controles tectónicos que presenta el valle, la geometría de la red hídrica y los rasgos geomorfológicos de cambio del paisaje.

Los índices morfotectónicos y análisis hipsométricos de las cuencas analizadas y de sus corrientes principales están indicando características neotectónicas como cambios en los ríos, cambios en el nivel base asociados a depósitos de vertiente recientes, basculamientos y acumulación de esfuerzos en diferentes y específicos puntos del VA. Los perfiles transversales y topográficos están indicando levantamientos de toda el área analizada; adicionalmente, los parámetros de asimetría de cuencas están indicando basculamientos diferenciales de las sub-cuencas del VA debido posiblemente, a la actividad cuaternaria de la Falla San Jerónimo y las demás fallas que cruzan el Valle.

## **Palabras Clave**

Geomorfometría, Valle de Aburrá, índices morfotectónicos, morfología de cuencas, Río Medellín, Geomorfología tectónica.

# Índice

Resumen.....	¡Error! Marcador no definido.
<b>TABLAS</b> .....	4
<b>FIGURAS</b> .....	4
<b>1. Introducción</b> .....	6
<b>2. Marco teórico</b> .....	7
<b>3. Marco tectónico y geomorfológico del Valle de Aburrá</b> .....	9
<b>4. Metodología</b> .....	16
<b>5. Morfométrica y Morfotectónica</b> .....	18
5.1. Morfología comparada de cuencas .....	18
5.2. Índices morfométricos y geomorfológicos de actividad tectónica.....	19
5.2.1.1. Índice de Asimetría de las cuencas hidrográficas (AF) .....	19
5.2.1.2. Factor de simetría topográfica transversal (T).....	20
5.2.2. Densidad de Drenajes .....	20
5.2.3. Densidad de lineamientos.....	20
5.2.4. Análisis de perfiles longitudinales e índice SL .....	20
5.2.5. Hipsometría .....	21
5.2.6. Perfiles Transversales .....	21
5.2.7. Niveles Isobase.....	22
5.2.8. Análisis de superficie .....	23
<b>6. Resultados</b> .....	24
6.1. Morfología comparada de cuencas .....	24
6.2. Hipsometría .....	28
6.3. Análisis del perfil longitudinal – Índice SL – Knickpoints.....	29
6.4. Análisis de superficie .....	31
6.5. Perfiles transversales.....	35
<b>7. Discusión</b> .....	36
<b>8. Conclusiones</b> .....	40

## **TABLAS**

Tabla 1. Características generales de las fallas regionales en la zona de estudio.

Tabla 2. Índices y parámetros evaluados en los 4 sectores del valle de Aburrá

Tabla 3. Resumen de los índices utilizados para evaluar las superficie en las 4 sub-cuencas y la fórmula propuesta para cada parámetro, para TRI según Riley et al., (1999) y para Hi lo propuesto por Pike y Wilson (1971).

Tabla 4. Variables métricas analizadas discriminadas según el sector analizado.\* se adiciona el análisis morfométrico realizado a toda la cuenca del río Medellín.

Tabla 5. Morfología comparada de los sectores que comprenden el valle de Aburrá con su correspondiente símbolo.

Tabla 6. Índice morfotectónico de asimetría topográfica por sectores.

## **FIGURAS**

Figura 1. Localización área de estudio. Características fisiográficas y tectónicas del noroccidente Colombiano y delimitación de bloques litotectónicos de la zona de estudio.

Figura 2. Características geológicas, geomorfológicas y estructurales del NW de los Andes del Norte.

Figura 3. Geología y geomorfología local área de estudio. (Elaboración propia a partir de las planchas: 146 – 147 Medellín), información geomorfológica suministrada por Corantioquia y la base cartográfica y la red de drenaje a una escala 1:100.000 en formato digital suministrada por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).

Figura 4. Geología estructural regional área de estudio

Figura 5. Mapa red de la red hídrica del Valle de Aburrá con numero de orden según el método de Strahler.

Figura 6. Flujo grama que resumen la metodología por etapas que se aplicó al análisis morfométrica y morfotectónico del VA.

Figura 7. Mapa Valle de Aburrá y subdivisión en sub-cuencas tectónicas-hidrográficas, estructuras y cuencas depositacionales de Rendón (2003)

Figura 8. Factor de asimetría (AF) para la estimación de basculamientos laterales en cada sub-cuenca.

Figura 9. Factor de simetría topográfica Transversal (T) evidenciando los basculamientos generados por la incidencia de la deformación tectónica en cada sub-cuenca.

Figura 10. Densidad de drenajes (Dd) en cada sub-cuenca para identificar anomalías a partir de la red hídrica relacionadas con deformación tectónica.

Figura 11. Densidad de lineamientos (DI) en cada sub-cuenca. Se identifican anomalías morfológicas relacionadas con deformación tectónica a partir de la concentración de lineamientos en cada una de las sub-cuencas.

Figura 12. Características hipsométricas de la cuenca del río Aburrá y cada una de las sub-cuencas analizadas. a) Análisis hipsométrico sobre el DEM. b) Distribución del área respecto a la elevación, además de las curvas y los valores de las integrales

hipsométricas para cada cuenca analizada; c) Curvas hipsométricas comparadas suavizadas, d) Perfiles longitudinales normalizados del Río Aburrá en cada sector.

Figura 13. Análisis geomorfométrico del perfil longitudinal de la corriente principal en el Valle de Aburrá mostrando los Knickpoints, la relación tectónica y la ubicación de la traza de los principales sistemas de fallas.

Figura 14. Mapas básicos de análisis de superficie. (Pendiente, Sombras, contornos, elevación, Aspecto). (5) Mapas.

Figura 15. Índice rugosidad terreno – TRI, con el cual se determinaron contrastes en la rugosidad del terreno en cada una de las sub-cuencas relacionada con elementos topográficos que permitirían discriminar dominios geomorfológicos.

Figura 16. Integral Hipsométrica – HI. Este índice permitió evaluar la distribución de volumen respecto a un nivel base de referencia en todas las sub-cuencas, el cual sirve para identificar y evaluar el estado de cada uno de los sectores en el ciclo de erosión.

Figura 17. Superficies Isobase. Este mapa presenta valores altos y bajos en cada una de las sub-cuencas que permiten identificar y estimar el avance o grados de los frentes de erosión en cada sector. Permiten identificar conexión con superficies de erosión alrededor del Valle.

Figura 18. Perfiles transversales. Se presenta un total de 10 perfiles abarcando las 4 sub-cuencas analizadas en el Valle de Aburrá y muestra el valor de variación altitudinal de relieve máximo y mínimo permitiendo visualizar la evolución del paisaje.

Figura 19. Estados de evolución de los sistemas fluviales en función de sus propiedades hipsométricas. a) Variaciones de la curva hipsométrica según Strahler (1952). b) Cambios en el relieve inferidos bajo el modelo Davisiano (Davis, 1899). c) Variaciones de la curva hipsométrica según Ohmori, (1993). d) Cambios en el relieve bajo el modelo de Hack (1973). Tomado de Cheng et al., (2012).

## 1. Introducción

Los procesos geológicos y geomorfológicos, pueden ser estimadas con una gran cantidad de herramientas tecnológicas, las cuales permiten medir con mayor precisión la distribución espacial, magnitud y frecuencia de los cambios de la superficie terrestre. Una de estas herramientas son los sensores remotos (SR). Estos, dan acceso a una mayor cantidad de datos espaciales, mejorando la calidad de la información; adicionalmente, el acelerado desarrollo de la capacidad computacional y de procesamiento de bases de datos, se convierten en elementos importantes para el desarrollo de la geomorfometría o análisis digital del terreno.

En las últimas décadas, se ha observado un auge significativo en la utilización de los SR para obtener información sobre los elementos presentes en la superficie terrestre. Partiendo de estas nuevas herramientas, se han desarrollado ampliamente disciplinas como la geomorfometría, la cual es una subdisciplina de la geomorfología, que analiza cuantitativamente el paisaje, involucrando técnicas computacionales, matemáticas y procesamiento de imágenes, tales como fotografías aéreas, imágenes satelitales y modelos de elevación digital (DEM). El uso conjunto de dichas técnicas, y su posterior procesamiento median SIG, permite cuantificar elementos del terreno como su forma, geometría, hidrología, cobertura vegetal, usos del suelo, entre otros aspectos.

Uno de las principales aplicaciones de la geomorfometría, es parametrizar y medir rasgos topográficos de la superficie del terreno, como la distribución de geoformas, la geometría de las cuencas hidrográficas o red de drenajes, contribuyendo a la cuantificación geomorfológica como complemento el análisis clásico geomorfológico de carácter descriptivo (Summerfield, 2005; Hengl y Reuter, 2008).

Diversos modelos han sido propuestos para entender la historia evolutiva del Valle de Aburrá (Botero, 1963; Hermelin, 1983; Rendón, 2003; Aristizábal, 2004, García, 2006). El desarrollo del presente trabajo se realizó siguiendo el modelo de Rendón (2003), el cual provee datos estratigráficos, estructurales y geofísicos a lo largo de 4 sectores o sub-cuencas ((1) Itagüí, (2) Medellín, (3) Bello y (4) Barbosa), las cuales sugieren que el VA, se formó a partir de una cadena de pequeñas cuencas de tracción cerradas, desarrolladas como resultado de esfuerzos tensionales asociados a movimientos a lo largo de fallas a escala regional relacionadas con la zona de deformación de Romeral ampliamente estudiado por diferentes autores (e.g. Vinasco, 2019). Esta distribución estructural está controlada por fallas de rumbo, con componente lateral izquierdo, en sentido S-N a N20°W, entre las que se encuentran las fallas de San Jerónimo, Iguana-Boquerón, Belmira Oeste y Belmira Este. Estas fallas controlan la configuración del basamento, y separan la porción superior del VA (municipios de Caldas y Bello) en 3 sub-cuencas tectónicas, las cuales son coincidentes con los puntos de quiebre en el perfil longitudinal del río Medellín (Aristizabal y Yokota, 2008). Estudios mas recientes (e.g. Arboleda, et al., 2019)., comparan y establecen relaciones cronoestratigráficas para la reconstrucción de la

historia evolutiva del VA, identificando características geomorfológicas, tectónicas, geológicas, depositacionales y edades de formación diferentes para cada sub-cuenca.

El presente trabajo, se enmarcó en la siguiente pregunta de investigación: ¿El análisis comparativo de los índices morfométricos y morfotectónicos de 4 sectores del Valle de Aburrá (Itagüí, Medellín, Bello y el Valle Inferior), permitirá entender o dar luces sobre la evolución morfotectónica del valle?. Para dar respuesta a la pregunta anteriormente mencionada, se propuso como objetivo general, analizar comparativamente la geomorfología y morfotectónica del valle de Aburrá en 4 sectores: Itagüí, Medellín, Bello y el Valle Inferior, para entender como los procesos tectónicos-denudacionales han afectado al Valle desde el Plioceno, mediante: (1) Conformación de geodatabases usando SR y SIG; (2) análisis de los índices morfométricos y morfotectónicos del valle de Aburrá en los cuatro sectores definidos por Rendón (2003);y (3) la comparación los índices morfométricos y morfotectónicos según sector y drenaje a la luz del marco cronoestratigráfico existente.

## **2. Marco teórico**

Los procesos exógenos, por lo general, son el resultado de cambios en las condiciones climáticas o tectónicas expresadas en la superficie terrestre. Si hablamos del clima, elementos como la radiación solar sobre la superficie terrestre, los ciclos orbitales de la tierra alrededor del sol, descritos por Kelper (1609) y Milankovitch (1920) ejercen un control directo, pero condiciones como la concentración de gases de efecto invernadero, la distribución de las masas continentales, la tectónica de placas, la distribución de hielo en las zonas polares, entre otros, son factores que también influyen en un sistema en búsqueda del equilibrio constante, y se expresan en forma de flujo de corrientes marinas y atmosféricas (Hadley, 1735; Defant, 1929), y ocurrencia de fallas y sismos, que constituyen a los ciclos hidrológicos, morfoclimáticos, y morfodinámicos que regulan las tasas de variación del paisaje.

Las anteriores condiciones determinan la frecuencia, el tipo, intensidad y duración de los procesos geomórficos (Anhert, 1987) y caracterizan el modelado de las estructuras en la superficie terrestre, conocidas como sistemas de respuesta morfogenéticos (Peltier; 1950), lo que a sus vez define las provincias morfoclimáticas (Anhert, 1987). De esta manera, las tasas de cambio en la topografía y los rasgos relictos a diferentes escalas de tiempo son moldeadas por controles litológicos, y en gran medida por condiciones climáticas y tectónicas de largo plazo (e.g. Noriega, 2016).

Diversos autores (e.g Anhert, 1987; Stüwe, 2007; Avouac y Burov, 1996) han planteado que la superficie terrestre es un sistema dinámico de flujos de entrada y salida, que se autorregula en una búsqueda constante de equilibrio (Scheideger, 1986). Estos autores sugieren que según la magnitud y frecuencia de las tasas de levantamiento y erosión existe una relación funcional. Por esto, los sistemas orogénicos no solo crecen y se

levantan, sino que son regulados por mecanismos de difusión de masa (e.g. denudación y erosión) que dependen de la elevación, la pendiente, la precipitación, el uso del suelo, etc, constituyendo un sistema complejo entre el clima y la tectónica (e.g. Willet y Brandon, 2002; Noriega, 2016); sin embargo, no es claro cuál es la medida en que entran los flujos antagónicos y como se puede lograr un balance entre procesos sino se cuenta con información cuantitativa y sistemática.

Existe la hipótesis de que la formación de las cadenas montañosas ocurre a manera de pulsos de levantamiento tectónico asociados a la acreción de bloques lito- tectónicos, seguidos de una respuesta erosiva y de transformación del paisaje, de donde nacen los modelos clásicos del ciclo geográfico (Hack, 1960, Burbank y Anderson, 2001). Es decir que para cada pulso tectónico igualmente habrá una oscilación en el proceso erosivo, que quedan preservados en el tiempo y da origen al principio de Catena (Scheideger, 1986). Este principio explica la inversión del relieve descrita por Pain y Ollier, (1995)

Según Burbank y Anderson (2001), para escalas de tiempo de  $10^3$  años los procesos de erosión son un factor importante en el modelamiento del paisaje, además, existen tres variables principales que modelan la superficie y el equilibrio topográfico, que son: 1) la proporcionalidad entre la velocidad horizontal y vertical de una masa litosférica; 2) Los sistemas fluviales como una fuerza erosiva muy eficiente; 3) La capacidad contenida en las laderas para difuminarse.

La erosión fluvial en zonas tropicales tectónicamente activas como la parte norte de la Cordillera de los Andes, adquieren relevancia debido a la alta cantidad de agua disponible en el medio, es decir, tasas de precipitación, sumado a los altos gradientes de la topografía, dando como resultado altas tasas de erosión y una mayor disponibilidad de sedimentos que son fácilmente transportados por los sistemas fluviales, a las cuencas circundantes de los macizos cordilleranos (Thomas, 1998; Summerfield, 2005).

Precisamente los sistemas fluviales son claros ejemplos de los sistemas fractales (Turcotte 1991; 1997). Según las dinámicas de los procesos tectónicos y climáticos hay una respuesta por parte de la red fluvial (Willet, 1999; Whipple y Turker, 1999), que permiten determinar el equilibrio estacionario o dinámico (Montgomery, 2001; Willet y Brandon, 2002; Hack, 1960, 1975). Este equilibrio dinámico es el responsable del modelamiento del paisaje, a partir de fuerzas antagónicas como la tectónica y el clima, que busca constantemente un equilibrio estacionario del sistema (Hack 1960; Montgomery, 1989). Es por esto que los sistemas fluviales son utilizados como marcadores sensibles a los procesos morfotectónicos, ofreciendo información sobre el estado de equilibrio topográficos a una escala de tiempo de  $10^2$ - $10^6$  años (Whittaker, et al., 2008; Cheng et al., 2012).

Un estado de equilibrio estacionario, se caracteriza por que la tasa de levantamiento y la tasa de erosión son iguales (England y Molnar, 1990; Whipple y Turker, 1999), lo que se

refleja en la forma cóncava del cauce principal, en función del área A y la pendiente S lo que se conoce como la ecuación de potencias de corriente o ley de Flint (1974).

En los perfiles longitudinales de los ríos, se puede estimar el estado de equilibrio de un sistema fluvial (Hack, 1975). Sabiendo esto, y teniendo en cuenta que la geomorfometría estudia las formas del paisaje desde las relaciones geométricas y numéricas, a partir información de sensores remotos, y modelos de elevación digital (DEM), se puede de analizar cuantitativamente la superficies y el paisaje terrestre, se puede evaluar en qué estado de equilibrio se encuentra un sistema morfológico y la respuesta morfológica, de una zona particular, de la delimitación de la zona de estudios se procedio a realizar una parametrizando y extrayendo índices morfotectónicos, y de esta forma evaluar el tipo y magnitud de los procesos que han modelado en especial en los sistemas orogénicos activos, en particular, la porción Norte de la cordillera central de los Andes, en donde los sistemas fluviales son sensible y responden, a procesos morfológicos y tectónicos.

### **3. Marco tectónico y geomorfológico del Valle de Aburrá**

El VA se encuentra específicamente al norte de la cordillera central de Colombia en los Andes del Norte, constituye un sistema orogénico, situado en una zona tropical muy tórrida, lo que genera factores topográficos y climáticos encaminados a una alta actividad erosiva (Gregory-Wodzicki, 2000).

La porción norte de los Andes es el producto de la interacción entre las placas de Nazca-Farallón, Caribe y Suramérica, (e.g. Restrepo y Tousaint, 1988; Chicangana, 20015; Cediel et al., 2011). Esta convergencia, divide la deformación de los bloques litotectónicos, que se encuentran separados por fallas con orientación NS, lo que genera que en la región, la mayoría de los altiplanos, cañones y valles tendrán esta misma orientación preferencial como es el caso del valle de Aburrá (VA), el cañón del río Cauca (CRC), el valle del Magdalena, entre otros (Figuras 1 y 2).

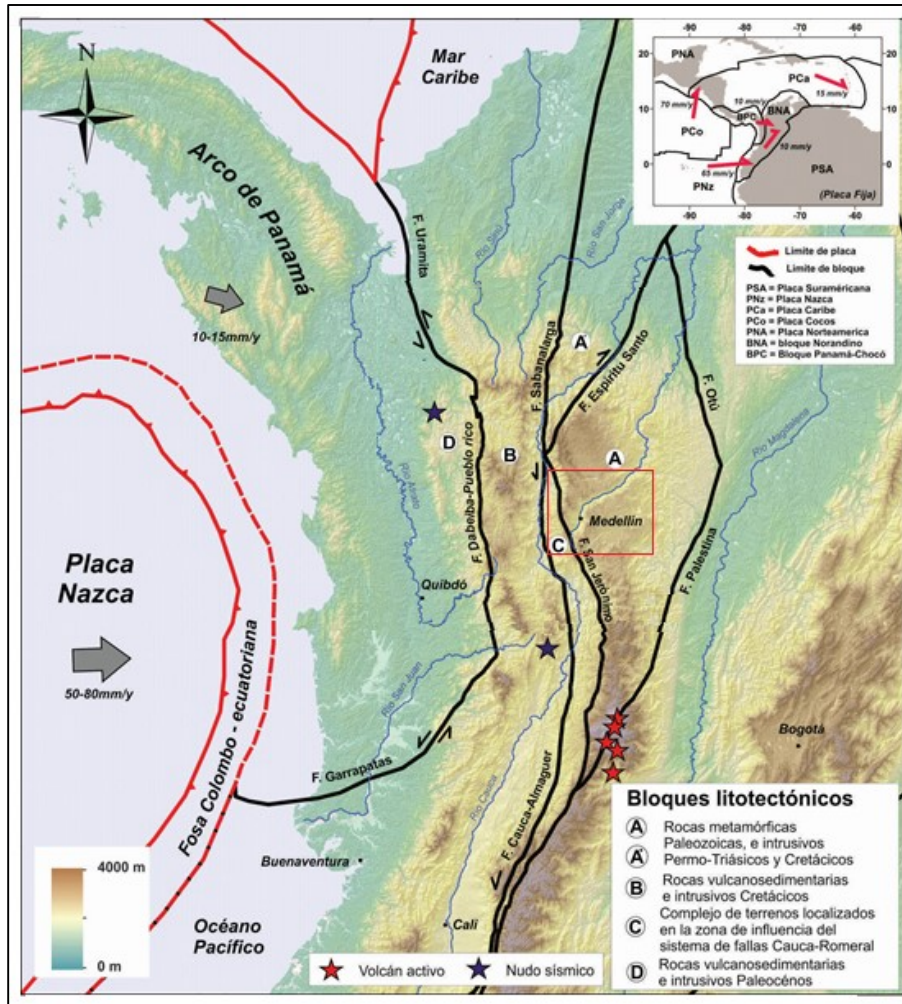


Figura 1. Localización área de estudio. Características fisiográficas y tectónicas del noroccidente Colombiano y delimitación de bloques litotectónicos de la zona de estudio. (Modificado de Noriega, 2016).

El VA, inicialmente se puede subdividir en dos tramos con características diferentes, denominados como Valle Aburrá Inferior (VAI) y Valle Aburrá Superior (VAS). Los modelos actuales se han concentrado en el VAS, existiendo un déficit de información en el VAI; el presente trabajo plantea su integración.

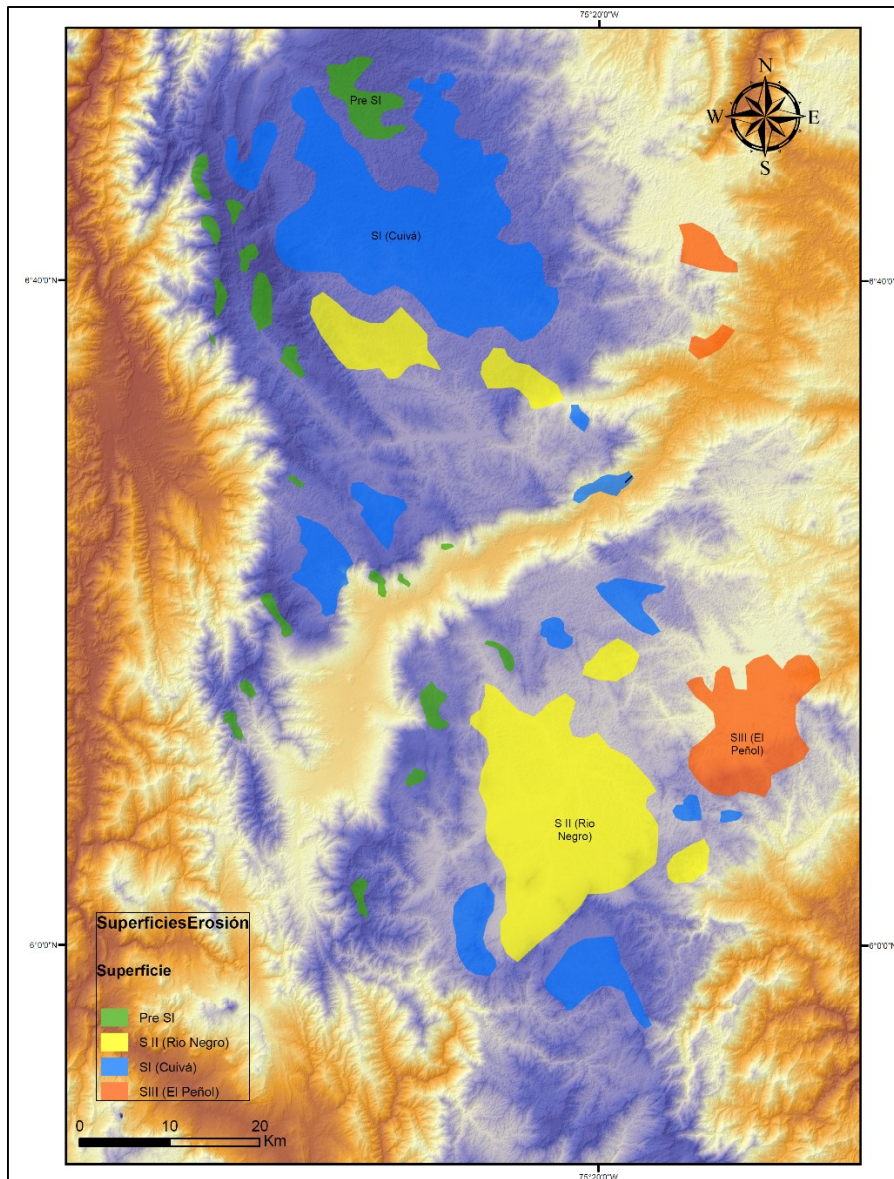


Figura 2. Características geomorfológicas mayores en los alrededores del Valle de Aburrá. Se presentan las principales superficies de erosión.

El VAI, se ubica desde el ancón norte hasta la desembocadura con el río Grande, en este sector, el valle es un cañón estrecho en forma de V con una dirección preferencial en sentido N50°E. La sub-cuenca (4) Barbosa, abarca todo el VAI. Uno de los factores más interesantes de este sector es su homogeneidad geológica y geomorfológica y una afectación estructural menor en comparación con el VAS. En cuanto a su geología, casi en su totalidad afloran rocas graníticas del Batolito Antioqueño con algunos sectores de rocas metamórficas del complejo Cajamarca (Figura 3). En este sector del Valle se concentran una gran cantidad de pequeños abanicos aluviales y depósitos de vertiente (Shlemon, 1979).

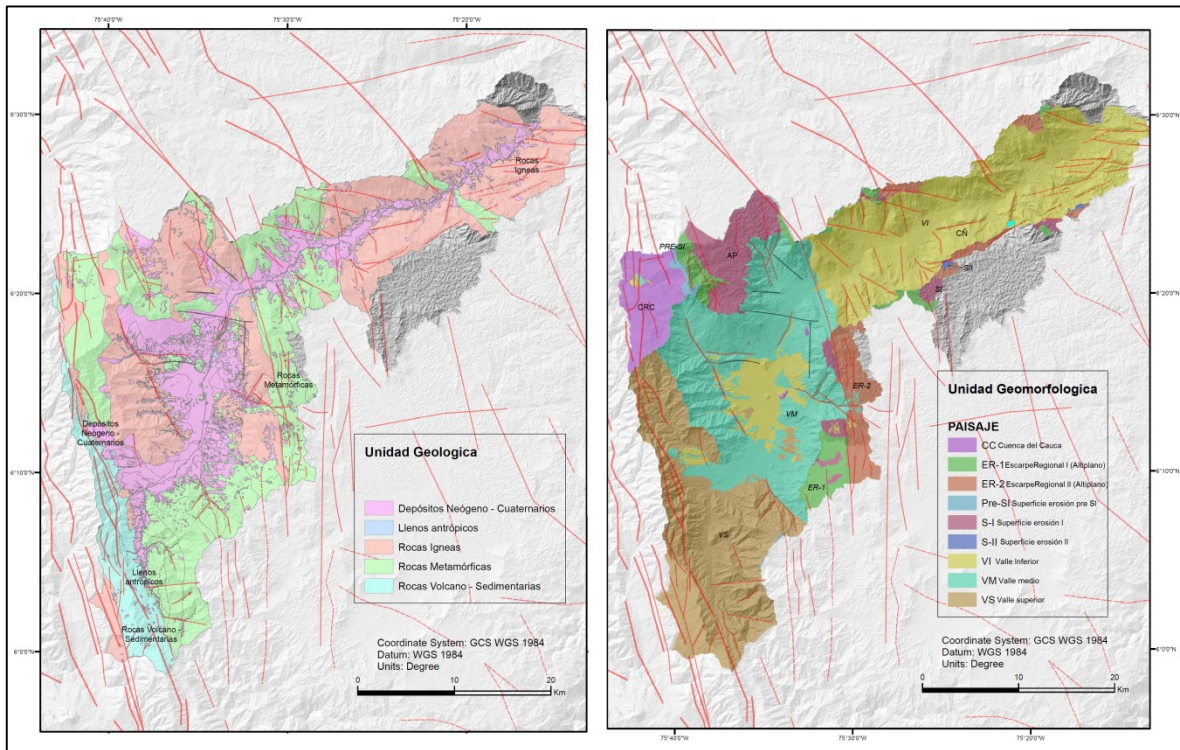


Figura 3. Geología y geomorfología local área de estudio. (Elaboración propia a partir de las planchas: 146 – 147 Medellín), información geomorfológica suministrada por Corantioquia y la base cartográfica y la red de drenaje a una escala 1:100.000 en formato digital (IGAC).

El VAS, se ubica desde el sur del Municipio de Caldas hasta el ancón norte. En este sector, se presenta un valle abierto que corresponde a una depresión de 45 km de largo en sentido N-S, con una profundidad respecto a las superficies de erosión remanentes de hasta 1.5 km. (Rendón et al., 2006).

A su vez, el VAS tiene dos puntos en los que este se estrecha e inmediatamente se vuelve abrir el valle, el ancón sur, a la altura de Itagüí y el ancón norte en el municipio de Bello. Estos puntos coinciden con cambios en la dirección del drenaje principal. (Figura 4).

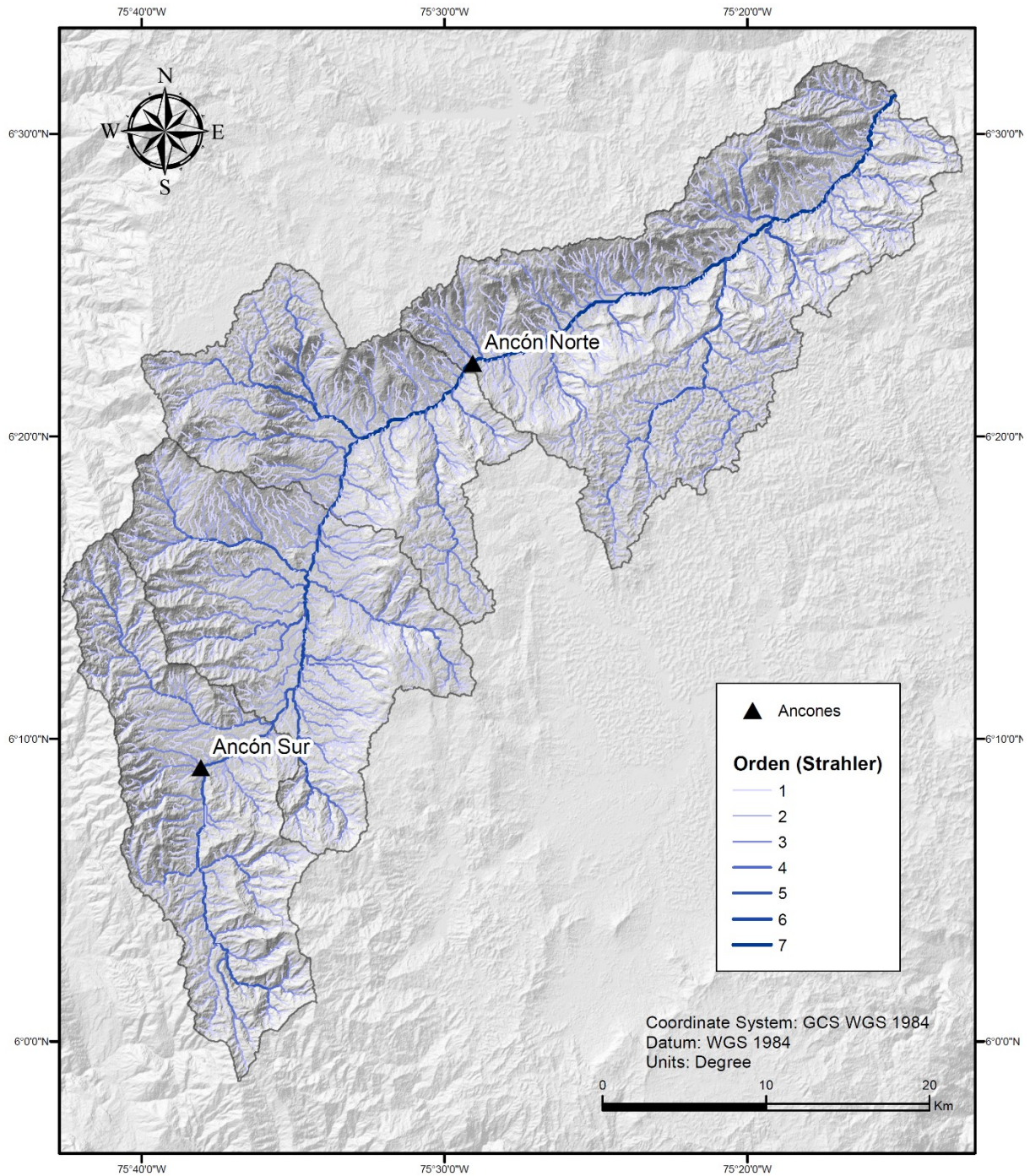


Figura 4. Mapa de la red hídrica del Valle de Aburrá con número de orden según el método de Strahler. Adicionalmente se ubican los ancones que representan puntos de estrechamiento y cambio en la dirección de la corriente principal.

Teniendo en cuenta la estructura de un valle que se formó a partir de una cadena de pequeñas cuencas cerradas separadas por fallas principales: la Falla San Jerónimo, la falla Iguana-Boquerón y la Falla Belmira (Figura 5) en asociación con otras fallas más

regionales y otras locales, las cuales se describen en la tabla 1. Estas fallas para el (VAS), serían los límites de 3 sub-cuencas con 3 depocentros y zonas de acumulación de sedimentos (Rendón, 2003). La cuarta cuenca propuesta sería la que abarca todo el (VAI), desde Bello hasta Barbosa. Estas porciones del Valle se habrían formado por separado como cuencas tectónicas, en un periodo posterior al cierre del istmo de Panamá, un evento que cambio la dinámica de los esfuerzos de la zona noroccidental de la cordillera de los Andes centrales (Rendón, 2003).

Falla geológica	Rumbo	Sentido del movimiento	Referencias
<i>Cauca-Romeral</i>	N-S a NNW-SSE	Sinistral/Inversa	Controla dos cuencas en el suroccidente del valle de Aburra (Restrepo y Tousaint, 1987) Presenta una alta expresión morfológica y deformación de depósitos recientes en San Antonio de Prado (Yokota y Ortiz, 2003).
<i>Espíritu Santo</i>	N25°E	Dextral/Inversa	Page (1986), Arias, (1981), Mesa y Lalinde, (2001).
Sopetrán o San Jerónimo.	N10°W	Sinistral/Inversa	Microzonificación (2006)
Ancón Sur	N50°W	Inversa	Desde la quebrada el romeral hasta el Ancón Sur Aristizábal, E Yokota, S., 2008)
Iguaná Boquerón	SSE	Sinistral/Inversa	En la Quebrada Iguaná Boquerón (Rendón., 2003; Aristizábal., Yokota, S., 2008)
<i>Belmira</i>	N-S a N30-40W	Sinistral/Inversa	Controla la cuenca del río Chico y posee varios depósitos desplazados (Microzonificación, 2006). Falla Don Matías N30-40W en su porción sur
Belmira Este	N35°/45°O y SN	Sinistral/Inversa	(Rendón, 2003; Microzonificación, 2006)
Belmira Oeste	Sony NO	Sinistral/Inversa	(Rendón, D., 2003)
<i>Rodas</i>	NS/45°E	Normal?	Contacto entre las dunitas de Medellín y las Anfibolitas. (Rendón, D., 2003; Aristizábal, E., 2004)
Santa Isabel	NS	Sinistral?	Contacto entre los esquistos de Cajamarca y las Anfibolitas granatíferas de Caldas (Rendón 2003; Microzonificación ., 2006)
Quebrada La Seca			(Rendón, 2003; Microzonificación n, 2006)
La Reventona	NS		En la quebrada la Reventona (Microzonificación, 2006)
Tierra Amarilla	N60°S		Vereda Tierra amarilla (Microzonificación, 2006)
La Cachona	N50°W		Quebrada la Cachona (Toro y Velázquez 1984)
Don Matías	N45°W	Sinistral	En el río Aburrá (Botero 1963; Sierra, y Zapata 1989; Rendón., D., 2003))
Falla del Llano de Ovejas	N40°W		Microzonificación( 2006)
Aurra	N10°W	Sinistral/Inversa	Page (1986)
El Guadual	N60°W		En la carretera que conduce al alto de Matasanos una falla de intrusión (Sierra y Zapata 1989; POT de Barbosa 2012)
El Salto	N7°W		Cuchilla el Contador hasta la vereda Peñolcito (Álvarez y Trujillo 1985)
Calles	NNW		Quebrada la Chiquita (Microzonificación, 2006)
Chagualones	N20°W	No determinado	Quebrada Chagualones (Microzonificación , 2006)
Don Diego	N45°E		Microzonificación (2006)
Normandía			
Sajonia			GSM (2002)
La Acuarela	NNW	Falla de Rumbo	Dunitas de Medellín y Gneis de Sajonia(Microzonificación, 2006)
La Chapa	N70°E		Loma Los Quinteros Loma ElGuamal y Quebrada de Ovejas, (Sierra y Zapata 1989)
Santa Elena	N80°NS/45°E		Lineamiento de buenos Aires, cerro el Gallo quebrada el Viento (Sierra y Zapata 1989)

Tabla 1. Características generales de las fallas regionales en la zona de estudio.

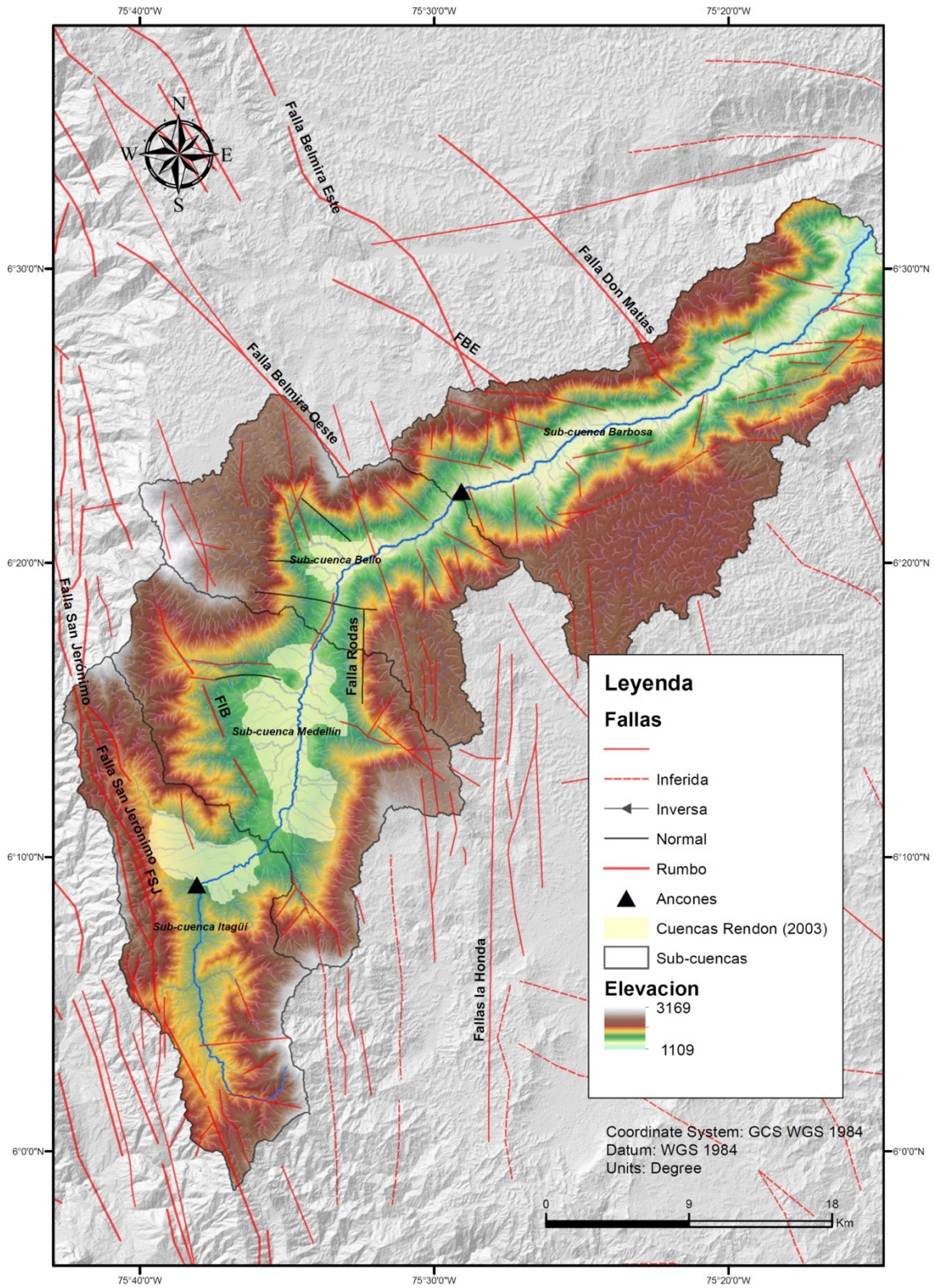


Figura 5. Mapa Valle de Aburrá y subdivisión en sub-cuenca tectónicas-hidrográficas, estructuras y cuencas depositacionales de Rendón (2003)

## 4. Metodología

Para el desarrollo del presente trabajo se llevaron a cabo cinco etapas: 1. Conformación de geodatabase y definición de subcuencas; 2. Análisis espacial por sectores; 3. Delimitación de redes de drenaje y de perfiles longitudinales y transversales; 4. Cálculo de parámetros morfométricos y curva hipsométrica. 5. Todo esto se resumen en la figura 6.

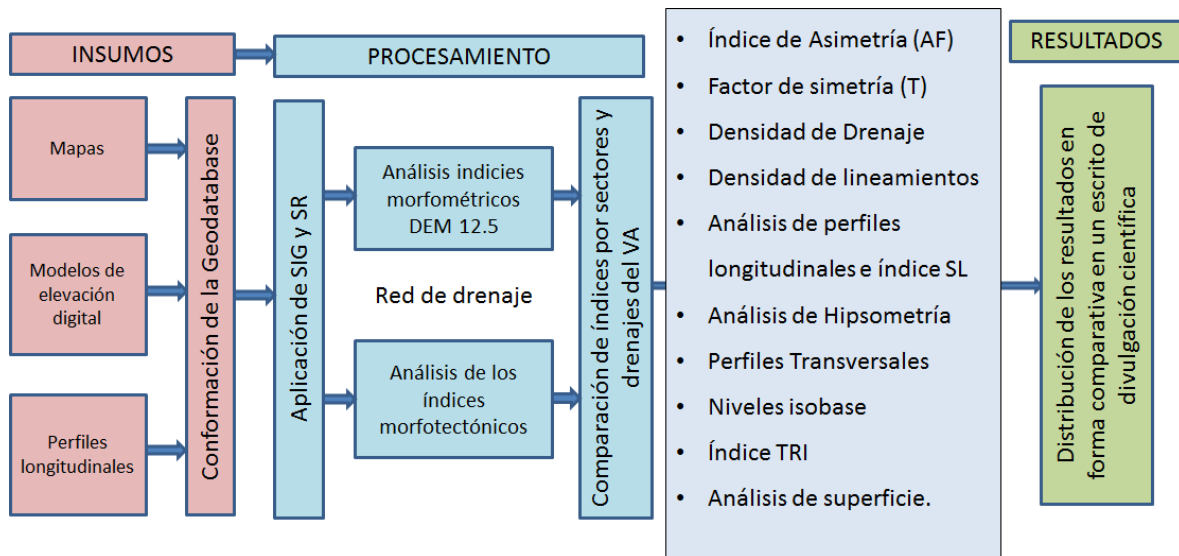


Figura 6. Flujo grama que resumen la metodología por etapas que se aplicó al análisis morfométrico y morfotectónico del VA.

Etapa 1. Conformación de geodatabase y definición de subcuencas. Esta etapa consistió en la adquisición de imágenes y definición de estructuras del relieve a partir de un mosaico de modelos de elevación digital o DEM, del área del VA, obtenidas de la página <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/#> y la misión ALOS PALSAR. Adicionalmente, en esta etapa se realizó la extracción de información geomorfométrica, y se subdividió el VA en la sub-cuencas: Itagüí (1), Medellín (2), Bello (3), Barbosa (4). Esta última sub-cuenca, abarca todo el Valle Aburrá inferior, desde Bello hasta Barbosa. Los polígonos resultantes (figura 5), resultaron de la superposición de los siguientes criterios:

- las cuencas o depocentros de acumulación de sedimentos generadas por Rendón (2003).
- las estructuras tectónicas principales que cruzan N-S a N30W el Valle de Aburrá.
- la divisoria de aguas de los tributarios que drenan hacia cada uno de los depocentros establecidos por (Rendón, 2003). Por lo cual la forma de las sub-cuencas no depende solo del polígono de Valle como área metropolitana sino de la red de drenaje actual que drenan algunos casos desde los altiplanos ubicados alrededor del Valle.

- los puntos de quiebre en la pendiente y rasgos geomorfológicos de cambio del paisaje como los ancones Sur y Norte.
- 

Etapa 2. En esta etapa se realizó el análisis espacial de cada uno de los sectores anteriormente definidos. Este, se realizó por medio del sistema de información geográfica ArcGIS 10.3, los datos y suministros de entrada fueron provistos por el grupo de investigación en geoquímica y geología Regional de la universidad EAFIT y por el instituto geográfico Agustín Codazzi, que corresponden a archivos tipo ráster (DEM de 12.5 metros de resolución espacial que abarca la zona de estudio), y a archivos tipo vector (red fluvial, curvas de nivel, escala 1:100.000). Este análisis en SIG se realizó inicialmente identificando los sumideros del DEM usando el comando *Spatial Analyst tools >> Hydrology >> Sink*, y luego se rellenaron para evitar errores en la estimación de los flujos de agua y la red de drenaje mediante el comando *Spatial Analyst tools >> Hydrology >> Fill*, de esta forma se obtuvo un modelo de elevación digital corregido con el cual se calcularon las variables métricas que se resumen en la tabla 5.

Etapa 3. Delimitación de Redes de Drenajes y Perfiles transversales y longitudinales. Mediante el análisis SIG se obtuvieron las redes de drenajes y perfiles tanto longitudinales y transversales para los 4 sectores del VA. Para ello se calculó la dirección de flujo *d* en cada una de las celdas o píxeles que conforman el ráster, comparando el valor de elevación del mismo píxel y los 8 adyacentes (Algoritmo D8; Gallant, y Wilson, 2000) dando un valor dependiente de las diferencias de alturas con el comando *Spatial Analyst tools >> Hydrology >> Flow Direction*. Después se definió la acumulación del flujo por cada celda, calculando el total de celdas que fluyen hacia cada píxel que conforma la superficie de este ráster usando el comando *Spatial Analyst tools >> Hydrology >> Flow Accumulation*. Con el comando *Spatyal Analyst Tool >> Map Algebra >> Raster Calculator*, se crea un ráster que define la red de drenajes en términos de los píxeles que deben conformarla. Para este proyecto se definió un valor de acumulación de flujo de 1200, a partir de este valor se toma todos los píxeles de igual o mayor valor acumulación, que conforman el drenaje; esta acumulación de flujo de 1200 es la que mejor se ajusta a la red de drenajes suministrada por el IGAC. Posteriormente el ráster resultante se segmentó y ordenó con el comando *Spatial Analyst tools >> Hydrology >> Stream Link*. Luego se calcula el valor de orden que toma cada segmento de drenaje, usando el método Strahler por medio del comando de *Spatial Analysis Tools >> Hydrology >> Stream Order*. Finalmente, con la herramienta *Spatial Analyst tools >> Hydrology >> Stream to Feature*, se crea la red de drenajes final que tiene como resultado 7 órdenes o niveles de drenajes que se muestran en la figura 4.

Los perfiles transversales y longitudinales son shapefiles, editados desde el ArcMap. Para el caso de los perfiles transversales (son un total de 10 a lo largo del VA y se resumen en la Figura 17) perpendiculares a la corriente principal del VA, es decir el río Medellín. Haciendo uso de la barra de herramientas de *3D Analyst >> Profile Graph*, se exportan los datos que contiene la distancia y altura a lo largo de la línea de shapefile a Excel, pues en este programa es más cómoda la edición de las gráficas de los perfiles. Este procedimiento es similar para el perfil longitudinal del río Medellín. Por último, la

caracterización del perfil del río Medellín y la identificación de sus puntos de quiebre, a partir del índice SL, se realizó en Microsoft Excel 2018; y se procedió de la siguiente manera: se dividió el Perfil del río en 100 tramos y se calculó la distancia media de cada tramo, y una distancia específica, que es la distancia que hay desde el nacimiento a la divisoria de aguas de la cuenca más cercana. Tras calcular el índice SL, se contrastó con el perfil longitudinal del río Medellín, y se determinaron los principales Knickpoints, que se pueden ver en las figuras 11 y 12.

Etapa 4. Cálculo de parámetros morfométricos y curva hipsométrica. A partir de los cuatro sectores definidos en el VA, se crearon shapes de puntos usando las herramientas de edición en ArcMap, contrastando el ráster de acumulación de flujo, la red de drenajes previamente construida y los datos de las cuencas tectónicas descritas por Rendón (2003) y redefinidos por Arboleda, et al., (2019), ubicando los puntos sobre el cauce del río Medellín en el tramo que se ubica justo la final de drenar las cuencas sedimentarias descritas por Rendón (2003) y cercanos a estructuras del VA como los ancones. A continuación, se procede a corregir la ubicación de los puntos para que coincidan con el cauce de los drenajes de interés (en este caso río Medellín), usando la herramienta *Spatial Analysis Tools >> Hydrology >> Snap Pour Point*. A partir de estos puntos y el modelo de acumulación de flujo se generaron los ráster que contendrán las 4 cuencas o sectores, con la herramienta *Spatial Analysis Tools >> Hydrology >> Watersherd*, de estos 4 Watersherd, se obtiene la morfometría básica (Áreas, Perímetros, Distancias, Elevaciones, Línea Media de la Cuenca que se resumen en la Tabla 4), los cuales se usaron para calcular los índices: Dd, T, AF, Hi que se resumen en la Tabla 5 y 6, y curva Hipsométrica como se ve en la Figura 15.

Etapa 5. Densidad de lineamientos se realizó un procedimiento adicional que implica, 1) la construcción de una imagen raster, compuesta por 8 raster de sombras con variaciones en el ángulo de la fuente de luz cada 45°, y barre desde los 0° hasta los 315°, usando las herramientas *Spatial Analysis Tools >> Local>> Combine*. 2) Esta imagen resultante se exporta como TIF, para su procesamiento con en el programa de *Geomatic 2018*, usando las barras de herramientas de *Geomatic Focuss >> Tools>> Algorithm Librarian>> LINE: Lineament Extraction*. El resultado es un shapefile de lineamientos a partir del análisis de contrastes de la imagen TIF. Con estos insumos se calcula el índice DL. 3) Finalmente, se integran todos los datos obtenidos, se realizan los mapas de las figuras 8 y 9.

## **5. Morfométrica y Morfotectónica**

### **5.1. Morfología comparada de cuencas**

Se evaluaron los parámetros morfológicos en los 4 sectores predefinidos. Según lo encontrado y determinado por Arboleda et al., 2019 (en revisión) y la recopilación realizada en este trabajo, La cuenca (1) Itagüí, se ubica al sur del Valle, esta cuenca se delimita en su parte más meridional por la traza de la Falla San Jerónimo y se limita hacia

el norte por la Falla Iguaná-Boquerón. La cuenca (2) Medellín, se ubica en el centro del Valle Aburrá superior. Se encuentra limitada por la Falla Iguaná Boquerón al Sur y avanza hasta el límite con el municipio de Bello donde el Valle toma un cambio de dirección sentido N45°E y se presentan una serie de fallas normales y cambios litológicos respecto a la siguiente cuenca. La cuenca (3) Bello, se ubica en la zona norte en el municipio que lleva el mismo nombre. Está limitada en su porción más al norte por la Falla Belmira Occidental, Finalmente la última cuenca (4) (Barbosa) es la que abarca todo el Valle de Aburrá inferior, desde el Ancón Norte hasta el municipio de Barbosa , desembocadura en el Rio Grande.

Los índices que definen la forma, simetría, tamaño y contorno de cada uno de los sectores, se analizaron de manera separada en cada sub-cuenca para identificar tendencias y comportamientos entre estas, señalando su respuesta individual frente a su contexto tectónico y geomorfológico.

Los índices utilizados para caracterizar la geomorfología de las cuencas son: el factor de asimetría – (AF), Simetría topográfica transversal (T) (Keller y Pinter, 1996), densidad de drenajes y lineamientos (Talling y Sowter, 1999), Perfiles longitudinales e índice SL (Hack, 1973), curvas hipsométricas (Sthraher, 1952; Cheng et al, 2012) y perfiles trasversales (Tricart y Cailleux, 1958). Parámetros que se obtuvieron a partir de la forma y geometría arrojadas por el análisis SIG para cada una de las cuencas delimitadas. Cada uno de estos índices se resume a continuación y se presentan compilados en la tabla 2.

## **5.2. Índices morfométricos y geomorfológicos de actividad tectónica**

El análisis de los índices morfométricos y geomorfológicos de actividad tectónica, permiten comparar distintos entornos que ayudan en la caracterización del comportamiento de áreas específicas, principalmente basado en el estudio de la red fluvial. Estos índices permiten detectar actividad neotectónica al señalar alteraciones en la red de drenajes, producto de cambios en el nivel base (Keller y Pinter, 2002), los índices utilizados en este trabajo fueron AF y T, los cuales se describen a continuación. Los resultados de AF separadas por subcuentas se ve en la Tabla 4, los resultados del índice T se pueden ver en la Tabla 6 donde se discriminan los resultados locales para cada sub-cuenca.

### **5.2.1.1. Índice de Asimetría de las cuencas hidrográficas (AF)**

El índice de asimetría se utiliza para detectar el basculamiento tectónico sufrido por una cuenca hidrográfica, identificando la sensibilidad que estas tienen a las variaciones tectónicas, climatológicas o a la litología (Oliveros, 2015), y se calcula usando la expresión indicada en la tabla 2. El resultado es un porcentaje cuyos valores cercanos a 50% significan simetría, las áreas del margen izquierdo y derecho de la cuenca son

iguales y por lo tanto no hay basculamientos. La simetría disminuye en la medida en que este valor se aleja del 50%. (Keller y Pinter, 2002). La tabla 4 muestra el resultado del índice AF para las cuatro sub-cuencas del VA. En la figura 6 se muestran los resultados de AF correspondientes a las 4 sub-cuencas.

#### **5.2.1.2. Factor de simetría topográfica transversal (T)**

Este índice sigue el mismo propósito del AF. Busca medir el basculamiento sufrido en una cuenca hidrográfica, pero de una forma más local y específica en la cuenca. Se calcula usando la expresión indicada en la tabla 2 y el resultado de este oscila entre los rangos 0 y 1. Un estado de equilibrio indicaría valores cercanos a 0, por esto, mientras más se aleje este valor menor simetría tendrá esa porción de la cuenca. (Keller y Pinter, 2002). La figura 7 muestra con precisión los puntos en los que se midió localmente el índice T, para cada sub-cuenca.

#### **5.2.2. Densidad de Drenajes**

Este parámetro representa la longitud de cauces por unidad de superficie. Su valor está controlado por las características litológicas, muy especialmente la permeabilidad, hasta el punto de aportar una impresión cualitativa sobre ésta; parámetros estructurales de los materiales; por el tipo y densidad de vegetación; además por factores climáticos. Las mayores densidades de drenaje se encuentran en rocas blandas de baja permeabilidad y en regiones con escasa cobertura vegetal, sobre todo allí donde la precipitación se distribuye en aguaceros intensos y espaciados (Keller y Pinter, 2002).

#### **5.2.3. Densidad de lineamientos**

Los lineamientos son el resultado de la interposición de imágenes ráster, que ayudan a definir direcciones y tendencias en el paisaje, que no necesariamente se reflejan a profundidad en la geología; sin embargo, son una herramienta de análisis estructural de la cuenca, pues estos reflejan el estrés y esfuerzo en el terreno (Gutiérrez, et al., 1988).

#### **5.2.4. Análisis de perfiles longitudinales e índice SL**

Se realizó un análisis detallado al perfil longitudinal del río Medellín pues este atraviesa todos los 4 sectores. La extracción de este perfil se realizó al convertir el sistema fluvial de la cuenca en archivos Shape File, por medio de la herramienta *3D Analyst >> Functional Surface >> Interpolate Shape*. El resultado se intercepta con el ráster corregido del DEM, que corresponde a un segundo Shape file el cual contiene los puntos de elevación cada

10m. Por último, utilizando la herramienta *3D Analyst >> Create Profile Graph*, con el fin de exportar y visualizar los datos de la elevación vs la distancia del río Medellín.

Se midió el índice SL para el tramo que conforma el canal principal del río Medellín, con el fin de resaltar en el perfil los quiebres con las pendientes más representativas. La distancia L de cada segmento de drenaje se pudo leer directamente de la tabla de atributos del shape file del drenaje de la cuenca. Por otro lado, la pendiente del canal principal se estimó usando la herramienta *3D Analyst >> Functional Surface >> Interpolate Shape*, sobre el ráster de pendientes previamente creado con la herramienta *Spatial Analysis Tools >> Surface >> Slope*. El resultado del perfil y los knickpoints identificados por SI se muestran en las figuras 11 y 12.

Partiendo de estos perfiles longitudinales, se identifican los puntos de quiebre en la cuenca. Los knickpoints son puntos de quiebre en el perfil longitudinal de un río, y se identifican con los cambios que ocurren en el gradiente del canal principal (Aristizabal y Yokota, 2008). Estos puntos de quiebre pueden estar relacionados con diferencia de la dureza en la litología, cuando la diferencia del gradiente no es mucho, o cuando son muy marcados por cambios en el nivel base del río. El estudio de esto permite entender que tanto se ha afectado el río por la actividad tectónica, sobre todo en orogénias activas (Whipple, K., 2004).

### **5.2.5. Hipsometría**

El análisis de hipsometría en las cuencas sirve para determinar su estado con respecto al ciclo normal de erosión en estas (Strahler, 1952; Cheng et al., 2012). Para esto, se crearon curvas hipsométricas de cada una de las cuencas reclasificando sus áreas en 100 intervalos iguales. Las áreas se obtuvieron al multiplicar el número de píxeles que contiene cada cuenca con la resolución espacial del DEM. La altura máxima y mínima se extrae directamente del DEM de cada cuenca, el resultado se normalizo. Una vez se normaliza, las áreas y alturas se graficaron y se calcularon líneas de tendencia polinómicas con ajustes de  $R^2 > 0.99$ , permitiendo obtener el valor del índice hipsométrico. De esta manera es posible evaluar la respuesta de las cuencas a procesos tectónicos y erosivos a una escala temporal de  $10^3$  y  $10^6$  años (Cheng et al., 2012). El resultado de la integral hipsométrica por sub-cuenca se puede ver en la figura 15. Y las caracterizaciones de la curva hipsométrica se ven en la Figura 10.

### **5.2.6. Perfiles Transversales**

Se realizaron 10 perfiles topográficos que cruzan de forma perpendicular al Valle de Aburrá, en sentido Este-Oeste en los sectores de Itagüí, Medellín y Bello; sentido noreste y suroeste en el sector de Barbosa. Esto con el fin de estimar las características del relieve de cada dominio geomorfológico, Altiplano y valle; además de obtener elementos

que permitan la correlación entre los altiplanos ubicados al este del valle contra los altiplanos ubicados al oeste. Los datos de elevación máxima y mínima se extrajeron usando la herramienta *3D Analyst >> Create Profile Graph*, sobre 10 Shapefil, uno por cada perfil. Con esto se puede observar los procesos erosivos y o avance del frente erosivo del río Medellín sobre la ladera. La figura 17 contiene la ubicación y los perfiles transversales analizados.

### 5.2.7. Niveles Isobase

Adicionalmente, se obtuvo el valor de los Niveles Isobase (Filosofov, 1960). Este parámetro permite estimar el la configuración y avance de los frentes de erosión teniendo como base de los drenajes de orden 2 y 3 según Strahler (1952), y también permiten ver el comportamiento de los gradientes hidráulicos asociados con movimiento de fallas o inclusive permeabilidad secundaria de la roca (Grohmann, 2004 y Grohmann et al., 2011), con el propósito de ver cómo se comporta la distribución hidrológica de las superficies de erosión o niveles base locales en relación con la dinámica de cada tipo de roca. La figura 13 muestra el resultado del análisis isobase para las 4 sub-cuencas que conforman el VA.

Parámetro	Formulación Matemática	Descripción	Referencias
Orden de los drenajes	$n$	Pone un orden al drenaje según su comportamiento fractal	Strahler (1995)
Densidad de drenaje (Dd)	$D_d = \sum L_d / A$	Cantidad de drenajes por unidad de área	Keller y Pinter, (2002)
Densidad de lineamiento (DI)	$D_l = \sum L_l / A$	Cantidad de lineamiento por unidad de área	(Gutiérrez, M., Luque, C., Martínez, E., 1998)
Factor de asimetría (AF)	$D_l = (A_d / A) * 100$	Evalúa el basculamiento de las cuencas hidrográficas	Keller y Pinter, (2002)
Factor simetría topográfica Transversal (T)	$T = D_{Divisoria} / D_{diDrenaje}$	Evalúa la simetría topográfica de una cuenca	Cox,R., (1994)
Índice de Longitud de la corriente	$Sl = (\Delta h / \Delta l) * 100$	Evalúa la resistencia a la erosión de la litología, e identifica puntos de quiebre	Hack (1973) Keller y Pinter, (2002)
Curva Hipsométrica		Identifica el estado de equilibrio de una	Cheng et al., 2012

		cuenca	
Perfiles transversales		Permiten ver estructuras del relieve y el grado de incisión	Tricart y Cailleux, (1958)

Tabla 2. Índices y parámetros evaluados en los 4 sectores del valle de Aburrá.

### 5.2.8. Análisis de superficie

Adicionalmente se realizaron los análisis habituales para identificar la estructura del paisaje a partir de la creación de mapas de pendientes, sombras y relieve relativo, con la herramienta de *Spatial Analysis Tools >> Surface*. Los mapas de índice de rugosidad del terreno se realizaron usando un análisis de vecindad de 10x10, 30x30, 100x100 y 300x300 pixeles por medio de la herramienta comando *Spatial Analysis Tools >> Neighborhood >> Focal Statistic*, lo que permite observar las estructuras del paisaje en diferentes escalas de resolución.

El análisis de pendiente, presenta la tasa máxima de cambio en elevación sobre cada celda y sus ocho vecinas, es muy útil para identificar los tipos de drenajes, los gradientes de un área determinada, delimitar geoformas mayores y menores. El análisis de aspecto nos permite estimar la orientación de las laderas. Es un análisis que permite estimar orientaciones y tendencias generales del relieve. El mapa de sombras es complementario al de aspectos y pendientes y le da profundidad a la zona de estudio, al estimar las sombras proyectadas y el reflejo de la luz en la superficie. Este mapa es el que permite una excelente visualización del relieve al dar una impresión de 3D en el mismo. Las figuras 12 se muestra el análisis básico de superficies y las figuras 14 y 15 muestran los resultados del índice TRI y Hi para cada sub-cuenca

Paralelamente a estos análisis, se identificaron los parámetros de rugosidad del terreno (TRI) y la integral Hipsométrica (Hi) los cuales se describen en la tabla 3.

Parámetro	Símbolo	Formula	Observación
Índice de rugosidad del terreno	TRI	$TRI = \sqrt{\sqrt{R_{max}} - \sqrt{R_{min}}}$	Basado en el contraste clasifica la rugosidad del terreno relacionándolo con elementos topográficos para identificar geoformas mayores.
Integral Hipsométrica	Hi	$Hi = \frac{(H_{med} - H_{min})}{(H_{max} - H_{min})}$	Calcula la distribución espacial del volumen en una cuenca con relación a un nivel base

Tabla 3. Resumen de los índices utilizados para evaluar las superficie en las 4 sub-cuencas y la fórmula propuesta para cada parámetro, para TRI según Riley et al., (1999) y para Hi lo propuesto por Pike y Wilson (1971).

## 6. Resultados

### 6.1. Morfología comparada de cuencas

Las características morfométricas de las 4 sub-cuencas analizadas se muestran en la tabla 4.

Sub-cuencas	Parámetro	Área (Km <sup>2</sup> )	Drenaje más extenso (Km)	Área Derecha (Km <sup>2</sup> )	Perímetro (Km)	Elevación máxima (m)	Elevación mínima (m)
	Símbolo	<i>A</i>	<i>Lt</i>	<i>Ad</i>	<i>P</i>	<i>E<sub>max</sub></i>	<i>E<sub>min</sub></i>
Itagüí		233.69	28.26	74.79	123.15	3151	1,560
Medellín		268.65	16.01	131.89	120.8	3167	1471
Bello		232.32	14.25	85.98	120.23	3169	1423
Barbosa		428.09	36.71	264.6	168.38	2762	1109
* Río Medellín		1162.75	95.21	557.26	348.83	3169	1109

Sub-cuencas	Parámetro	Elevación mínima (m)	Elevación media (m)	Diferencia de Elevación (m)	Longitud de la quebrada principal (Km)	Lineamientos (Km)	Drenajes (Km)
	Símbolo	<i>E<sub>min</sub></i>	<i>E<sub>med</sub></i>	$\Delta H$	<i>L</i>	Lin	Drj
Itagüí		1,560	2119.76	1591	27.8	169.16	584.89
Medellín		1471	1987.65	1696	16.01	104.64	801.82
Bello		1423	2176.85	1746	14.25	100.84	660.56
Barbosa		1109	1934.07	1653	36.71	192.20	1,177.81
* Río Medellín		1109	2032.55	2060	94.77	566.84	3,225.09

Tabla 4. Variables métricas analizadas discriminadas según el sector analizado.\* se adiciona el análisis morfométrico realizado a toda la cuenca del río Medellín.

Los resultados de la comparación morfométrica que se realizó en las 4 sub-cuencas del valle de Aburra se resumen en la tabla 5 y se presentan gráficamente en las figuras 6, 7, 8 y 9.

Parámetro/Sector	Itagüí	Medellín	Bello	Barbosa
Factor de Asimetría (AF)	31,99	49,09	37,01	61,81
Densidad de drenajes (Dd)	2,50	2,98	2,84	2,75
Densidad de lineamientos (DI)	0,72	0,39	0,43	0,44

Tabla 5. Morfología comparada de los sectores que comprenden el valle de Aburrá con su correspondiente símbolo.

Zona	Sub-cuenca Itagüí				Sub-cuenca Medellín		Sub-cuenca Bello			Sub-cuenca Barbosa		
Tramo	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T1	T2	T3	T1	T2	T3
Resultado	0,23	0,26	0,18	0,28	0,15	0,95	0,099	0,25	0,24	0,42	0,32	0,25

Tabla 6. Resultados Factor T evaluado en los tramos específicos de las 4 sub-cuencas.

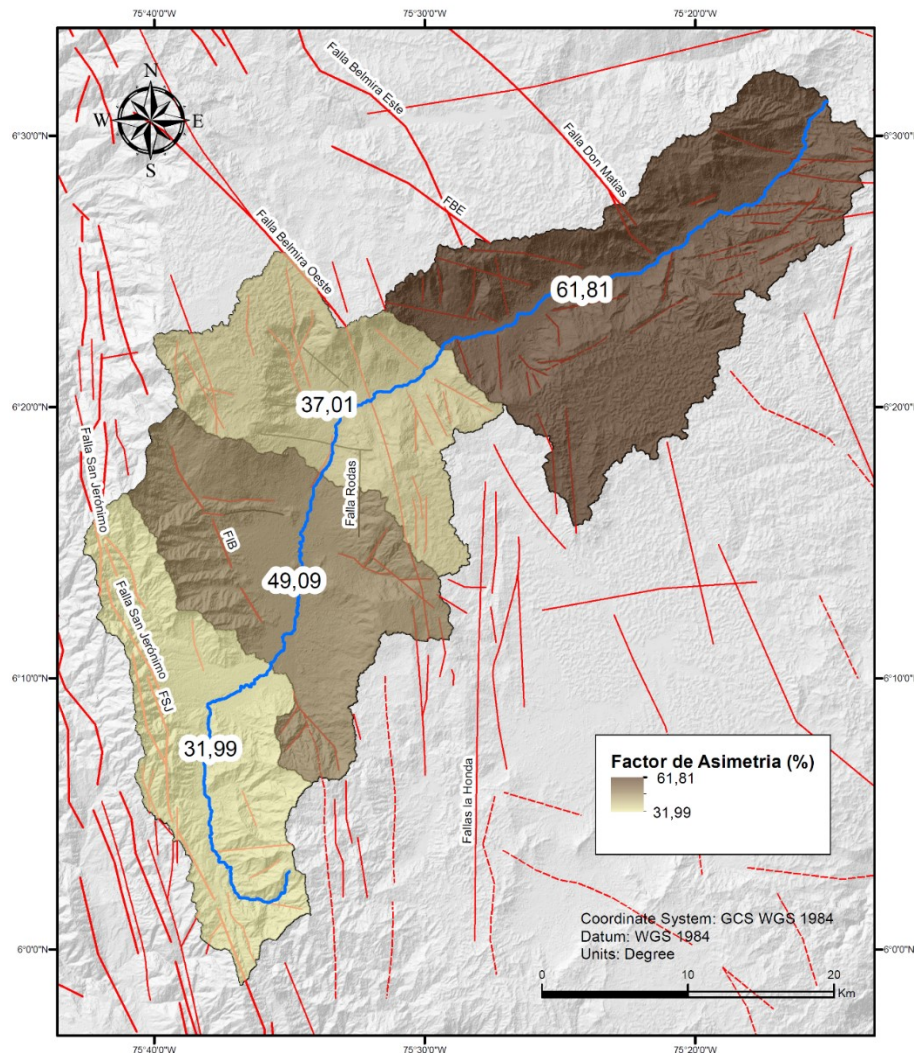


Figura 7. Factor de asimetría (AF) para la estimación de basculamientos laterales en cada sub-cuenca.

Se puede observar una misma dirección de basculamiento para dos sub-cuencas hacia el oriente, (Itagüí y Bello) mientras que el basculamiento de la sub-cuenca Barbosa ocurre en dirección contraria, hacia el occidente, lo que podría indicar condiciones y resolución de esfuerzos diferentes en su formación además de la extensa área que ocupa la quebrada en el Altiplano. La sub-cuenca Medellín presenta alta simetría.

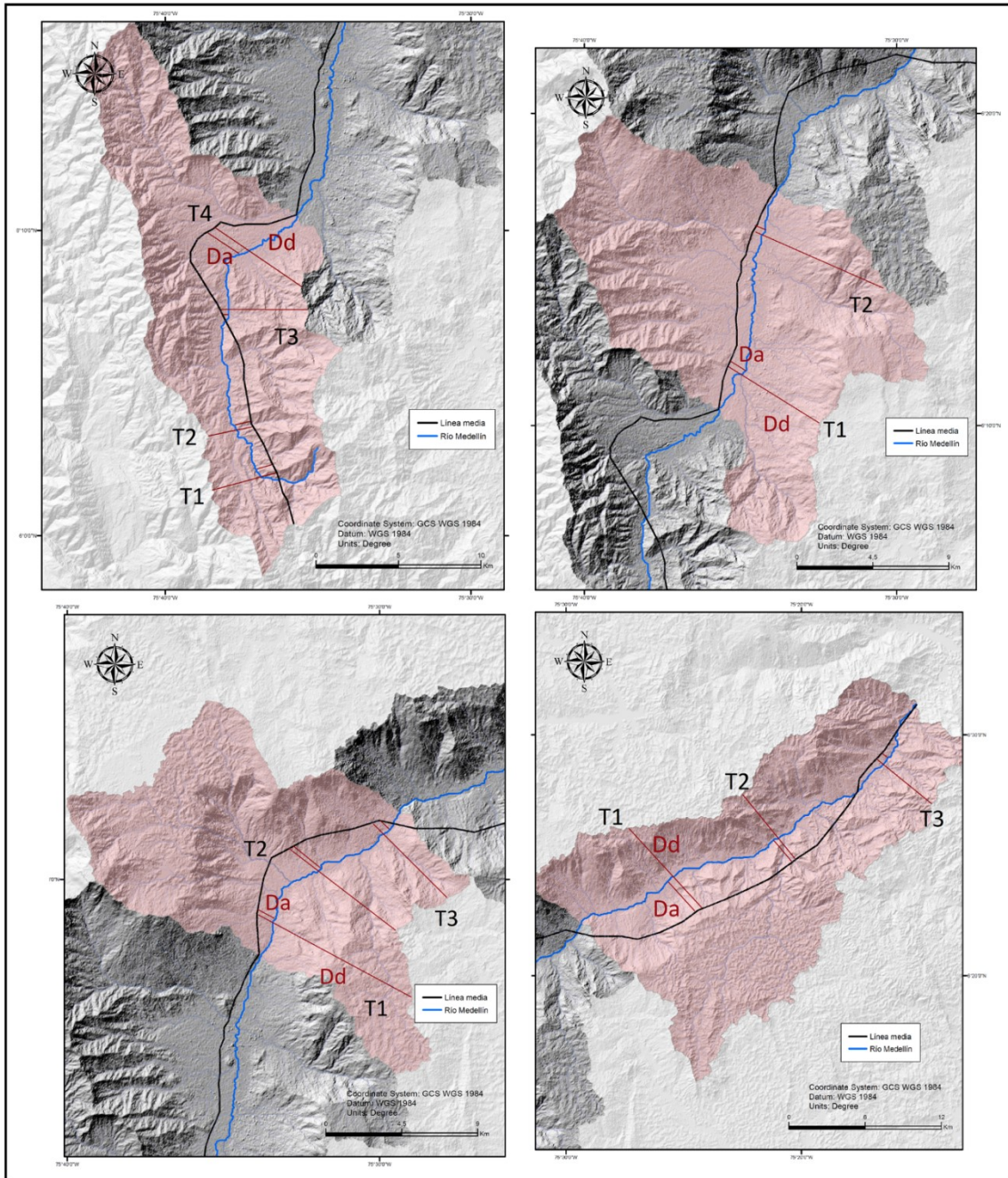


Figura 8. Factor de simetría topográfica Transversal (T) evidenciando los basculamientos generados por la incidencia de la deformación tectónica en cada sub-cuenca.

El resultado del índice T es consecuente con los valores obtenidos para los factores de AF, que reflejan un basculamiento moderado principalmente en las sub-cuencas de Itagüí y Barbosa.

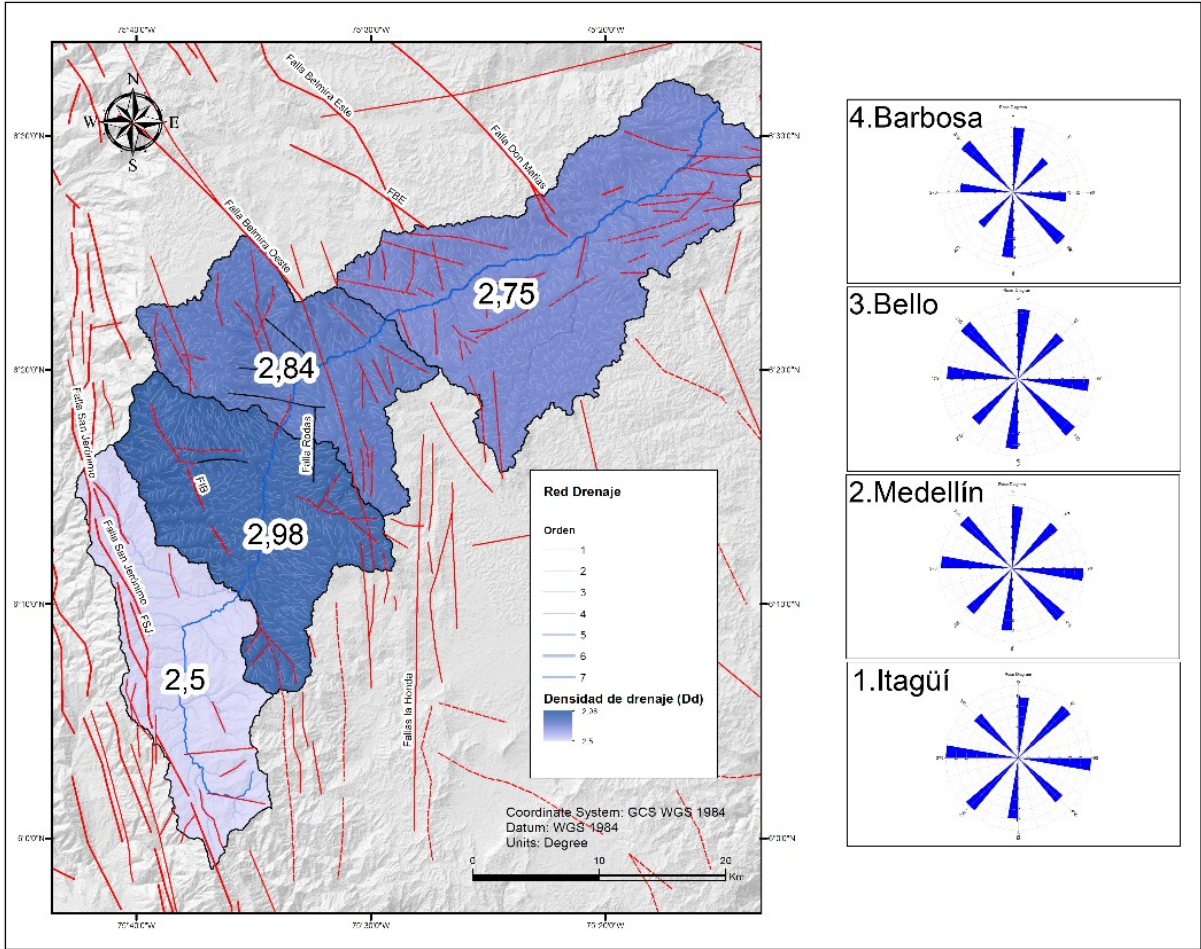


Figura 9. Densidad de drenajes (Dd) en cada sub-cuenca para identificar anomalías a partir de la red hídrica relacionadas con deformación tectónica.



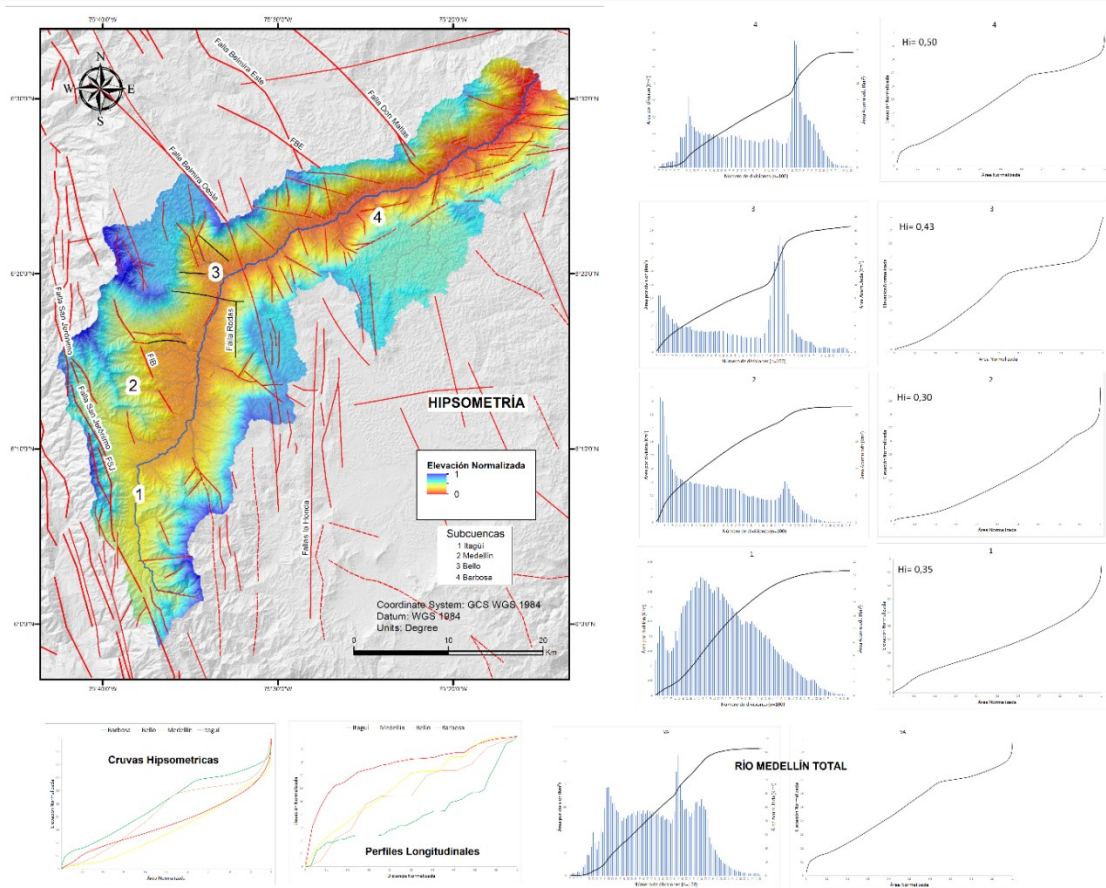


Figura 11. Características hipsométricas de la cuenca del río Aburrá y cada una de las sub-cuencas analizadas. a) Análisis hipsométrico sobre el DEM. b) Distribución del área respecto a la elevación, además de las curvas y los valores de las integrales hipsométricas para cada cuenca analizada; c) Curvas hipsométricas comparadas suavizadas, d) Perfiles longitudinales normalizados del Río Aburrá en cada sector.

El resultado de las curvas hipsométricas muestra formas muy contrastantes; para las sub-cuencas Itagüí y Medellín, el porcentaje de área drenado tiene una distribución , mientras que en las sub-cuencas Bello y Barbosa, el área drenada de las partes altas corresponde al mayor porcentaje, indicando una evolución y maduras en el sur del VA, y rejuvenecimiento en el norte del VA.

### 6.3. Análisis del perfil longitudinal – Índice SL – Knickpoints

Se definió toda la red de drenajes para la cuenca del VA, y de esta se separó el Río Medellín, al cual se le realizó un estudio detallado de su perfil longitudinal, pues además de ser la corriente principal del VA, sirve como eje central de las 4 sub-cuencas que se adoptaron en este estudio y como nivel base para cualquier registro morfotectónico que

se pueda evidenciar a través de los índices analizados; este perfil fue extraído de ArcGIS y analizado en Excel.

Al perfil longitudinal del río Medellín se le evaluó su índice de longitud de canal SL (Hack, 1973) para un total de 100 tramos, calculando la pendiente de cada tramo y multiplicando por una distancia L, que es la distancia del punto medio del tramo, hasta la cabecera del río más la distancia a la divisoria de aguas. Luego, se graficó el valor normalizado de los valores de SL obtenidos para cada tramo, y se contrastaron con el perfil del río Medellín, para visualizar el comportamiento de este índice y basado en esto se identificaron 6 principales puntos de quiebre.

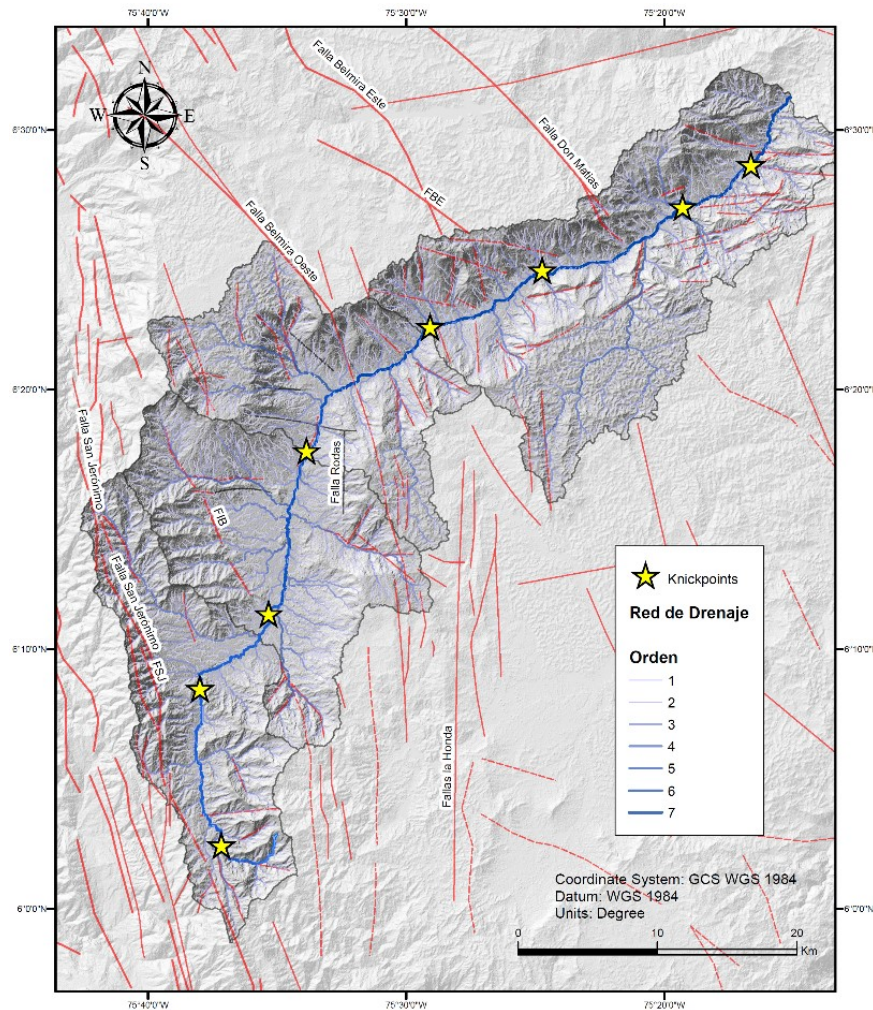


Figura 12. Análisis geomorfológico del perfil longitudinal de la corriente principal en el Valle de Aburrá mostrando los Knickpoints, identificados a partir de los valores SL identificados en el perfil, la relación tectónica y la ubicación de la traza de los principales sistemas de fallas.

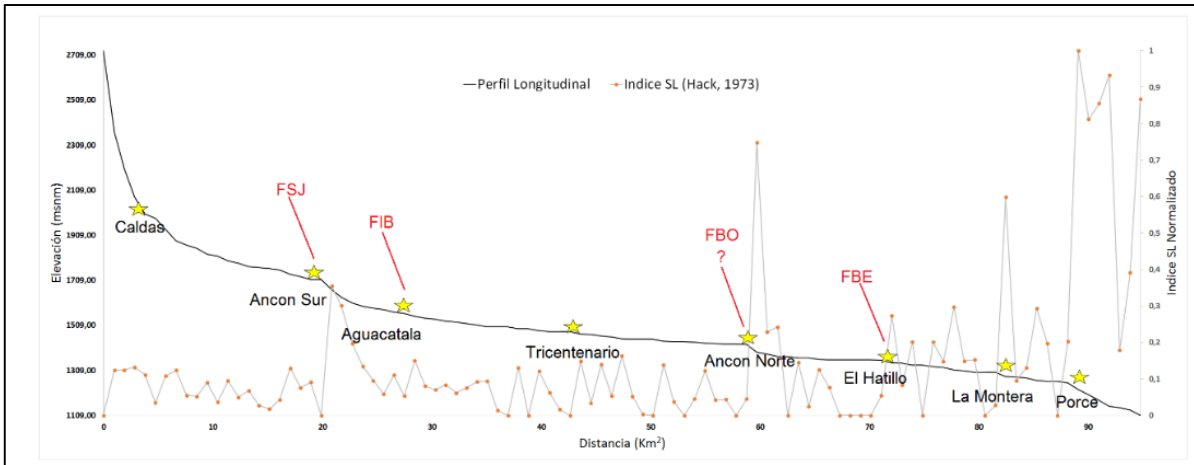


Figura 13. Análisis geomorfométrico del perfil longitudinal de la corriente principal en el Valle de Aburrá mostrando los Knickpoints, identificados a partir de los valores SL identificados en el perfil, la relación tectónica y la ubicación de la traza de los principales sistemas de fallas.

La evaluación del perfil de río Medellín aplicando el índice SL, permitió identificar un total de ocho valores anómalos, que corresponden a los puntos de quiebre, estos a su vez coinciden con los sistemas de fallas FSJ, FBO, FBE. Permiten identificar la naturaleza sinistral de las fallas y a su vez los cambios en la dirección del río Medellín.

#### 6.4. Análisis de superficie

A partir del DEM utilizado con un tamaño de píxel de 12.5m x 12.5 m. del valle de Aburrá, se generaron y extrajeron archivos ráster acerca de la morfología del terreno (elevación, pendientes, orientación de las pendientes de las montañas y mapa de sombras). Los mapas generados se presentan en la figura 13. Los resultados de los análisis del índice de rugosidad del terreno – TRI, la integral hipsométrica – HI, y las superficies isobase se presentan en las figuras 14, 15, 16.

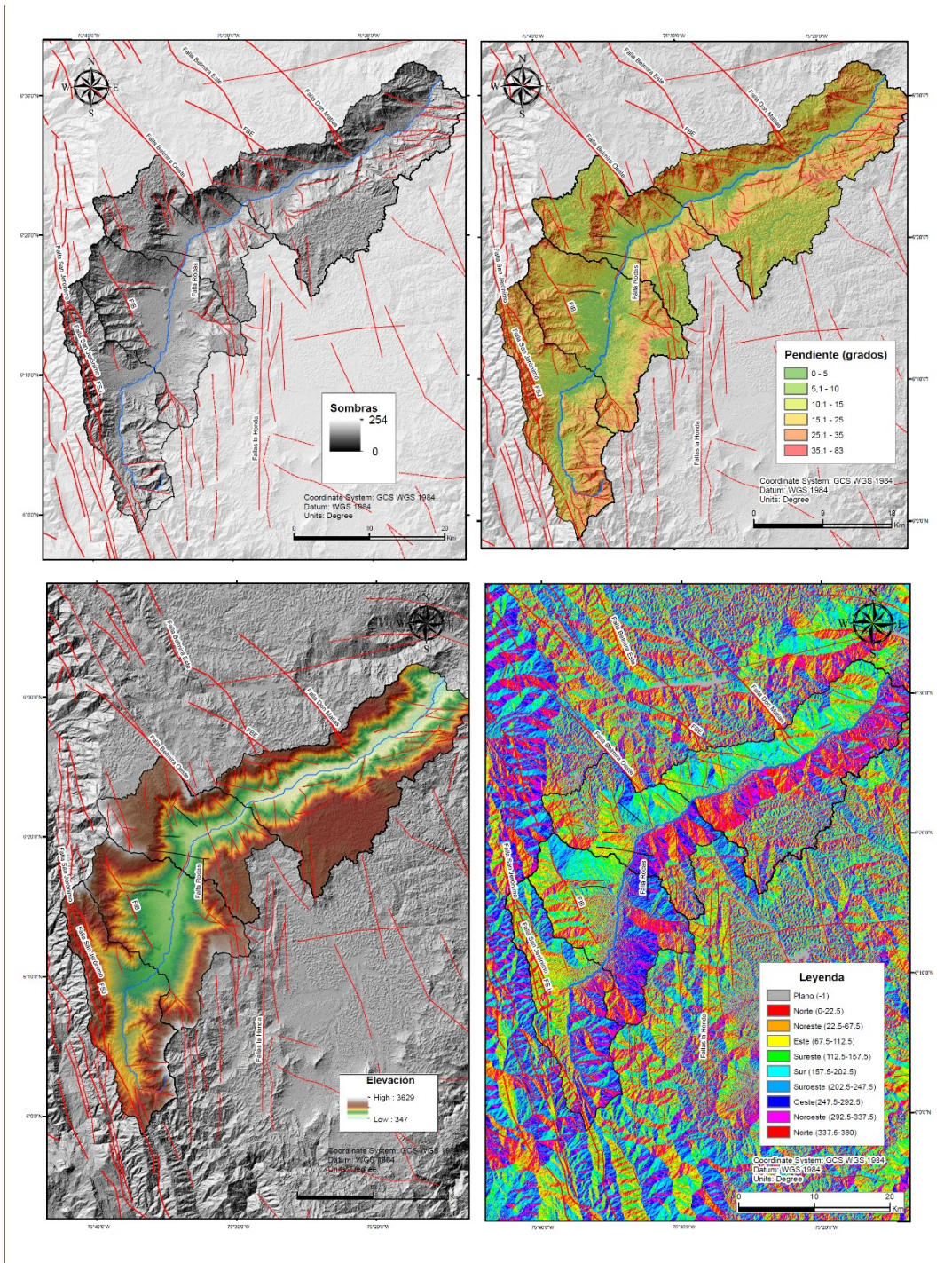


Figura 14. Mapas básicos de análisis de superficie. (Pendiente, Sombras, elevación, Aspecto).

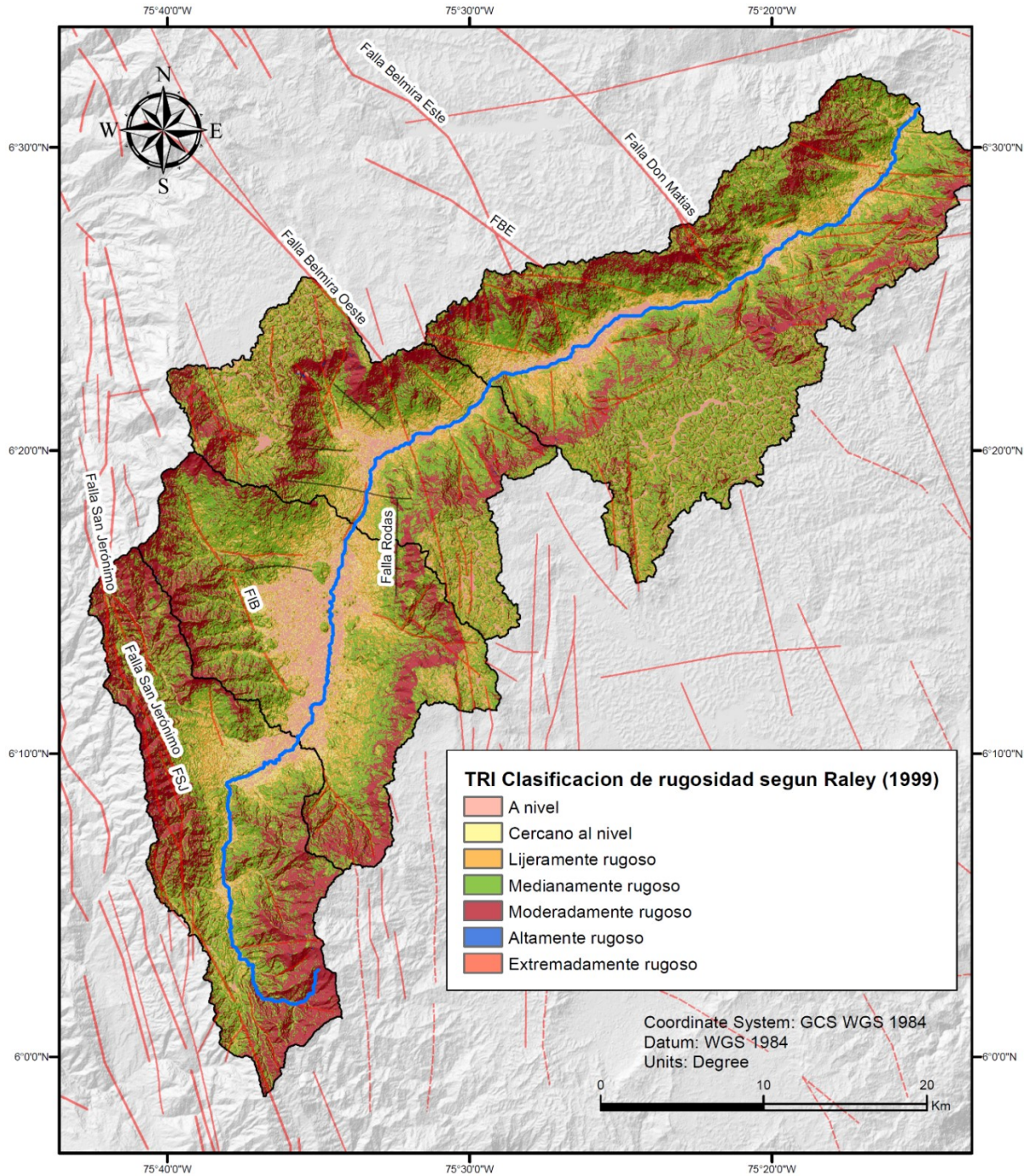


Figura 15. Índice rugosidad terreno – TRI, con el cual se determinaron contrastes en la rugosidad del terreno en cada una de las sub-cuencas relacionada con elementos topográficos que permitirían discriminar dominios geomorfológicos.

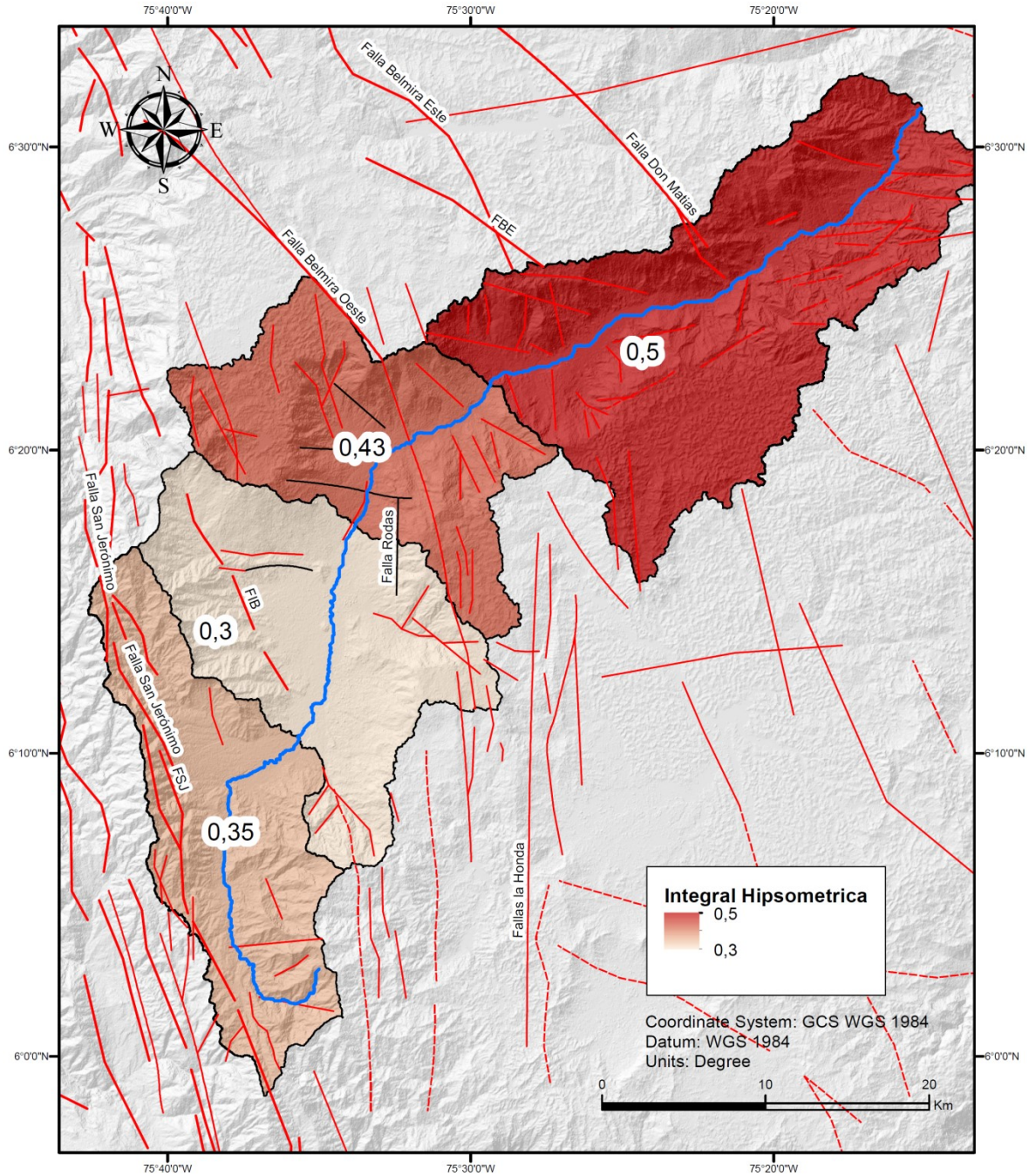


Figura 16. Integral Hipsométrica – HI. Este índice permitió evaluar la distribución de volumen respecto a un nivel base de referencia en todas las sub-cuencas, el cual sirve para identificar y evaluar el estado de cada uno de los sectores en el ciclo de erosión.

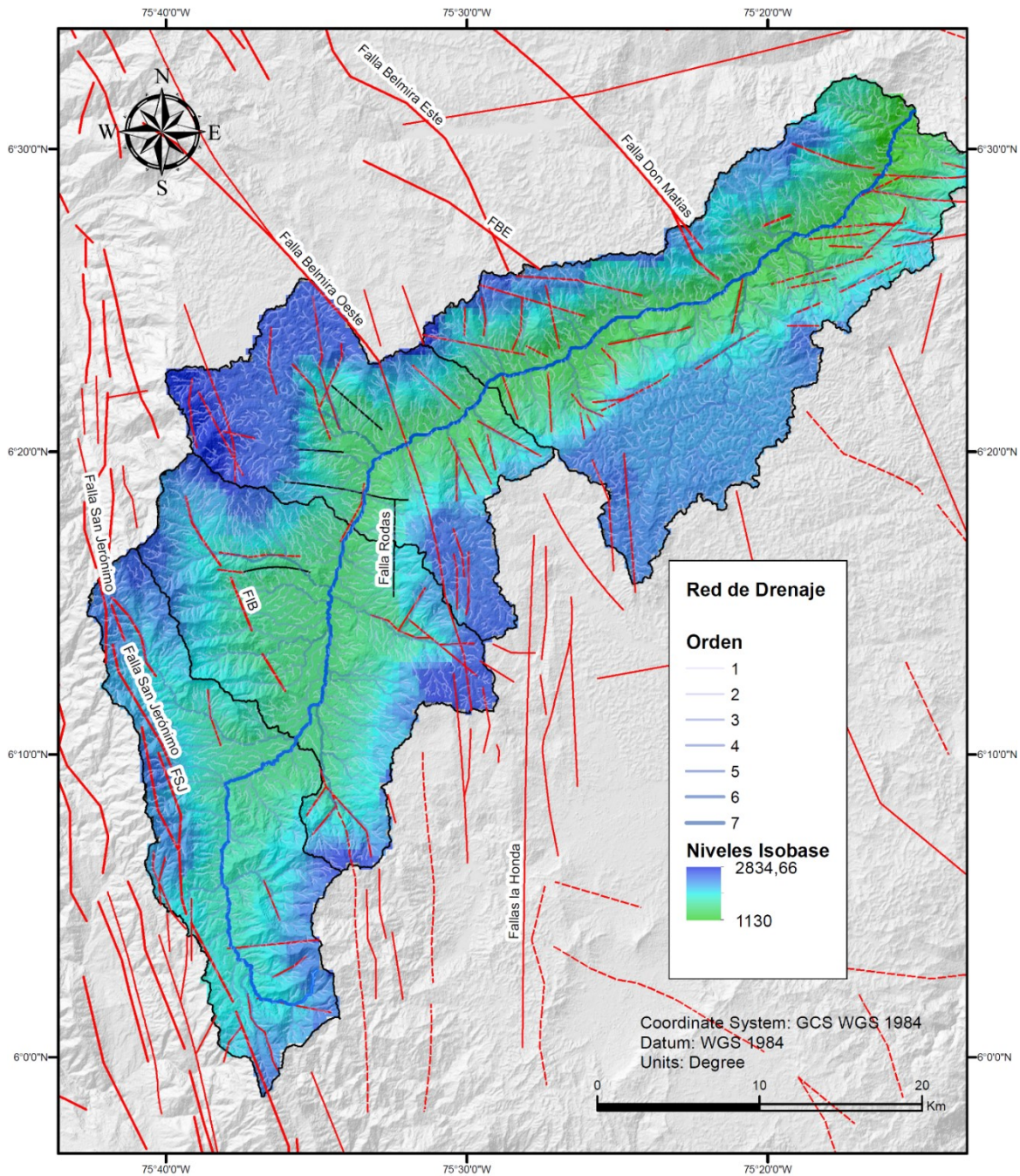


Figura 17. Niveles Isobase. Este mapa presenta valores altos y bajos en cada una de las sub-cuencas que permiten identificar y estimar el avance o grados de los frentes de erosión en cada sector. Permiten identificar conexión con superficies de erosión alrededor del Valle.

### 6.5. Perfiles transversales

Se realizaron 10 perfiles transversales perpendiculares al río Medellín, en donde se identifican los contrastes morfológicos teniendo en cuenta la elevación respecto al Valle y

los altiplanos circundantes. Estos perfiles resultan bastante útiles al momento de describir la evolución y madurez del paisaje en cada uno de los sectores en términos de erosión, cambios litológicos y estructuras tectónicas. Estos perfiles permiten evaluar como la erosión ocasionada por agentes tectónicos y denudacionales ha afectado la topografía en el Valle.

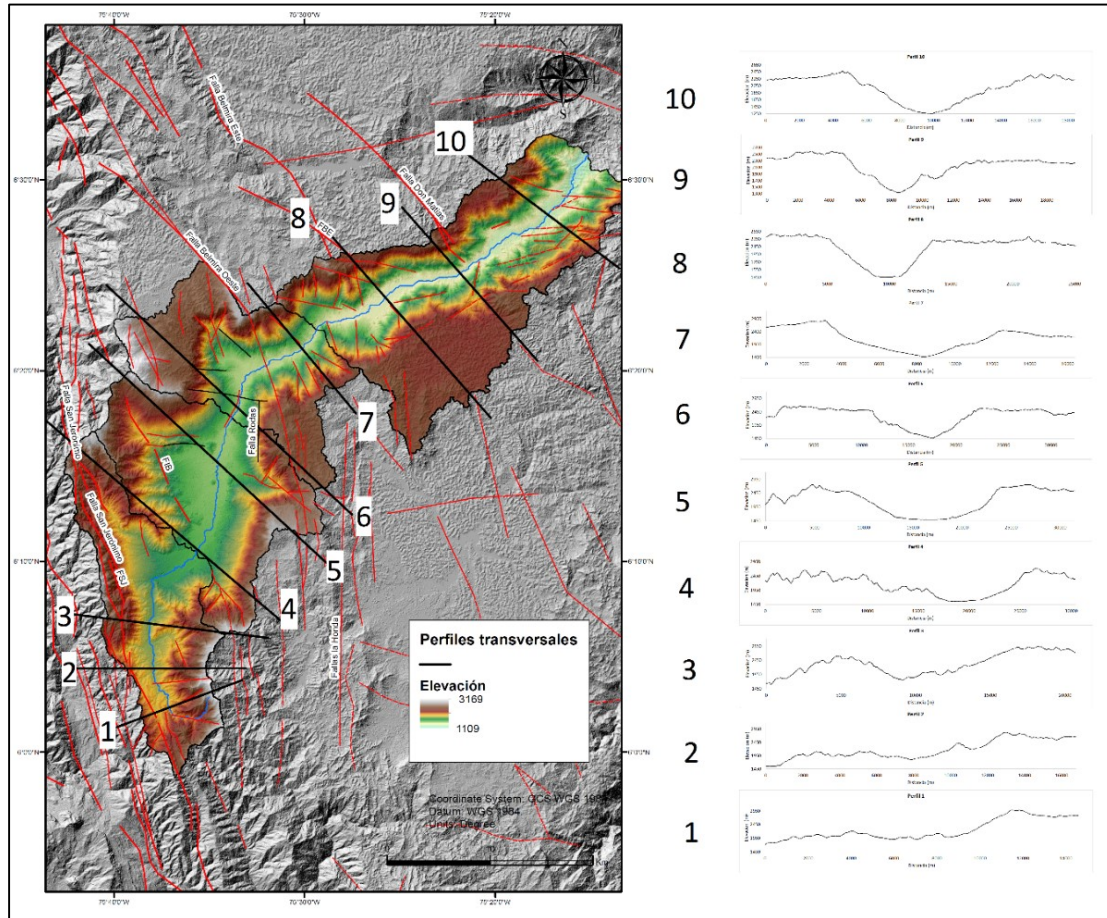


Figura 18. Perfiles transversales. Se presenta un total de 10 perfiles abarcando las 4 sub-cuencas analizadas en el Valle de Aburrá y muestra el valor de variación altitudinal de relieve máximo y mínimo permitiendo visualizar la evolución del paisaje.

## 7. Discusión

### Análisis de las sub-cuencas tectónicas-hidrográficas del valle de Aburrá

Los resultados arrojados por el índice AF (Factor de asimetría), en las 4 sub-cuencas analizadas en el Valle de Aburrá, varían entre 31,99% para la sub-cuenca (1) Itagüí y 61,81% para la sub-cuenca de (4) Barbosa. El índice AF, como se ha mencionado

anteriormente, indica los basculamientos que presentan las cuencas. En este caso, para la zona sur del Valle de Aburrá, el índice sugiere un basculamiento hacia el oriente en la sub-cuenca Itagüí y de igual manera en la sub-cuenca Bello. Esto es consecuente con la hipótesis de basculamiento tectónico del VA como efecto de la actividad tectónica en los últimos 4 millones de años del sistema de Fallas Cauca-Romeral y en específico con su ramal, la Falla San Jerónimo, la cual ingresa al Valle por la sub-cuenca de Itagüí. Así mismo la sub-cuenca de Bello presenta un índice AF de 37,01%, esto debido también a la Falla Belmira Oeste que la afecta cruzando NW-SE toda la cuenca y periféricamente también es afectada por la falla San Jerónimo.

La sub-cuenca de Barbosa presenta un basculamiento aparente hacia el Noroeste (61,81%), mientras que la sub-cuenca (2) Medellín presenta una asimetría casi nula (49%) por lo que al parecer no hay una afectación directa tectónica o erosiva que genere un movimiento o inclinación al este u oeste de esta porción del Valle. El factor de simetría topográfica transversal (T) permite identificar que el Valle de Aburrá y cada una de las sub-cuencas, presenta en diferentes grados deformación tectónica, y las sub-cuencas estudiadas reflejan la capacidad de absorción de esta deformación por medio de la asimetría y los resultados de este factor T.

El análisis de la densidad de drenaje (Dd), permitió identificar propiedades inherentes a las características litológicas y estructurales de cada una de las sub-cuencas. Las mayores densidades de drenaje se encontraron en las sub-cuencas Medellín y Bello, de 2,98 y 2,84 respectivamente. Los valores menores se encontraron en las cuencas de Itagüí y Barbosa (2,50 y 2,75). Los datos se representan gráficamente en las figura 7. Esto estaría indicando la presencia de una mayor cantidad de rocas poco permeables en las sub-cuencas Medellín y Bello. Al presentarse una mayor cantidad de rocas impermeables como las rocas blandas, sedimentarias, la densidad de drenaje aumentara, mientras que como se observa en los resultados, en la sub-cuenca de Barbosa se presentan valores un poco más bajos de Dd, lo cual es consecuente con una litología mayormente homogénea de granitoides asociados al Batolito Antioqueño. Es interesante notar como las 2 sub-cuencas con mayor afectación tectónica (Medellín y Bello), pero con mayores coberturas de depósitos, presentan los mayores valores de Dd, indicando esto una correlación directa entre la densidad de drenaje y las características estratigráficas de los materiales que se encuentran en estas cuencas. La cuenca Itagüí posee los menores valores, indicando potenciales permeabilidades secundarias asociadas al fracturamiento y fallamiento de la FSJ.

Los valores obtenidos de (DI) densidad de lineamientos, varían entre 0,39 y 0,72 siendo máximos en la sub-cuenca de Itagüí. Las demás sub-cuencas presentan valores similares de la siguiente manera, Medellín: 0,39, Bello: 0,43, Barbosa: 0,44. Los datos se representan gráficamente en la figura 8. Estos datos están directamente relacionados con el nivel de afectación estructural en las rocas y materiales que se presentan en cada uno de los sectores estudiados en el Valle de Aburra. Los resultados son contundentes en la sub-cuenca de Itagüí donde se registra el valor más alto de DI, directamente relacionado con la afectación que la traza de la falla San Jerónimo realiza a las rocas que se

presentan en esta sub-cuenca. Es claro observar como los lineamientos se concentran en las zonas por donde cruza la falla San Jerónimo. En las demás sub-cuencas aunque los valores no son tan altos, es importante enunciar que las zonas de mayor concentración de lineamientos es en los lugares donde las fallas afectan directamente las rocas presentes en las sub-cuencas. Zonas como la porción Noroccidental de la sub-cuenca de Bello, presentan un nido de lineamientos, estos estarían directamente relacionados con la traza de la Falla Belmira Oeste; de igual forma en la sub-cuenca de Barbosa se presentan dos nidos de lineamientos en la traza de la falla Don Matías, la cual cruza esta cuenca en sentido NW-SE.

Los valores de Integral hipsométrica (HI) encontrados en las sub-cuencas presentan una variación de entre 0,30 para Medellín, siendo este el valor más bajo, hasta 0,50 para Barbosa, donde se registró el valor más alto de este índice.

Las sub-cuencas de Itagüí y Bello presentan valores intermedios de equivalentes a 0,35 y 0,43 respectivamente, lo que equivaldría a un estado de erosión o levantamiento menor que el Valle de Aburrá Inferior, donde los valores más altos estarían indicando que la sub-cuenca (4) posee un factor de rejuvenecimiento fluvial mayor en comparación con las demás sub-cuencas.

En este caso particular de la sub-cuenca Barbosa, es posible que este valor mayor de HI esté relacionado con la actividad reciente de fallas como la Falla Don Matías, cuya cinemática presenta un movimiento lateral izquierdo relativo al igual que las demás Fallas que atraviesan el Valle de Aburrá, donde estarían promoviendo una configuración tectónica tipo pull-apart del Valle (Álvarez y Trujillo, 1985; Restrepo y Touissant, 1987; Rendón, 1999; Rendón, 2003). Finalmente, los valores más bajos de HI corresponden a las cuencas Medellín e Itagüí, indicando unos estados de evolución relativamente más maduros respecto a los sectores más al norte del Valle de Aburrá. Ver figura 17. (Cheng et al., 2012). Esto se relaciona con la distribución de depósitos de vertiente y su cronoestratigrafía, ya que la sub-cuenca itagüí posee depósitos Pliocenos, y la cuenca Medellín depósitos del Pleistoceno (Arboleda, en revisión).

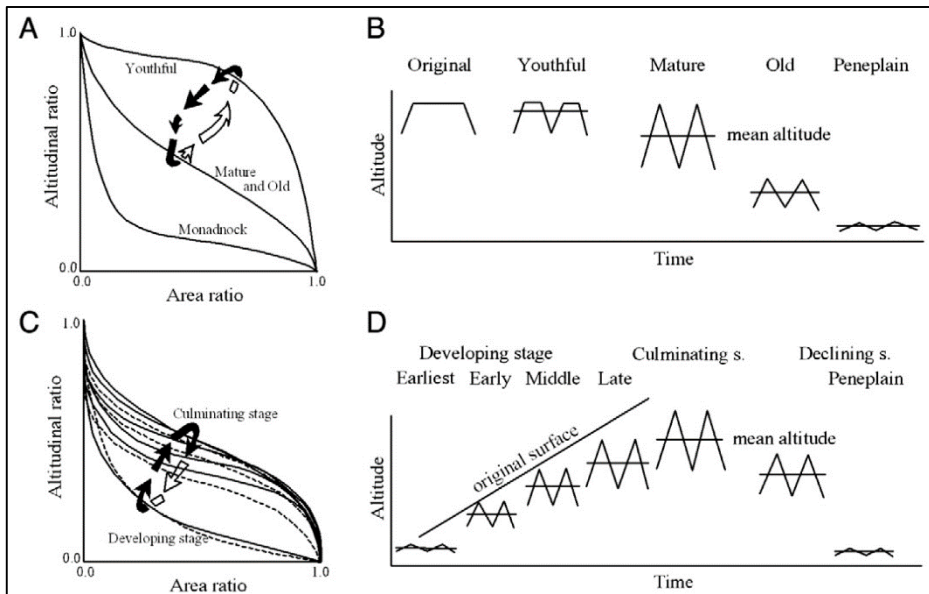


Figura 19. Estados de evolución de los sistemas fluviales en función de sus propiedades hipsométricas. a) Variaciones de la curva hipsométrica según Strahler (1952). b) Cambios en el relieve inferidos bajo el modelo Davisiano (Davis, 1899). c) Variaciones de la curva hipsométrica según Ohmori, (1993). d) Cambios en el relieve bajo el modelo de Hack (1976). Tomado de Cheng et al., (2012).

Las figuras 4 y 11 muestran la red de drenaje del Valle de Aburrá y el perfil longitudinal del Río Medellín. Este perfil longitudinal está caracterizado por la presencia de varios puntos de quiebre en la pendiente identificables, los cuales presentan cambios en el gradiente de la corriente. Estos cambios fueron evaluados utilizando el índice SL para obtener los knickpoints y las zonas de quiebre en el perfil longitudinal. Se encontraron un total de 7 knickpoints en el gradiente de la corriente principal del Río Medellín, los cuales son el resultado de caídas en el nivel base, cambios en los tipos de rocas y tectónica activa en el Valle. Es importante resaltar que los puntos de quiebre más pronunciados están directamente relacionados con la intersección de los principales sistemas de fallas que cruzan el Valle. Estas fallas son descritas en la tabla 1 y están directamente relacionadas con el origen del Valle.

De los 7 knickpoints marcados, los más importantes, teniendo en cuenta su relación tectónica son: el del Ancón Sur, este punto presenta un valor  $SL > 0,4$  y coincide con la zona de falla de San Jerónimo, la cual es posiblemente activa en el Holoceno (Yokota y Ortiz, 2003) indicando un cambio de pendiente tectónico; el de la Aguacatala, presenta un valor  $SL > 0,2$  y coincide con la traza de la falla Iguaná-Boquerón; el del Ancón Norte, presenta el valor más alto  $SL$  de 0,8. Este knickpoint coincide con la falla Belmira Occidental; finalmente los knickpoints ubicados en el Valle Aburra Inferior estarían relacionados a la Fallas Belmira Oriental y la Falla Don Matías, con valores  $SL > 0,5$ , y asociados directamente al fallamiento del Batolito Antioqueño, que es la litología

dominante en este sector del VA. Estos Knickpoints representan cambios destacables durante la evolución del Valle y están a su vez relacionados con la evolución y grados de disección de las pendientes.

El análisis de los mapas de pendientes, sombras, y aspectos en combinación con los perfiles transversales al Rio Medellín realizados en todo el Valle de Aburrá, permitió identificar claramente los contrastes morfológicos que presenta dicho. Los valores máximos altitudinales, corresponden a los altiplanos, así mismo, las altas pendientes se ubican en los límites o escarpes pronunciados entre estas zonas más altas y el Valle mismo. Este factor, no varía en ninguna de las 4 sub-cuencas, donde se observa que las manchas rojas (de la Figura 12) que corresponden a pendientes mayores a  $35^\circ$ , se ubican en los bordes de estas. Es importante resaltar que las pendientes más altas, se concentran en las zonas de influencia de las fallas que atraviesan el Valle como el extremo Sur-occidental, donde se ubica la sub-cuenca Itagüí y atraviesa la falla San Jerónimo; así mismo en la sub-cuenca Bello, donde se tienen altas pendientes producto de la afectación de la falla Belmira Oeste.

Mediante el índice de rugosidad del terreno (TRI) de Raley (1999), se pudo encontrar una fácil diferenciación de las geformas mayores que componen este sector de la cordillera Central donde se presentan superficies de erosión, escarpes y valles.

Los análisis hipsométricos realizados sobre el DEM se presentan en la figura 10. Los valores más altos de HI (cerca de 1.0) se relacionan con las porciones de las cuencas que están en un estado transitorio, o con una erosión activa. Mientras que los valores más bajos (cerca de 0.0) estarían asociados a porciones o cuencas más maduras con un equilibrio y estabilidad más definida. Como se observa en la figura 10, y en relación a la integral hipsométrica, en general los valores bajos se concentran hacia el centro de la cuenca o las zonas con menor relieve del valle, es decir, la zona de acumulación de sedimentos, mostrando un equilibrio local dentro del Valle y algunas zonas del altiplano, como la parte Oriental de las sub-cuencas Medellín y Barbosa.

En cuanto a los valores reportados por los niveles isobase, estos se presentan en la figura 15. Los más altos se ubican en las partes altas de las cuencas y muestran relación con las zonas estables de superficies de erosión que rodean el Valle de Aburrá en todos sus flancos al Este y Norte principalmente. Este índice no permite identificar una relación definida con los sistemas de fallas; sin embargo, se observa un gradiente definido hacia el final de la sub-cuenca Barbosa.

## **8. Conclusiones**

El análisis de la morfométrica comparada de las 4 subcuencas del VA, en términos generales, arrojó resultados que son contrastantes entre la parte sur y norte del valle. Se

observa un claro basculamiento de las cuencas, donde el índice AF y T muestra que las cuencas Itagüí, Medellín y Bello presentan basculamientos moderados en dirección Este, mientras que la cuenca Barbosa tiene mayor intensidad en el basculamiento y en dirección Oeste, indicando que estas cuencas muestran una respuesta morfotectónica diferente.

Por otro lado, al evaluar la densidad de drenajes y lineamientos, se observa que: para la densidad de drenaje, la permeabilidad es menor en la sub-cuenca Itagüí, aunque en general no es una relación que permita establecer tendencias en ninguna de las sub-cuencas, pues la dispersión es casi similar. En el caso del DI, se identifica que la dispersión está controlada al sur del valle por la FSJ y FIB, sin embargo, más al norte los lineamientos se concentran alrededor de los cerros el Picacho y el Volador. La densidad de drenajes y en general el control de estos está relacionado con el basculamiento de las sub-cuencas evaluadas, sin embargo, son pocas las relaciones que se pueden establecer entre la dirección de estos, pues al tomar todos los órdenes se genera un poco de ruido, lo que impide ver una orientación preferencia, es recomendable tomar órdenes de drenajes, superiores a tres y menores seis, con esto se cubriría un drenaje principal sin incluir el río Medellín.

Al analizar la dirección preferencial de los lineamientos, se pudo evidenciar la relación entre las sub-cuencas Itagüí y Bello, donde las direcciones oscilan ente OE y SO-NE, seguidas por una tendencia de EO de las sub-cuencas Medellín y Barbosa, demostrando el fuerte control de las fallas de rumbo FSJ, FIB, FBO y FBE sobre las cuencas.

Las características hipsométricas de las 4 subcuencas del VA sugiere un estado de equilibrio topográfico para Itagüí, y decrecen en dirección norte; mientras que en la sub-cuenca de Barbosa se tiene un equilibrio dinámico, esto indica que las sub-cuencas del sur del valle son más maduras que las subcuencas del norte.

En el perfil longitudinal del río Medellín se identificaron un total de 8 puntos de quiebre, en al menos 4 de estos se identifica un marcado cambio en la orientación del río, todos en sentidos NE que están relacionados con las fallas de rumbo FSJ, FIB, FBE y FBO de naturaleza Sinistral.

Desde el análisis de superficie se pudo identificar características geomorfológicas contrastantes, que dan cuenta de la evolución del paisaje del valle de Aburrá, el TRI, Hi y Isobase, reflejan que para las sub-cuencas, Bello y Barbosa, las características geomorfológicas permiten una configuración de drenajes que capta los sistemas que nacen en los altiplanos; por otro lado, en las subcuencas de Itagüí y Medellín no ocurre esto, en ellas el dominio geomorfológico de los Altiplanos ya desaparece, indicando que el modelado del paisaje para estas es más controlado por los sistemas de falla.

A partir de los 10 perfiles transversales se identificaron con claridad 3 dominios geomorfológicos: Altiplano, Laderas y Valle, con una distribución congruente con el resultado del análisis de superficie. Se estableció que para la sub-cuenca Itagüí, el altiplano está completamente erosionado, mientras que en el norte las cuencas Bello y Barbosa tienen importantes presencias de altiplanos.

## Referencias

Ahnert, F. (1987), Process-response models of denudation at different spatial scales, in *Geomorphological Models*, Catena Verlag, Cremlingen, Germany, p. 31-50.

Álvarez y Trujillo, (1985). Estudio Geomorfológico y estructural del Valle de Aburrá (Zonas 5 y 6). Tesis de grado Facultad de Minas Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín. p 301.

Arias, A., Gonzales, L. (2007). Morfología Del Altiplano De Santa Rosa De Osos (ASRO). *Boletín de Geología*, vol. 29, núm. 1, enero-junio, 2007, pag. 95-102.

Arias L., A., González L, H., Arias G. (2000). Historia del Relieve y los Suelos en el Altiplano de Santa Rosa de Osos– Antioquia - Región el Vergel. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Facultad de Ciencias. Corantioquia;432p.

Aristizábal, E. (2004). Dating of slope sediments and alluvial deposits in the Aburrá Valley, Colombia. *Geoscience Rept. Shimane Univ.* 23, 85-88.

Aristizábal, E.; Yokota, S. (2008). Evolución geomorfológica del valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (24), 5-18

Avouac, J. Avouac, J. y Burov, B. (1996). Erosion as driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of geophysical research*. Vol. 101. B8. 17747-17769.

Botero, G. (1963). Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales Facultad de Minas Medellín*. 57, 7–101.

Burbank, D. y Anderson, R. (2001). *Tectonic geomorphology*. Chichester, UK: John Wiley & Sons Ltd. 454 p.

Cediel, F., Leal-Mejía, H., Shaw, R., Melgarego, J., & Restrepo-Pace, P. (2011). *Petroleum geology of Colombia: Regional geology of Colombia*. Fondo editorial U. Eafit. Vol. 1, p. 220.

Cheng, S., Deng, Q., Zhou, S., & Yang, G., (2002) Strath terraces of Jinshaan canyon, Yellow river, and Quaternary tectonic movements of the Ordos Plateau, North China. *Terra nova*, vol 14 pp 215-224.

Chicangana, G. (2005). The Romeral fault system: a shear and deformed extinct subduction zone between oceanic and continental lithospheres in Northwestern South America. *Earth Sciences Research Journal*, 9(1), 51–66.

Consortio de Microzonificación. (2006). Microzonificación sísmica detalla de los municipios de Barbosa, Girardota, Copacabana, Sabaneta, la estrella Caldas y Envigado. informe final, Área metropolitana del valle de Aburrá.

Cox, R. (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*, pag. 571-581.

- Davis, M., (1899). The geographical cycle. *Geography Journal*, 14, 481–504.
- Defant, A., (1929), *Dynamische Ozeanographie*, J. Springer, Berlin. p. 222.
- England, P. y Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks and exhumation of rocks. *Geology* Vol. 18. pp 1173-1177.
- Filosofov, P., (1960). Brief guide to morphometric methods in search of tectonic structures. Saratov University Publishing House, Saratov.
- Flint, J., (1974). Stream gradient as a function of order magnitude and discharge. *Water Resour. Res.* 10, 969–973
- Gallant, J.C., Wilson, J., (2000) *Digital Terrain Analysis in Terrain Analysis: Principles and Applications*. Terrain Analysis: Principles and Applications. Jhon Wiley & Sons, United State of America. Pp. 1-27.
- Gregory-Wodzicki, K. (2000). Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *GSA Bulletin*; July 2000; v.112; no. 7; p. 1091–1105.
- Grohmann, C. H. (2004). Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30(9-10), 1055–1067. doi:10.1016/j.cageo.2004.08.002
- Grohmann, C. H., Riccomini, C., & Chamani, M. a. C. (2011). Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(5), 1493–1504. doi:10.5194/hess- 5-1493-2011
- Gutiérrez, M., Luque, C., Martínez, E., (1988) Los Lineamientos decucidos de imágenes de satélite de las zonas Cantábricas y Astur occidental Leonesa (NW de Espana). *Estudio geol.* Vol 44, p 263-270
- Hack, J., (1973). Stream profile analysis and stream gradient index. *U.S. Geological Survey Journal Research Exploration*, Athens, vol. 1, pp. 421–429.
- Hack, J., (1960) – Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258A, 80-97.
- Hack, J., (1975). Chapter - 5 Dynamic equilibrium and landscape evolution, in Melhorn, W., and Flemal, R., eds., *Theories of Landform Development: Publications in Geomorphogy*, SUNY Binghamton, p. 91-102.
- Hadley G. (1735). On the cause of the general trade winds. *Phil. Trans., Roy. Soc.* 34: 58–62.
- Hengl, T., y Reuter, I., (2008). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. *Developments in Soil Science*, vol. 33, Elsevier, 772 pp.
- Hermelin, M., (1983). Origen del Valle de Aburrá. Evolución de las ideas. *Boletín de Ciencias de la Tierra* No. 78, pp. 47-65.

Hermelin, M., (2007). Sistemas morfogénicos contrastados en el norte de la cordillera central colombiana. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 31(119), 199–216.

Keller, A., Pinter, N., (2002). *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ (362 pp.).

Kepler, J. (1609). *Astronomia nova. Physica coelestis, tradita commentariis De motibus stellae martis, exobservationibus G.V. Tychonis Brahe*. Praga.

Montgomery, K. (1989) Concepts of equilibrium and evolution in geomorphology: the model of branch systems. *Progress in Physical Geography* 13: 47–66.

Montgomery, K. (2001). Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. *American Journal of Science*, Vol. 301, April/May, 2001, P. 432–454.

Milankovitch, M. (1920). *Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. Gauthier-Villars Paris.

Noriega, S 2016. Geomorfología tectónica del noroccidente de la Cordillera Central, Andes del Norte – Colombia. Universidad Nacional de Colombia. Tesis de maestría.

Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology* 8, 263–277.

Oliveros, J., (2015) Geomorfología tectónica del sistema de fallas del Zulia en el flanco occidental del sinclinal de Zulia norte de Santander-Colombia. Universidad Nacional De Colombia. Tesis de maestría.

Page, W., (1986). *Seismic Geology and Seismicity of Northwestern Colombia: Reporte para Integral Ltda, ISA y Woodward Clyde Consultants*, 156 p. más anexos.

Peltier, L. (1950) The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic Geomorphology, *A.A.A. Geogr.*40, pp. 216-230

Quijano, J, 2014. Parámetros morfométricos, geomorfométricos y correlación estructural en cinco cuencas hidrográficas de la cuenca Amaga. Proyecto de pregrado geología. Universidad EAFIT.

Pike, R. J., y Wilson, S. E. (1971) Elevation relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 1079–1084.

Riley, J., DeGloria, D., y Elliot, R. (1999). A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences* 5(1-4): 23-27.

Rendón, D., 2003. Tectonic and sedimentary evolution of upper Aburra Valley, northern Colombian Andes. Mester thesis Shimane University. Japan. 124 p.

Rendón, D., Toro, G., & Hermelin, M. 2006. Modelo cronoestratigráfico para el emplazamiento de los depósitos de vertiente en el Valle de Aburrá. Boletín de Ciencias de la Tierra, Número 18, Julio de 2006, pp 103-117.

Restrepo, J., y Toussaint, J., (1988). Terranes and continental accretions in the Colombian Andes. Episodes, 11(3),189 – 193.

Pain, C., y Ollier, C., (1995) Inversion of relief: a component of landscape evolution. Geomorphology 12, 151–65.

POT de Barbosa. (2012) Plan de ordenamiento territorial Barbosa Antioquia. Alcaldía municipal de Barbosa Antioquia.

Pike, J., y Wilson, E., (1971) Elevation relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. Geol. Soc. Am. Bull. 82, 1079–1084.

Scheidegger E. (1986). The catena principle in geomorphology. Z. Geomorphol., 30: 257–273.

Shlemon, R., 1979. Zonas de deslizamientos en los alrededores de Medellín, Antioquia (Colombia). Boletín Geológico INGEOMINAS, Publicación Especial 5, 45 P.

Sierra y Zapata., (1989). Petrografía de las rocas metamórficas situadas al suroeste del municipio de Barbosa - Antioquia. Tesis de Grado Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

Scheidegger, E. (1986). The catena principle in geomorphology. Z. Geomorphol., 30: 257–273.

Strahler, A. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, Geological Soc. Am. Bull., 63, pp1117-1141.

Summerfield, M. (2005). The changing landscape of geomorphology. Earth Surf. Process. Landforms, 30: 779–781. doi: 10.1002/esp.1250

Strahler, A. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions, American Geophysical Union 38, 913–920.

Stüwe, K. (2007). Geodynamics of the Lithosphere, 2<sup>nd</sup> ed. Berlin, Heidelberg. 493p

Talling, J., Sowter, J., (1999). Drainage density on progressively tilted surfaces with different gradients, heeler Ridge, California. Earth Surface Processes and Landforms 24, 809–824.

Toro y Velázquez, (1984). Estudio geomorfológico y estructural del Valle de Aburra, comprendido entre el municipio de Caldas y las quebradas La Iguañá y Santa Elena, zonas 2 y 3 de 6. Tesis de grado Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín

Thomas, M. (1998) Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes. John Wiley & Sons Ltd. 460 p.

Tricart, J., y Cailleux, A., (1958). Cours de Geomorphologie I: Geomorphologie Structurale. C.D.U., Paris. 252pp.

Turcott., D. (1991) Fractals in geology: What are they and what are they good?. GSA Today. 1 (1). 2-4.

Turcott., D. (1997) Fractals and Chaos in Geology and Geophysics, 2-nd ed, Cambridge University Press, 398 pp

Whipple, K., y Tucker, G., (1999). Dynamics of the stream-power model: implications for the height limits of mountain ranges, landscape response timescales and research needs. J. Geophys. Res. 104, 17661–17674.

Whipple, K. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32, 151–185.

Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. Journal of Geophysical Research, 104(B12), 28,957–28,981.

Whittaker, A. (2012). How do landscapes record tectonics and climate? Lithosphere; v. 4; no. 2; p. 160–164.

Willett, D. y Brandon, T. (2002). On steady states in mountain belts. Geology; February 2002; v. 30; no. 2; p. 175–178.

Yokota, S., Ortiz, E., 2003. 14C dating of an organic paleosol covering gravel beds distributed along the San Jeronimo Fault, Western Medellin, Colombia. Geoscience Rept. Shimane Univ. 22, 179-182.