



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

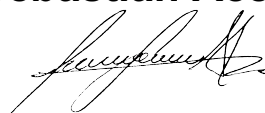
Predicción de flujos de detritos detonados por lluvias extremas mediante exportación de modelos estocásticos: aplicación en la cuenca de la Quebrada Grande (Labranzagrande- Boyacá, Colombia)

Juan Sebastián Acero Cortés

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá D.C., Colombia
2019

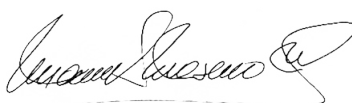
Predicción de flujos de detritos detonados por lluvias extremas mediante exportación de modelos estocásticos: aplicación en la cuenca de la Quebrada Grande (Labranzagrande- Boyacá, Colombia)

Juan Sebastián Acero Cortés



Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título
de:

Magister en Geología

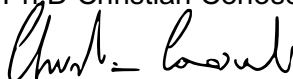


Director (a):

MSc. Juan Manuel Moreno Murillo

Codirector (a):

Ph.D Christian Conoscenti



Línea de Investigación:

Geología ambiental y geoamenazas

Grupo de Investigación:

Geomorfología y procesos fluviales

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá D.C., Colombia

2019

A mis padres y hermanas, cuyo soporte y apoyo han estado siempre en mi camino

“La Tierra tiene música para todos los que escuchan.”

George Santayana

Agradecimientos

Agradezco en primera medida a mis padres y hermanas, cuyo soporte y apoyo han estado siempre presente en mi vida y a quienes agradezco quien soy en este punto. A mi director de tesis el profesor Juan Manuel Moreno quien pacientemente y con entusiasmo ha colaborado en gran medida en esta investigación. Asimismo, a mi codirector el profesor Conoscenti, quien desde mi movilidad a Palermo estuvo pendiente de mi progreso en este campo de estudio. También agradezco a mis compañeros, amigos y colegas quienes han aportado desde espacios de discusión o en ratos libres su conocimiento y experiencia para el desarrollo de este trabajo, especialmente a mis socios Iván y Nelson, los cuales dedicaron su tiempo con esmero para contribuir con la causa. Finalmente, agradezco a la Universidad Nacional por brindar sus espacios para la ampliación del conocimiento desde mi carrera de pregrado, a su planta de profesores en especial al profesor Modesto; a Corporinoquia y Eninco, instituciones a las que debo en gran medida el acceso a la información necesaria para este trabajo.

Resumen

Se caracterizaron diferentes factores geoambientales y morfológicos para su uso en la modelación de susceptibilidad a movimientos en masa de una subcuenca del río Cravo Sur en el municipio de Labranzagrande, generando un modelo estocástico por el método *Maximum Entropy* en una cuenca geomorfológicamente similar con un inventario de mayor densidad de eventos, el cual fue transferido a la cuenca de estudio con el fin de validar su aplicación, obteniendo una capacidad predictora aceptable medida partir de la curva ROC. Se analizaron las series temporales de precipitación de la cuenca de estudio para completar el análisis de amenaza por movimientos en masa, encontrando probabilidades de excedencia anual de 0.03 para eventos de lluvia detonantes. Se modeló la propagación de un eventual flujo torrencial con *DebrisDice* en distintos escenarios para obtener la predicción de su comportamiento, y se construyó con esta el mapa de amenaza por avenidas torrenciales. Los resultados de la investigación permiten concluir que las metodologías utilizadas funcionan adecuadamente para el contexto colombiano y que bajo las condiciones geomorfológicas actuales el grado de amenaza para la población de Labranzagrande por avenidas torrenciales se encuentra entre bajo y medio.

Palabras clave: Geomorfología, Amenazas naturales, Gestión del riesgo, Movimientos en masa, Avenidas Torrenciales

Abstract

Geonvironmental and morphological features were studied and applied for the landslide susceptibility modeling on a sub-basin of the Cravo Sur Watershed in Labranzagrande, creating an stochastic model with the Maximum Entropy method in a similar basin, which has been transferred over the main study area concerning to asses and validate its

VIII Predicción de flujos de detritos detonados por lluvias extremas mediante exportación de modelos estocásticos: aplicación en la cuenca de la quebrada grande (Labranzagrande-Boyacá, Colombia)

application, obtaining an acceptable predictive performance according with the ROC curve results. Precipitation time series have been analyzed in pursuance of the Landslide Hazard, finding a 0.03 annual exceedance probability for rainfall triggering events. An eventual flow propagation was modeled with the DebrisDice method using different scenarios for the debris Flow Hazard map construction in order to get a prediction of its behavior, and the final hazard map was constructed with the results. The results of this research allow to conclude that the methods tested on the study areas work correctly among the Colombian context and, besides, under the current geomorphological conditions the debris flow hazard for the Labranzagrande town is between low and moderate.

Keywords: Geomorphology, Natural Hazards, Risk Management, Landslides, Debris flows.

Contenido

	Pág.
Resumen	VII
Lista de figuras	XI
Lista de tablas.....	XIII
Lista de abreviaturas.....	XIV
Introducción	15
1. Estado del arte y marco teórico	19
2. Objetivos y metodología	23
2.1 Objetivo principal.....	23
2.2 Objetivos específicos	23
2.3 Metodología	23
2.3.1 Recopilación de información secundaria	23
2.3.2 Análisis de insumos de sensores remotos.....	24
2.3.3 Modelo de susceptibilidad	27
2.3.4 Análisis de amenaza por movimientos en masa.....	28
2.3.5 Análisis de amenaza por avenidas torrenciales.....	28
3. Caracterización geoambiental.....	30
3.1 Localización	30
3.2 Geología	32
3.2.1 Unidades litoestratigráficas	32
3.2.2 Geología estructural.....	40
3.3 Geomorfología	42
3.3.1 Unidades geomorfológicas.....	42
3.3.2 Características morfométricas de la cuenca.....	57
3.3.3 Análisis multitemporal	64
3.3.4 Inventario de procesos morfodinámicos	77
3.4 Coberturas y usos del suelo	82
3.5 Clima.....	84
4. Análisis de susceptibilidad a movimientos en masa.....	88
4.1 Modelo MAXENT	88
4.2 Variables predictoras.....	90
4.3 Calibración y validación interna del modelo.....	93
4.4 Transferencia y validación del modelo en la cuenca Quebrada Grande	97
5. Análisis de la amenaza por movimientos en masa.....	100
5.1 Caracterización del detonante.....	100
5.1.1 Completamiento de datos faltantes	101
5.1.2 Correlación de datos de precipitación	101
5.1.3 Eventos de precipitaciones máximas	102
5.1.4 Cálculo de la amenaza.....	105

X Predicción de flujos de detritos detonados por lluvias extremas mediante exportación de modelos estocásticos: aplicación en la cuenca de la quebrada grande (Labranzagrande-Boyacá, Colombia)

6.	Modelación dinámica y zonificación de amenaza por avenidas torrenciales	116
6.1	Análisis de resultados	124
7.	Conclusiones y recomendaciones	132
	Bibliografía	137

Lista de figuras

	Pág.
Figura 2-1: Modelo Digital de Elevación (DEM), utilizado para análisis morfométrico y modelación.....	25
Figura 3-1: Cuenca de la quebrada Grande, área de estudio.....	31
Figura 3-2: Mapa geológico cuenca Quebrada Grande.....	35
Figura 3-3: Columna estratigráfica del sector terminal del abanico de Labranzagrande	38
Figura 3-4: Mapa de unidades litoestratigráficas en la cuenca de la Quebrada Grande.	39
Figura 3-5: Mapa de geología estructural en el área de estudio.....	41
Figura 3-6: Perfil geológico A-A'.....	41
Figura 3-7: Mapa de unidades y subunidades geomorfológicas en la cuenca de la Quebrada Grande.....	43
Figura 3-9: Perfil longitudinal del cauce principal.....	58
Figura 3-10: Curva hipsométrica y frecuencia de altitudes en la cuenca de la Quebrada Grande.....	59
Figura 3-11: Método de análisis de la curva hipsométrica.....	60
Figura 3-11: Drenajes, movimientos en masa y depósitos de flujo asociados a un evento de avalancha de detritos. Año 1938.....	69
Figura 3-12: Drenajes, movimientos en masa y depósitos de flujo asociados a un evento de avalancha de detritos. Año 1955.....	70
Figura 3-13: Drenajes, movimientos en masa en reposo y direcciones de flujo. Año 1976.....	71
Figura 3-14: Drenajes, reactivación de movimientos en masa, direcciones de flujo y procesos de avulsión. Año 1985.....	72
Figura 3-15: Drenajes, movimientos en masa activos, direcciones de flujo y procesos de captura fluvial y trenzamiento. Año 1991.....	73
Figura 3-16: Drenajes y aporte constante de sedimentos desde cicatrices de movimientos en masa. Año 2004.....	74
Figura 3-17: Drenajes y zonas actuales de aporte. 2018.....	75
Figura 3-18: Lóbulos de flujos antiguos entre drenajes históricos y su gradación granulométrica.....	76
Figura 3-19: Clasificación de movimientos en masa según Varnes y Hungr.....	78
Figura 3-20: Inventario multitemporal de movimientos en masa en la cuenca de la quebrada Grande, sobre imagen Landsat 2018. <i>Fuente: Autor.</i>	79
Figura 3-21: Gráfico de barras para eventos según tipo de movimiento.....	80
Figura 3-22: Distribución porcentual de movimientos en masa según tipología.....	80
Figura 3-23: Mapa de coberturas del suelo según Corine Land Cover.....	83

Figura 3-24: Gráfico para la identificación de tipos de clima según Caldas-Lang.....	85
Figura 3-25: Mapa de tipos de clima en el área de estudio	86
Figura 3-26: Gráfico de variación intranual de la precipitación total promedio en el área de estudio	87
Figura 4-1: Localización del área de calibración y áreas fuente de procesos en la cuenca alta del río Tua.....	90
Figura 4-2: Parámetros de entrada para el modelo de MAXENT.....	94
Figura 4-3: Curvas de respuesta marginal de probabilidad para cada variable	95
Figura 4-4: Curva ROC para el área de calibración.....	96
Figura 4-5: Mapa de susceptibilidad por movimientos en masa en la cuenca de la Quebrada Grande	98
Figura 4-6: Curva ROC para el área de validación.....	99
Figura 5-1: Recta de regresión lineal entre datos de la estación Corinto y Labranzagrande.....	102
Figura 5-2: Curvas IDF de la Estación Corinto	104
Figura 5-3: Serie de precipitación diaria y resultados de prueba de Homogeneidad de Pettitt para datos de Labranzagrande	107
Figura 5-4: Histograma y gráfico de FDP de Johnson SB	111
Figura 5-5: Serie de precipitación acumulada de 17 días antecedentes y su prueba de homogeneidad	112
Figura 5-6: Variación del Índice del Niño Oceánico desde 1950 y la definición de años secos o húmedos por umbrales de Niño y Niña.	113
Figura 5-7: FDP Dagum para precipitación acumulada de 17 días antecedentes	113
Figura 5-8: Mapa de amenaza por movimientos en masa para la cuenca de la quebrada Grande.....	115
Figura 6-1: Esquema generalizado del modelo de flujo de detritos en el modelo Debris Dice	117
Figura 6-2: Escenario Baja Probabilidad, iniciación Shalstab	119
Figura 6-3: Escenario Media Probabilidad, iniciación Shalstab	120
Figura 6-4: Escenario Alta probabilidad, iniciación Shalstab	121
Figura 6-5: Escenario iniciación con el inventario del análisis multitemporal	122
Figura 6-6: Escenario Susceptibilidad media y alta (probabilidad > 0.38).....	123
Figura 6-7: Diferencias en trayectorias y alcances de flujo entre escenarios de alta probabilidad (izquierda) y baja probabilidad (derecha)	125
Figura 6-8: Mapa final de amenaza por flujos de detritos y avenidas torrenciales en el área de estudio	128
Figura 6-9: Vista 3D de las áreas de amenaza.....	129

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 2-1: Fotografías aéreas e imágenes utilizadas en el análisis multitemporal de la cuenca. 24	
Tabla 3-1: Parámetros morfométricos de la cuenca de la quebrada Grande.	58
Tabla 3-2: Rangos de densidad de drenaje, pendiente media y coeficiente de compacidad para el cálculo del índice morfométrico.	61
Tabla 3-3: Matriz de decisión de parámetros morfométricos y el índice morfométrico de torrencialidad.....	62
Tabla 3-4: Clasificación del índice de variabilidad	63
Tabla 3-5: Matriz de decisión para Índice de Vulnerabilidad a Eventos Torrenciales IVET según índice de variabilidad e índice morfométrico de torrencialidad	63
Tabla 3-6: Relación entre precipitaciones y desencadenamiento de movimientos de ladera. 87	
Tabla 5-1: Precipitación máxima por tiempo de duración	103
Tabla 5-2: Intensidad de lluvia por período de retorno en horas del día	103
Tabla 5-3: Intensidad de lluvia por período de retorno en minutos	104
Tabla 5-4: Datos de precipitación del satélite CHIRPS para abril de 1992	105
Tabla 5-5: Datos de precipitación de la estación Corinto para abril de 1992	106
Tabla 5-6: Estadísticos descriptivos de la prueba de Homogeneidad Pettitt.....	107
Tabla 5-7: Valores estadísticos de la Prueba Pettitt	107
Tabla 5-8: Valores de la prueba de bondad de ajuste de datos a distintas funciones de densidad de probabilidad	108
Tabla 5-9: Valores estadísticos de la FDP Johnson SB para los datos diarios de precipitación de Labranzagrande	111
Tabla 6-1: Parámetros de entrada del modelo de propagación	117

Lista de abreviaturas

Abreviaturas

Abreviatura	Término
<i>AUC</i>	Área bajo la curva
<i>CHIRPS</i>	Climate Hazards InfraRed Precipitation Satellite (Satélite de precipitación por infrarrojo para amenazas climáticas)
<i>DEM</i>	Modelo de Elevación Digital
<i>ERA</i>	Evaluación Regional del Agua
<i>ESA</i>	Agencia especial europea
<i>FAO</i>	Organización de Comida y Agricultura (EEUU)
<i>FDP</i>	Función de Densidad de Probabilidad
<i>FPR</i>	Razón de Falsos Positivos
<i>GITS</i>	Grupo de Investigación en Transporte de Sedimentos
<i>IDEAM</i>	Instituto de hidrología, meteorología y estudios ambientales
<i>IDF</i>	Intensidad Duración y Frecuencia
<i>IV</i>	Índice de Variabilidad
<i>IVET</i>	Índice de Vulnerabilidad a Eventos Torrenciales
<i>LSI</i>	Índice de Susceptibilidad por Deslizamientos
<i>MAXENT</i>	Máxima Entropía
<i>MM</i>	Movimientos en Masa
<i>MORLE</i>	Eventos de Ocurrencia Masiva Regional de Deslizamientos
<i>Msnm</i>	Metros sobre el nivel del mar
<i>ONI</i>	Índice del Niño Oceánico
<i>POMCA</i>	Plan de Ordenación y Manejo de Cuencas Hidrográficas
<i>ROC</i>	Característica Operativa del Receptor
<i>SHALSTAB</i>	Estabilidad de Taludes Superficiales
<i>UGS</i>	Unidades Geológicas Superficiales
<i>UPC</i>	Universidad Politécnica de Cataluña
<i>VIF</i>	Factor de inflación de la varianza
<i>VPR</i>	Razón de Verdaderos Positivos

Introducción

La población de Labranzagrande en Boyacá se encuentra construida sobre lo que se ha considerado como un abanico aluvial (Servicio Geológico Colombiano, 2018) o coluvio-aluvial (Díaz & Rosas, 2016), lo que supone un riesgo muy alto para la población de 1500 habitantes aproximadamente ante la materialización de eventos denominados avenidas torrenciales que desciendan por el valle de la llamada Quebrada Grande o Quebrada Ahuyama. Esta cuenca, desde el punto de vista geomorfológico, posee rasgos particulares en cuanto al sistema de drenaje, cuyos patrones son inicialmente colectores (tipo dendrítico), pero posteriormente distributivos (tipo delta), configurando una forma similar a un reloj de arena, limitado al noroeste (margen derecha del abanico) por el cauce de la Quebrada Grande y al sureste (margen izquierda del abanico) por el cauce de la Quebrada Colorada.

El análisis de las condiciones geológicas, climáticas y geomorfológicas sobre las cuales se encuentra construida la zona urbana de Labranzagrande, además de los relatos históricos de sus habitantes, indican preliminarmente una condición de amenaza alta por avenidas torrenciales o flujos de detritos, aunque la elaboración del modelo de amenaza requiere de la evaluación de su mecanismo de iniciación, que corresponde a los movimientos en masa que ocurren en sus vertientes, y al detonante principal que ha correspondido históricamente a las precipitaciones acumuladas en grandes proporciones dentro del área. Por la escala de trabajo aplicable a este tipo de cuencas, con la información existente y con los recursos disponibles se planteó la elaboración de este estudio con un enfoque estadístico, para lo cual se requiere de un inventario de movimientos en masa con las características recomendadas por (Corominas et al., 2013). No obstante, debido a que el inventario de procesos en el área de estudio realizado con las imágenes aéreas históricas en un análisis multitemporal no cumple con el nivel de representatividad estadístico requerido, se optó por elaborar el modelo de susceptibilidad basándose en una zona geológica y geomorfológicamente similar perteneciente a los mismos dominios geográficos y climáticos dentro de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero, pertenecientes a la

subzona hidrográfica del río Tua, por lo cual se tomó como referencia toda la información contenida en el documento de diagnóstico del POMCA del río Tua (Corporinoquia, 2019), para ser incorporada en el proceso calibración del modelo. Una vez calibrado el modelo, se procedió a transferirlo y validarlo en la cuenca objetivo, y mediante el análisis del detonante lluvia fue posible crear un modelo predictivo en términos de ubicación temporal y de localización geográfica.

En el área de estudio y en general para todo el municipio de Labranzagrande y alrededores se observa que muchos de los movimientos en masa se concentran en áreas específicas o nichos, denotando la ocurrencia de eventos masivos ocurridos simultáneamente y detonados por las altas precipitaciones acumuladas en un corto periodo de tiempo en lo que se conoce como MORLE (Multiple Occurrence of Regional Landslide Events) (Portilla Gamboa, 2014), los cuales desencadenan flujos masivos que descienden por los lechos mayores de drenajes de ordenes pequeños. Esta misma dinámica puede ser observada en las fotografías aéreas históricas de la década de los años 40 y 50 en el análisis multitemporal de la cuenca de estudio, razón por la que se decidió elaborar una simulación computacional, en este caso con el paquete de software *Debris Dice*, en el cual se tuvieron en cuenta parámetros de entrada derivados del modelo de iniciación del proceso, el modelo de amenaza para movimientos en masa, parámetros de forma y topografía asociadas a la morfometría de la cuenca, además de otros genéricos asociados a flujos turbulentos tomados de la literatura, para obtener las categorías finales de amenaza por estos eventos. La información resultante de este estudio se complementa con la información existente en los instrumentos de planificación territorial y en estudios oficiales de amenaza en el área (Corporinoquia, 2018; Servicio Geológico Colombiano, 2018), y podrá ser consultada e incorporada en los estudios de gestión de riesgo posteriores que se requieren en la elaboración del Plan de Ordenamiento Territorial en el marco del decreto 1077 de 2015. Sin embargo, no fue posible desarrollar análisis geotécnicos como se tenía planteado al inicio de este proyecto, debido a limitación en los recursos para el muestreo y procesamiento en los taludes de las vertientes de la cuenca. De igual manera, las medidas de reducción del riesgo recomendadas con base en los resultados de la investigación se encuentran enfocadas en el monitoreo de la fuente y del detonante de los eventos probables en la cuenca, aunque requieren del análisis complementario de la vulnerabilidad

y del riesgo para finalizar la etapa de conocimiento del riesgo y permitan seguir con las etapas de reducción del riesgo y manejo del desastre posteriores.

Estado del Arte

Los eventos naturales muchas veces se convierten en amenazas para el ser humano, considerando que este último ha tenido un crecimiento exponencial en su población a nivel mundial, lo cual ha llevado a que la ocupación del territorio se desarrolle sin una adecuada planificación para evitar desastres naturales. Una de las amenazas naturales consideradas actualmente en la normatividad de gestión del riesgo en Colombia son las avenidas torrenciales (Decretos 1807 de 2014 y 1077 de 2015), fenómenos que se consideran súbitos y de gran potencial destructivo (Proyecto multinacional Andino: Geociencias para las comunidades andinas, 2007), aunque diferentes autores consideran como un tipo de movimiento en masa (Servicio Geológico Colombiano, 2017). Sin embargo, su caracterización y el desarrollo de modelos de amenaza por este tipo de eventos aún se encuentra en etapas tempranas, principalmente debido a la carencia de una estandarización metodológica de su estudio en el contexto ecuatorial. Aparte de estas razones, existen en Colombia aún vacíos en el conocimiento geocientífico de ciertas áreas, ya sea por dificultad en el acceso (debido a conflictos sociales), o por falta de instrumentación vital en la calibración o en la validación que requieren los modelos para poder alcanzar un nivel de confianza aceptable y que sea fiel a las características reales del terreno, por lo cual se requiere de la exploración de metodologías alternativas que permitan un estudio de dichas áreas desde un enfoque práctico usando la mayor cantidad de información pre-existente o disponible en áreas similares.

Un informe realizado por el entonces Ministerio de Industrias y Trabajo (Sicard, 1938), sobre la situación de deslizamientos de tierras que amenazan a la población de Labranzagrande, relata la preocupante situación de la ubicación geográfica de su cabecera municipal al verse afectada en olas invernales por flujos con un volumen considerable de tierra que se han abierto paso a través de las calles de la población, y que se requiere de una vigilancia permanente del fenómeno para darle paso a las aguas represadas por los deslizamientos para evitar una avalancha. De manera complementaria, el entonces Instituto Geológico Nacional (Van der Hammen, 1954), y posteriormente Ingeominas (Padilla, 1992) realizaron estudios geológicos y geomorfológicos en la zona por la ocurrencia de deslizamientos y flujos que se generaron en la parte alta de la cuenca y que descendieron de manera peligrosa por las corrientes hídricas, aunque establecen que

calcular el peligro para la población a futuro por la ocurrencia de eventos de magnitudes similares es una tarea difícil dadas las condiciones climatológicas. Dichos informes son los primeros relatos conocidos de este tipo de procesos en la zona y abren el panorama para los estudios de las condiciones de amenaza que se requieren para protección de la población.

1. Marco teórico

Los movimientos en masa son definidos como desplazamientos descendentes de materiales que conforman un talud o ladera, que a su vez se encuentran compuestos de roca, suelo, detritos, rellenos artificiales o de la combinación de estos materiales, y que ocurren por efecto de la gravedad (Corominas & García Yagüe, 1997; Cruden & Varnes, 1996; Guzzetti, 2005; O. Hungr, Evans, Bovis, & Hutchinson, 2001; Hungr, 2007; Varnes, 1954). La clasificación de estos eventos actualmente se rige por la naturaleza del proceso, la escala, su velocidad, el material involucrado, el tamaño de las partículas, el mecanismo de falla, entre otros (Oldrich Hungr et al., 2014).

Estos desplazamientos ocurren de manera natural en todo el mundo, sin embargo, los desastres que han generado son numerosos y generan cuantiosas pérdidas humanas y materiales. En Colombia, este tipo de eventos sumados a otros desastres han generado la necesidad de elaboración de estudios en favor del conocimiento del Riesgo (Ley 1523, 2012), definido este último en el artículo 4 como *“las pérdidas o daños potenciales que pueden presentarse debido a los eventos físicos peligrosos de origen natural, socio-natural tecnológico, biosanitario o humano no intencional, en un período de tiempo específico y que son determinados por la vulnerabilidad de los elementos expuestos; por consiguiente el riesgo de desastres se deriva de la combinación de la amenaza y la vulnerabilidad”*. Aquí se introduce entonces la amenaza como uno de los factores del riesgo, cuyas definiciones han sido trabajadas por diversos autores e instituciones (Undro, 1979; Wilches-Chaux,

1993; Cardona O., 1993; Gonzalez A., 1994; Gravity, 2001), coincidentes en que corresponde a la probabilidad de ocurrencia de un evento físico (natural o inducido por el hombre), que puede o no generar efectos adversos.

En este trabajo se toma como referencia la definición complementaria de la Guía metodológica para la zonificación de amenaza por Movimientos en Masa escala 1:25.000 (Servicio Geológico Colombiano, 2017), en donde se establece que esta probabilidad es función de la frecuencia de ocurrencia, y por ende su evaluación conlleva a una descripción y caracterización de la ubicación, clasificación, geometría, magnitud o intensidad; así mismo, esta magnitud y distribución espacial se mide en la etapa de susceptibilidad, con lo cual se zonifica las áreas en donde el terreno es más proclive a la ocurrencia de movimientos en masa (Guzzetti, 2005). La zonificación de susceptibilidad por movimientos puede ser evaluada por métodos directos o indirectos, cualitativos o cuantitativos (Chung et al., 1995; Conoscenti et al., 2008; Mantovani et al., 1996; Ohlmacher & Davis, 2003; Van Westen et al., 2003; Verstappen, 1983). La aplicación del método dependerá principalmente de las necesidades, insumos y de la escala de trabajo. Es así como para la zonificación de amenaza por movimientos en masa a escala 1:100.000 en el territorio colombiano (Servicio Geológico Colombiano, 2015) en la evaluación de susceptibilidad se propuso un enfoque heurístico, el cual se basa en categorizar y ponderar los factores causantes de inestabilidad según la influencia esperada de estos en la generación de movimientos en masa (Brabb et al., 1972; Nilsen et al., 1979; Anbalagan, 1992), mientras que en la Metodología para la zonificación de amenaza por movimientos en masa a escala 1:25.000 en el territorio colombiano (Servicio Geológico Colombiano, 2017), se propuso para la susceptibilidad un enfoque estadístico, específicamente el método Weight of Evidence (Bonham, 1994), que corresponde a un análisis estadístico basado en las características medibles del terreno combinado con la observación histórica de eventos. Actualmente se está llevando a cabo la aplicación de esta metodología en distintas áreas del país, sin embargo, internacionalmente para esta escala se han aplicado otras metodologías estadísticas con diferentes resultados, tales como la Regresión Logística, Splines regresivos multivariados adaptativos (MARS), árboles de clasificación y regresión, Máxima Entropía, entre otros (Conoscenti et al., 2015; Costanzo et al., 2014; Felicísimo et al., 2013; Kerekes et al., 2018; Vargas et al., 2019), cuya aplicación en Colombia podría resultar muy funcional y por ende merecen de consideración.

Adicionalmente a la susceptibilidad, en la evaluación de amenaza se requiere del estudio de la frecuencia de ocurrencia del evento, que está relacionada con un acontecimiento, circunstancia, suceso o caso posible que genere una perturbación del terreno hasta alcanzar un umbral mínimo que desencadene en el inicio del movimiento en masa (Portilla Gamboa, 2014). A este factor se le denomina detonante, y en el marco de los movimientos en masa se relaciona tradicionalmente con eventos de lluvia o sismos (Corominas et al., 2013). Es necesario entonces buscar en los registros de ambos detonantes el comportamiento para las fechas cercanas a las que se tienen para la ocurrencia de movimientos en masa, con el objetivo de definir su causalidad y poder emprender la labor de calcular su probabilidad de excedencia o período de retorno, es decir la probabilidad temporal para la ocurrencia de los movimientos en masa (Servicio Geológico Colombiano, 2017).

Las avenidas torrenciales corresponden a movimientos en masa tipo flujo que incluyen eventos generados sobre ríos y quebradas de alta montaña y en cuencas con características geomorfológicas que favorecen una alta acumulación de sedimentos sobre el cauce, cambios drásticos en el gradiente del afluente, alta densidad de drenaje y eventos de precipitación (Servicio Geológico Colombiano, 2017), y cuya denominación oficial surge de la guía para la elaboración de Planes de Ordenación y Manejo de Cuencas Hidrográficas POMCA's (Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible & Universidad Nacional de Colombia, 2013), de acuerdo con las necesidades técnicas en los instrumentos de planificación territorial, y basándose en los estudios de otros autores (L. Montoya et al., 2009). Sin embargo, este no es un término usado a nivel mundial en la literatura científica, por lo cual se requiere de un equivalente conceptual que, para efectos prácticos, la guía metodológica para zonificación de amenaza por movimientos en masa a escala 1:25.000 (Servicio Geológico Colombiano, 2017), relaciona con los flujos de detritos y flujos de lodo definidos en el libro *Movimientos en masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas* (Proyecto multinacional Andino: Geociencias para las comunidades andinas, 2007), que a su vez se encuentran basados en las clasificaciones de Hungr et al. (2001). La metodología para la zonificación de amenaza por avenidas torrenciales en Colombia actualmente se encuentra en proceso de construcción, aunque otros autores ya han avanzado en investigaciones de susceptibilidad y amenaza por estos eventos a través de metodologías semicuantitativas como la morfometría de cuencas

(Wilford et al., 2004), o técnicas de modelación estocástica (Bregoli et al., 2015; Hürlimann et al., 2008), los cuales pueden ser combinados como se plantea en esta investigación para evaluar su uso y aplicación posterior en el país.

2. Objetivos y metodología

2.1 Objetivo principal

Validar metodologías para calcular la amenaza por movimientos en masa y avenidas torrenciales en Colombia.

2.2 Objetivos específicos

Para lograr el objetivo principal de este trabajo se plantearon los siguientes objetivos específicos

- a) Desarrollar un modelo estocástico para estudio de susceptibilidad y amenaza reproducible y aplicable a otras áreas con características geomorfológicas similares.
- b) Enriquecer el conocimiento geológico, geomorfológico, geotécnico y climático en los municipios de estudio.
- c) Determinar medidas generales para la reducción y mitigación de riesgo en los escenarios resultantes de la modelación.

2.3 Metodología

Para lograr los objetivos propuestos se utilizó la siguiente ruta metodológica.

2.3.1 Recopilación de información secundaria

En esta etapa se recolectó toda la información de trabajos anteriores que incluye contenido documental y cartográfico disponible del área de estudio (Corporinoquia, 2018; Diaz & Rosas, 2016; Padilla, 1992; Servicio Geológico Colombiano, 2003; Sicard, 1938; Van der Hammen, 1954), así como las herramientas de apoyo para interpretación visual como fotografías aéreas e imágenes satelitales de distintas épocas, y el modelo digital de elevación del satélite Alos Palsar para posterior procesamiento. La búsqueda de datos se enfocó hacia aquellos útiles para la caracterización geoambiental y posterior uso en la modelación, planteado por la guía metodológica para zonificación de amenaza por movimientos en masa a escala 1:25.000 en Colombia (Servicio Geológico Colombiano, 2017).

2.3.2 Análisis de insumos de sensores remotos

El análisis morfológico y la delimitación de los movimientos en masa se llevó a cabo en software de visualización y procesamiento geográfico, previa georreferenciación de las imágenes disponibles utilizando el algoritmo de transformación Spline con más de 50 puntos para cada foto, minimizando de esta manera el error medio cuadrático. Las fotografías aéreas del área (**Tabla 2-1**), fueron capturadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi días o pocos meses después de eventos reportados en la literatura (Padilla, 1992; Sicard, 1938; Van der Hammen, 1954), por lo cual son contrastantes las áreas involucradas en los movimientos en masa con tonos blanquecinos y grises muy claros. Así mismo se utilizó una imagen satelital Sentinel-2 del 17 de marzo de 2018 de resolución espacial de 15m descargada de las bases de datos de libre acceso de la Agencia Espacial Europea (ESA), y la imagen base de Google Earth de enero del año 2015 para la respectiva georreferenciación y análisis de las condiciones actuales.

Tabla 2-1: Fotografías aéreas e imágenes utilizadas en el análisis multitemporal de la cuenca.

FUENTE	FECHA	ESCALA	CAMARA	DIST_FOCAL	FOTOS
B-142	28/12/1938	1:40.000	P-10	94,021	332
B-146	29/12/1938	1:40.000	P-10	94,021	603, 604, 606 y 607
M-43	25/01/1955	1:60.000	T-11	155,04	4027 y 4028
C-1625	01/02/1976	1:39.200	ZEISS RMK 15/23	153,03	63
C-2179	21/01/1985	1:20.700	ZEISS RMK 15/23	152,915	228, 229
C-2435	08/01/1991	1:33.400	ZEISS RMK 15/23	152,915	69, 133, 134 y 135
C-2710	23/01/2004	1:42.710	WILD RC-30	152,49	195
Google Earth	02/01/2015	NA	NA	NA	NA
Sentinel-2	17/03/2018	NA	NA	NA	NA

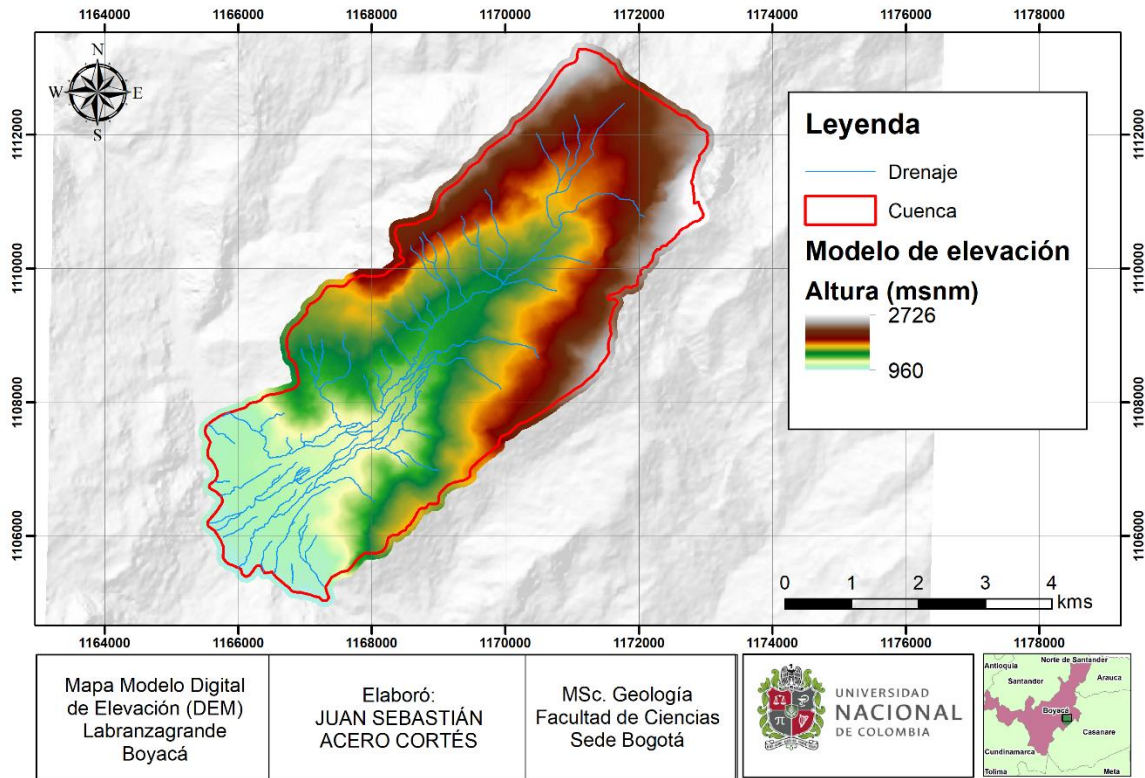
Fuente: Autor.

La clasificación de los movimientos en masa delimitados se hizo siguiendo a Hungr et al. (2014), considerando principalmente el material involucrado, el grado de canalización, la superficie de rotura y las dimensiones, para posterior corroboración en fase de campo.

El análisis morfométrico y morfológico de los elementos dentro de la cuenca requirió del procesamiento del Modelo Digital de Elevación (DEM), del satélite Alos Palsar, disponible de manera gratuita en las bases de datos virtuales de la NASA (**Figura 2-1**). Este procesamiento es supervisado según los algoritmos disponibles en los softwares SIG, para

obtener finalmente las variables predictoras necesarias para construir el modelo de susceptibilidad (Remondo et al., 2003; Wilson & Gallant, 2000).

Figura 2-1: Modelo Digital de Elevación (DEM), utilizado para análisis morfométrico y modelación



Fuente: Autor con adaptación de insumos de NASA.

Las variables morfométricas principales de la cuenca analizadas que definen la forma, relieve y red hidrográfica de una cuenca de acuerdo con Campos (1992), Llamas (1993) y Chow et al. (1994), considerando como cauce principal el cauce actual de la Quebrada Grande, fueron las siguientes:

- Área de la cuenca: Medida de la superficie de la cuenca, encerrada por la división topográfica, es un factor que determina el tiempo que tardará una crecida en pasar por un punto específico, pues entre más grande sea, más tiempo tomará en atravesar la cuenca. Así mismo, puede clasificarse según su extensión de muy pequeña a muy grande conforme a lo expuesto por García (2017).
- Perímetro de la cuenca: Medida de la longitud total de la línea divisoria de aguas.

- Longitud Axial (Eje de la cuenca-Lx): Medida en línea recta de la distancia entre la desembocadura y el punto más lejano aguas arriba de la cuenca. Es la longitud de la línea recta que conecta los puntos extremos de la cuenca en forma aproximadamente paralela al curso principal (Morisawa, 1985).
- Ancho promedio de la cuenca: Cociente entre el área y la longitud axial de la cuenca.
- Ancho máximo de la cuenca: Medida de la distancia máxima entre divisoria de aguas a lo largo de su eje menor (perpendicular a la dirección de corriente).
- Longitud del canal principal: Distancia total recorrida por el canal desde su nacimiento hasta la desembocadura.
- Factor de forma: Definida por Horton (1932), es la relación entre el área de la cuenca y la longitud axial. Su resultado permite evaluar la elongación de una cuenca de drenaje. Considerando que esta medida tiende al valor de 1 cuando la cuenca es perfectamente cuadrada o circular, el resultado muestra que la forma de la cuenca es de forma alargada, lo cual en teoría se traduce en mediana probabilidad de lluvias intensas simultáneas y a la vez un tiempo de concentración mayor.
- Coeficiente de compacidad: Definido inicialmente como índice de Gravelius, es el resultado de la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo de área igual a la de la cuenca. El resultado califica la cuenca dentro del rango de oval redonda a oval oblonga, lo que se traduce en un mayor tiempo de concentración y llegada de crecidas a lo largo del cauce principal.
- Altura máxima del cauce: Altitud del nacimiento del cauce principal de la cuenca
- Altura mínima del cauce: Altitud en donde desemboca el cauce principal de la cuenca
- Pendiente media: Se calcula mediante el cociente entre la diferencia de alturas del cauce (máxima y mínima), y la longitud del canal principal.
- Densidad de drenaje: Relaciona la longitud de la red de drenaje y el área de la cuenca sobre la cual drenan las corrientes hídricas mediante el cociente entre ambos términos (Horton, 1945).

2.3.3 Modelo de susceptibilidad

Se utilizó el método de Máxima Entropía (MAXENT) que consiste en un método estocástico multivariado desarrollado por el Centro para la Biodiversidad y Conservación del Museo de Historia Natural de los Estados Unidos, ideado inicialmente para la modelación de distribución de especies en función de la variación de parámetros ecológicos, y en el cual el software crea un modelo de predicción de ocurrencia de eventos aleatorios a partir de unas variables independientes correspondientes en este caso a características del terreno, para predecir la ocurrencia de movimientos en masa según una función de distribución de probabilidad logística. Los datos de entrada para calibrar el modelo fueron los mismos descritos anteriormente (factores geoambientales, datos morfométricos, inventario de movimientos en masa), pero en una cuenca diferente del área de estudio que cuenta con un mayor registro de eventos, información parcialmente disponible en el Plan de Ordenación y Manejo de la cuenca del río Tua (Corporinoquia, 2019), y complementada en este estudio.

Una vez calibrado el modelo se transfiere a la cuenca objeto de estudio (Quebrada Grande), y se evalúa la capacidad predictiva de movimientos en masa con los variables predictoras locales y el inventario de eventos en la zona, usando para ello el área bajo la curva construida por el método de la Característica Operativa del Receptor ROC (Hosmer & Lemeshow, 2000). Con las probabilidades obtenidas y el modelo validado se construye el mapa de susceptibilidad por movimientos en masa según el histograma de valores en el área de estudio.

2.3.4 Análisis de amenaza por movimientos en masa

Para completar el análisis de amenaza se caracterizó el detonante lluvia, utilizando dos enfoques: el primero relacionado con el análisis de datos de precipitación real máxima en 24 horas en estaciones cercanas, encontrando la probabilidad de excedencia anual con las curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia sintéticas creadas a partir del ajuste de datos a la distribución Gumbel (Mejía, 2017), para la estación con mayor índice de correlación; el segundo se basa en el análisis de series de datos de estimaciones de precipitación diaria del satélite *Climate Hazards group InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS), desarrollado por la USGS con información desde el año 1981, y que muestra según pruebas de ajuste a funciones de probabilidad para las escalas mensual y anual buenos resultados para Colombia (Urrea et al., 2016). A partir de los datos se encuentra la Función de Densidad de Probabilidad que presente el mayor ajuste estadístico por pruebas de bondad y se calcula la probabilidad de excedencia del umbral de lluvia detonante o acumulada que se relacione con la ocurrencia de los movimientos en masa en el área de estudio por medio del software EasyFit® (<http://www.mathwave.com/es/company.html>).

2.3.5 Análisis de amenaza por avenidas torrenciales

Para la zonificación de amenaza por avenidas torrenciales se utilizaron técnicas de modelación estocástica de flujos de detritos por medio de un paquete de software creado por el grupo de investigación de transporte de sedimentos GITS de la Universidad Politécnica de Cataluña. En la primera etapa se identifican las áreas fuente o de iniciación del flujo, mediante el uso de algoritmos determinísticos que emplean variables continuas de profundidad del suelo, conductividad hidráulica, densidad del material saturado, ángulo de fricción interna, cohesión del material, entre otros, como lo son el algoritmo SHALSTAB (*Shallow Slope Stability*) (Montgomery & Dietrich, 1994), o el método del talud infinito para el cálculo del factor de seguridad (Bishop & Morgenstern, 1960). En la segunda etapa, el algoritmo DebrisDice mediante la utilización del método estocástico de “*random walk*” de Montecarlo combinado con algoritmos de enrutamiento de flujo D8 (O’Callaghan & Mark, 1984), calcula las probabilidades para la propagación de un flujo iniciado en esas áreas determinadas en la primera etapa de acuerdo con un número de iteraciones del modelo. El resultado del modelo es un mapa con las distribuciones y velocidades del flujo, que puede

ser validado geomorfológicamente con la geometría de los depósitos para escoger el modelo más adecuado para la zona, y con base en este definir las categorías de amenaza con base en las velocidades y geometrías simuladas. La topografía utilizada para este trabajo corresponde al modelo digital de elevación del satélite Alos Palsar, descargado de la base de datos de la Nasa Earth Data.

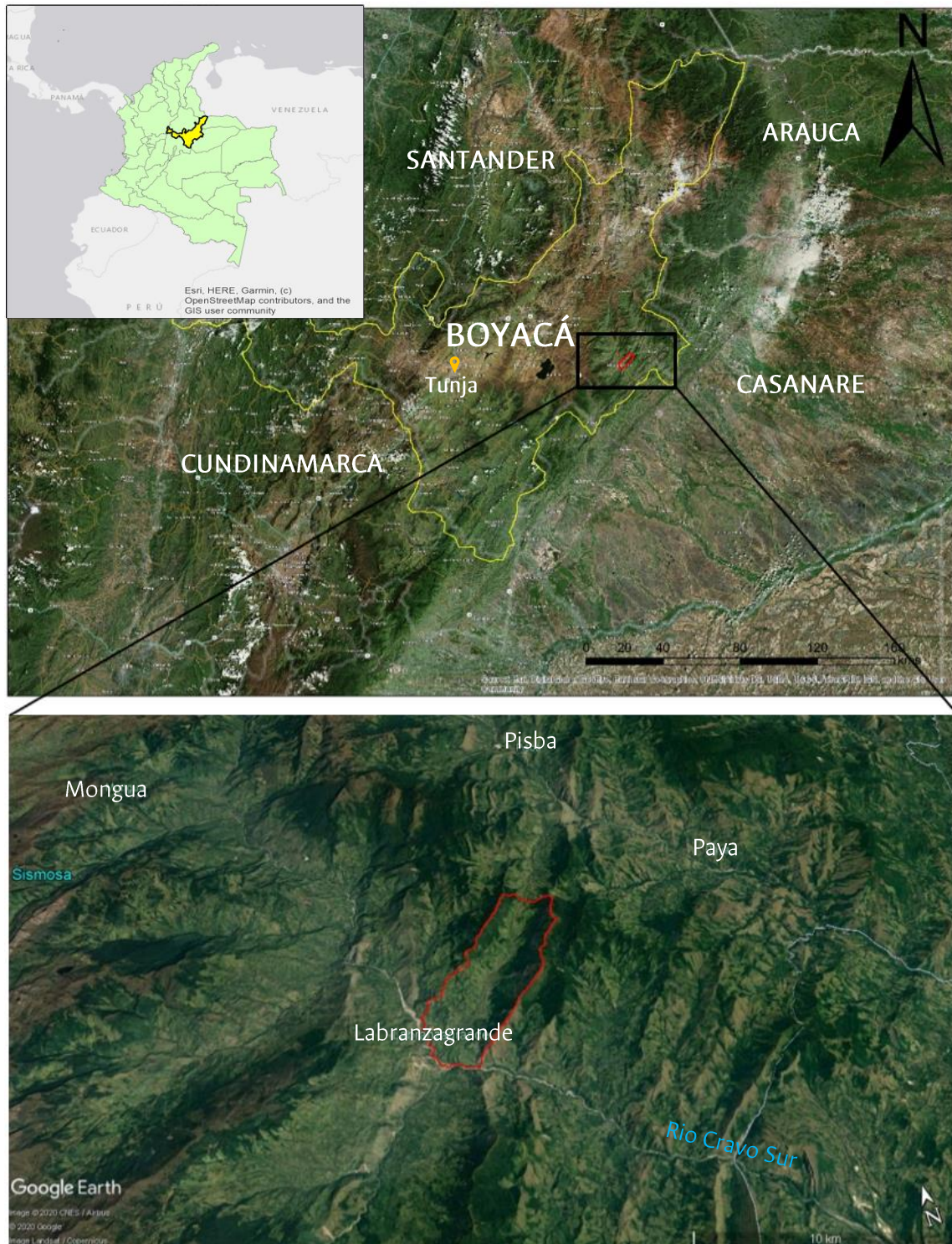
3. Caracterización geoambiental

De acuerdo con la metodología para la zonificación de amenazas por movimientos en masa a nivel nacional se procedió a describir como primera medida las características principales de aquellos factores que determinan o pueden determinar la ocurrencia de un movimiento en masa (Servicio Geológico Colombiano, 2017). Dentro de estos factores se destacan inicialmente los rasgos geológicos, geomorfológicos y las coberturas naturales, los cuales se consideran como aquellos que mayor relevancia presentan en el condicionamiento de la susceptibilidad del terreno a la ocurrencia de los movimientos en masa dado que se consideran intrínsecos o inherentes al área de estudio, sin que presenten una variación considerable con el tiempo (*ídem*). Los componentes de geología y coberturas fueron revisitados de otros estudios oficiales (Corporinoquia, 2018; Padilla, 1992; Servicio Geológico Colombiano, 2003), por lo cual su análisis o modificación no se encuentra en el alcance de este estudio, mientras que el énfasis geomorfológico fue planteado desde los enfoques morfogenético, morfodinámico (inventario multitemporal de movimientos en masa), y morfométrico, lo cual permitió establecer las relaciones entre procesos morfológicos y sus correspondientes depósitos que son indicativos de áreas inestables. Además, se analizó la conjugación de diversas variables morfométricas con el objetivo de definir los índices de torrencialidad potencial de la cuenca según diversos autores (IDEAM, 2013; Melton, 1957; Strahler, 1957). De manera paralela las variables meteorológicas, climáticas e hidrológicas, fueron analizadas en este trabajo para definir la precipitación como el factor detonante que materializa la amenaza.

3.1 Localización

La cuenca de la quebrada Grande (también llamada Quebrada Ahuyama), está localizada en una porción media de la cuenca del río Cravo Sur en la Cordillera Oriental, específicamente dentro de la zona nororiental del municipio de Labranzagrande en límites con los municipios de Pisba y Paya, en el departamento de Boyacá (**Figura 3-1**).

Figura 3-1: Cuenca de la quebrada Grande, área de estudio.



Fuente: Autor

3.2 Geología

El municipio de Labranzagrande se encuentra dentro de la Cordillera Oriental en su porción terminal para pasar al dominio del piedemonte oriental, la cual se conforma por la secuencia sedimentaria Cretácica-Terciaria descrita por Bürgl (1961). Dicha secuencia se compone de una sucesión de rocas inicialmente de origen marino y posteriormente de origen transicional a continental a medida que se asciende estratigráficamente, en concordancia con los modelos de evolución tectónica propuestos por Cooper (1995), en los cuales la secuencia se forma por acumulación de sedimentos marinos en una cuenca marina somera de régimen tectónico extensivo de tipo back-arc, y que posteriormente presenta inversión tectónica a través del sistema de fallas de Guaicáramo generando el levantamiento progresivo de las unidades rocosas hasta formar la Cordillera Oriental como barrera orográfica permanente a partir del Mioceno medio (Guerrero, 1993). En el contexto actual, cada unidad litoestratigráfica ha generado diferentes rasgos geomecánicos por la acción diferenciada de los agentes meteóricos y los diferentes relieves generados por el equilibrio entre la tectónica y la erosión de los materiales, por lo cual se han generado las denominadas unidades superficiales o UGS, consideradas como correlativas de los procesos morfodinámicos. Dichas unidades son cartografiables y uno de los productos básicos de la geología aplicada a la ingeniería (Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible, 2014), sin embargo para efectos prácticos en los métodos estadísticos aplicados a zonificación de movimientos en masa a escala 1:25.000 no tienen demasiada utilidad, dado que son altamente variables espacialmente. A continuación se describen las respectivas unidades litoestratigráficas que posteriormente permitieron establecer su relación con los movimientos en masa.

3.2.1 Unidades litoestratigráficas

Las unidades litoestratigráficas que conforman el sector de Labranzagrande pertenecen a los segmentos medio y superior del periodo Cretácico en lo que se conoce como Alogrupo Villeta y Alogrupo Guadalupe respectivamente (Guerrero, 2002). En su conjunto son intercalaciones de rocas duras predominantemente areniscas y rocas blandas del tipo lodolitas y arcillolitas cuya expresión de relieve obedece a su granulometría. Padilla (1992) planteó en su reconocimiento geológico el afloramiento de las Formaciones Une, Chipaque y la parte inferior del Grupo Palmichal en las vertientes de la cuenca de la quebrada Grande

(Figura 3-2). De estas unidades, Guerrero y Sarmiento (1996) identifican en la sucesión inferior del Grupo Palmichal una sinonimia con el Grupo Guadalupe. El estudio de Corporinoquia (2018), reconoce la presencia de esta última unidad con la discriminación de las Formaciones que la conforman (Arenisca Dura, Formación Plaeners y Arenisca Tierna). Respecto a unidades cuaternarias, ambos estudios reconocen la presencia de depósitos de abanico y lóbulos coluviales en la base de las laderas, y que se encuentran conformados por sedimentos de las unidades más antiguas aflorantes aguas arriba.

La composición litológica de cada unidad se detalla a continuación:

- Formación Une (K1K2u): Unidad de edad Cenomaniano (Bürgl, 1961) compuesta por cuarzoarenitas de grano fino a medio en capas gruesas, con apariciones esporádicas de lodolitas negras (Corporinoquia, 2018). Esta unidad conforma la mayor parte de las laderas que conforman la vertiente suroriental del valle de la quebrada Grande.
- Formación Chipaque (K2c): Unidad de edad Turoniano-Santoniano definida por Hubach (1931), compuesta por intercalaciones de arcillolitas, limolitas y algunas cuarzoarenitas de grano muy fino en capas delgadas y muy delgadas (Corporinoquia, 2018). Esta unidad conforma la parte inferior de ambas vertientes del valle de la Quebrada Grande.
- Formación Arenisca Dura (K2d): Unidad de edad Campaniano-Maastrichtiano, compuesta predominantemente por secuencias de cuarzoarenitas de grano fino, de color blanco a gris amarillento claro, estratificación plano-paralela continua, en ocasiones con láminas milimétricas de materia orgánica, en capas gruesas de hasta 1 m en contacto neto concordante (Corporinoquia, 2018). Aflora en la vía Labranzagrande-Paya en la parte baja de las laderas de la vertiente noroccidental del valle de la Quebrada Grande.
- Formación Plaeners (K2p): Unidad definida por Pérez y Salazar (1978), de edad Maastrichtiano, compuesta por una sucesión de biomicritas silicificadas, limolitas síliceas y arcillolitas fósiles que varían en conjunto entre colores grises y grises claros y se encuentran estratificadas de manera tabular plana paralela, en capas que varían entre muy delgadas y delgadas (Corporinoquia, 2018). Conforman la parte media de las laderas de la vertiente noroeste de la Quebrada Grande y es visible a lo largo de la vía Labranzagrande-Paya.

- Formación Arenisca Tierna (K2t): Unidad definida por Hubach (1931), de edad Maastrichtiano tardío, se encuentra compuesta por cuarzoarenitas de grano medio a fino, con granos redondeados, cemento ferruginoso y buena a moderada friabilidad, estratificada en capas delgadas a muy gruesas con geometría de capas cuneiforme (Corporinoquia, 2018). Aflora aproximadamente a 6,5km de la cabecera municipal por la vía Labranzagrande-Paya por la vertiente noroeste de la cuenca.
- Depósitos fluviales subactuales (Qfs): Unidad cuaternaria formada por la dinámica fluvial subreciente, constituida por partículas tamaño guijos y gujarros embebidos por una matriz de carácter arcilloso-arenoso (Corporinoquia, 2018). Se encuentran en la margen del abanico de Labranzagrande generados por el río Cravo Sur y en el borde de la cuenca hacia la parte terminal de la Quebrada Grande.
- Depósitos aluviales recientes (Qal): Corresponde a lo denominado por Padilla como “Aluviones recientes”, cuya composición comprende los bloques, clastos gruesos y fracción fina encontrados en los cauces definidos de las quebradas encontradas a lo largo de la cuenca.
- Depósitos coluviales (Qc): Se trata de depósitos recientes localizados en la base de las laderas a manera de derrubios, y se componen de fragmentos de areniscas de grano medio a fino, subangulares a angulares con tamaños de bloque hasta de 2m (Corporinoquia, 2018). Son producto de movimientos en masa de tipo flujo y deslizamiento.
- Depósito de flujos torrenciales – abanicos aluviales (Qab): Corresponde a depósitos conformados por material no consolidado de gravas embebidas en una matriz areno arcillosa que granodecrece en sentido proximal a distal. Hacia el ápice son clastosoportados, mientras que hacia las terminaciones son matrizsoportados con acumulaciones arcillolimosas o arenolodosas con gránulos, guijos y gujarros esporádicos (Corporinoquia, 2018). De manera local el granodecrecimiento es evidente presentando los tamaños de bloques mayores con diámetros de hasta 6m en la parte proximal (**Fotografía 3-1**), con formas subredondeadas a subangulares y con crecimiento de líquenes en su superficie indicando eventos antiguos, hasta presentar guijos y cantos en una matriz arenosa en la parte distal (**Fotografía 3-2**).

Fotografía 3-1: Bloques métricos de la parte apical y media del abanico, encontrada en el punto con coordenadas E=1.168.158 y N=1.107.544.



Fuente: Autor

Fotografía 3-2: Sucesión de depósitos de diferentes eventos torrenciales encontrados en la parte distal del abanico, coordenadas E=1.166.166 y N=1.107.403.

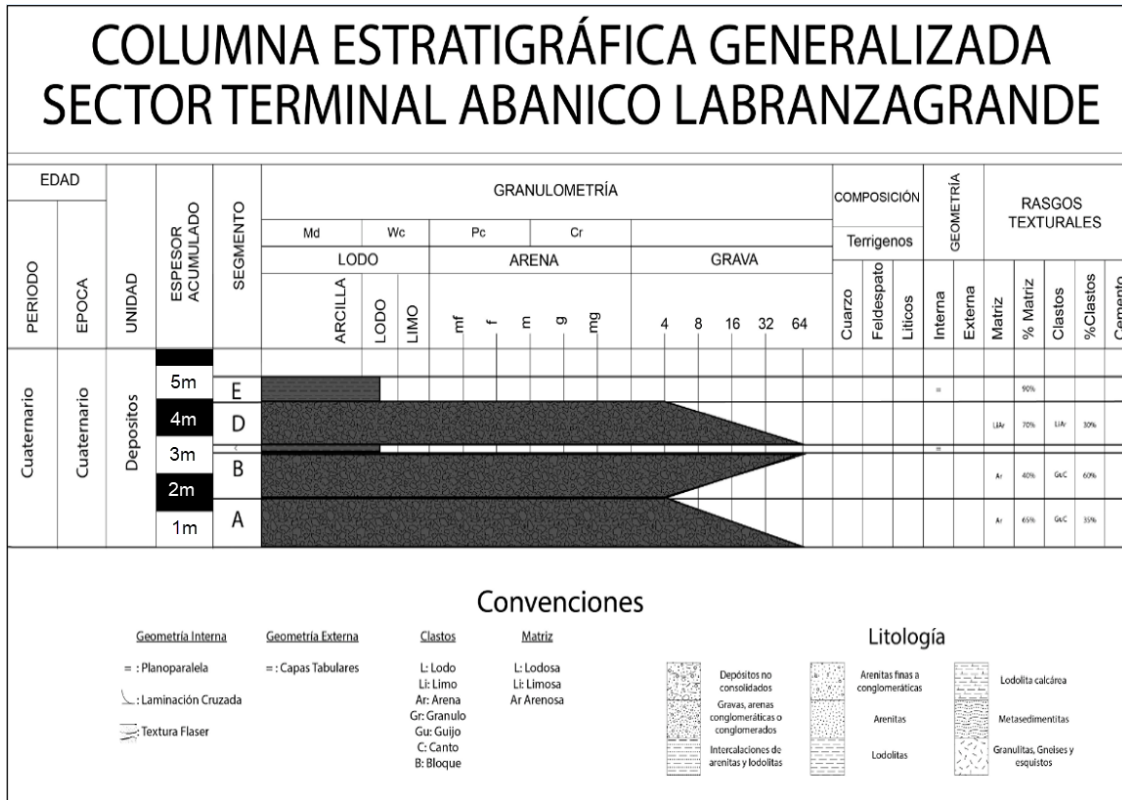


Fuente: Autor.

Del depósito encontrado en el punto de la **Fotografía 3-2** se delimitaron 5 paquetes diferentes que podrían corresponder a diversos eventos. En la **Figura 3-3** se presenta la columna estratigráfica generalizada de la sucesión encontrada, y la secuencia es la siguiente:

Nivel A: Sucesión granodecreciente de gravas en matriz de color negro, con clastos de tamaño canto en la base hasta tamaño guijo (aproximadamente 4cm) en el tope. La proporción matriz-clastos es de 65%-35% y la matriz se compone principalmente de granos tamaño arena. El espesor de la sucesión es de 128 cm.

Figura 3-3: Columna estratigráfica del sector terminal del abanico de Labranzagrande



Fuente: Autor.

Nivel B: Sucesión granocreciente de 125 cm de espesor, compuesta por gravas de matriz negra con clastos de tamaño guijo en la base y clastos de tamaño canto (10-12cm aproximadamente) hacia el tope. La proporción matriz-clastos es de 60%-40%, y la matriz está compuesta principalmente de granos tamaño gránulo. Presenta una discordancia

erosiva en su base, lo cual se asocia a un flujo de alta energía al comienzo del evento que generó el depósito.

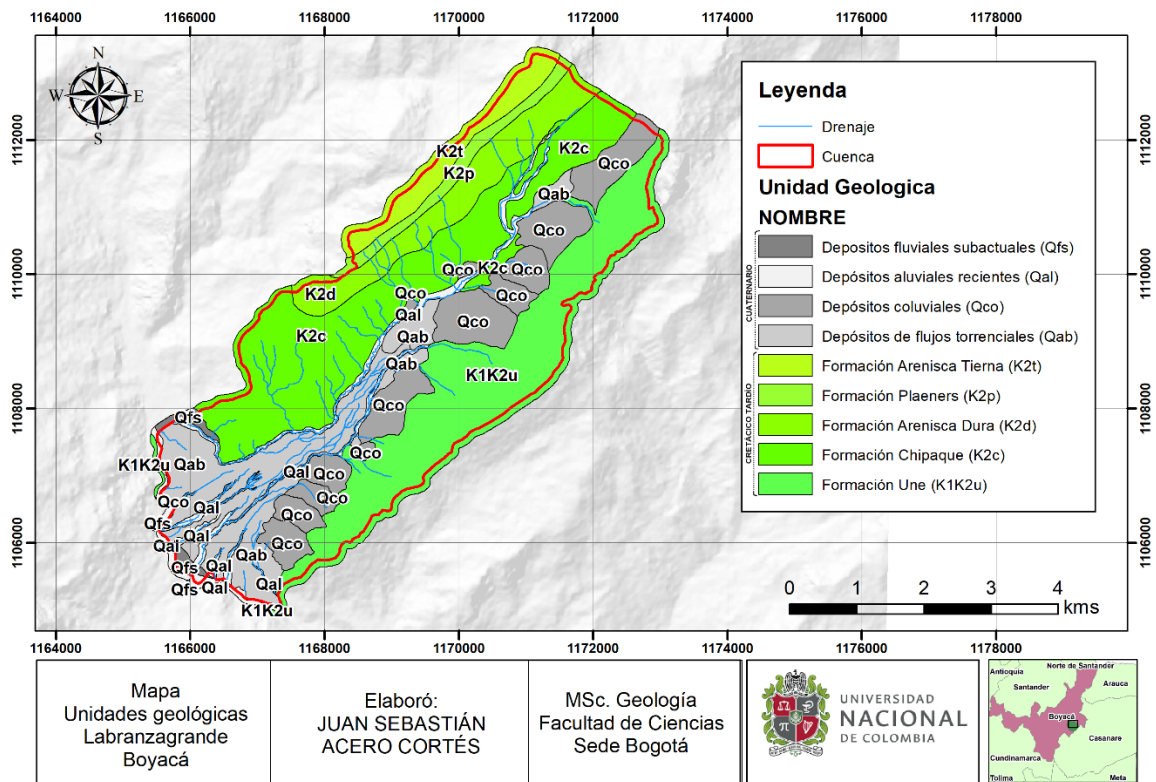
Nivel C: Estrato delgado de aproximadamente 20 cm de espesor, compuesto por materia orgánica y granos de tamaño limo predominantemente, concordante con desarrollo de inundaciones o desbordes de baja energía asociados a la quebrada Grande.

Nivel D: Comprende una sucesión granodecreciente de gravas similares a las de la capa 1, con clastos de tamaño gránulo y guijo predominantemente en una matriz limoarenosa en proporciones 30%-70%. El espesor de la capa es de 110 cm.

Nivel E: Corresponde a la unidad actual de suelo, formado por texturas finas tamaño limo y con desarrollo radicular importante. Se caracteriza por la ausencia de clastos y presentan un espesor aproximado de 70 cm.

La distribución espacial de las unidades anteriormente descritas dentro de la cuenca de la Quebrada Grande se presenta en la **Figura 3-4**.

Figura 3-4: Mapa de unidades litoestratigráficas en la cuenca de la Quebrada Grande.



Fuente: Autor.

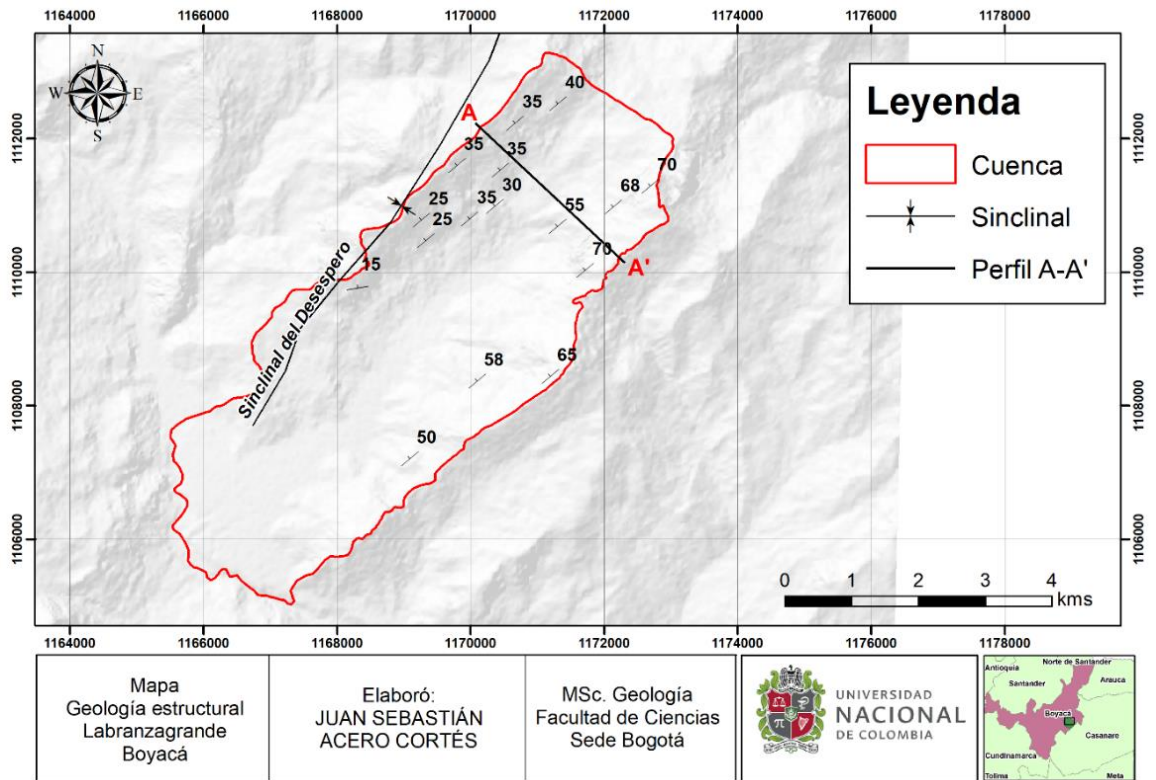
3.2.2 Geología estructural

En general la cordillera oriental se comporta como una zona de estilos estructurales compresivos en donde se encuentran activas gran cantidad de fallas inversas y se han formado diversos pliegues en respuesta a una deformación dúctil en subsuelo anterior a la exhumación a superficie de dichas rocas. Las vertientes de la cuenca de la Quebrada Grande forman parte de una estructura sinclinal conocida con el nombre de Sinclinal del Desespero, la cual es de extensión regional y presenta un rumbo en dirección nororiental con rumbo N35°E pero con un cambio de rumbo en el sector de Labranzagrande a N20°E en donde se angosta (D. Montoya et al., 2013). Esta estructura cartografiada en el informe de Padilla (1992), y en el mapa geológico de la plancha 192 (Ulloa et al., 2001), puede observarse a partir del trabajo fotogeológico.

En tal sentido, la sucesión estratigráfica es normal pero las laderas del flanco noroccidental de la cuenca presentan la intercalación en sentido contrapendiente con buzamientos alrededor de los 40° en dirección noroeste, mientras que las laderas del flanco suroriental presentan buzamientos en la misma dirección de la pendiente, con rocas de la Formación Une muy competentes y en ángulos entre los 50° y los 70° (**Figura 3-5** y **Figura 3-6**).

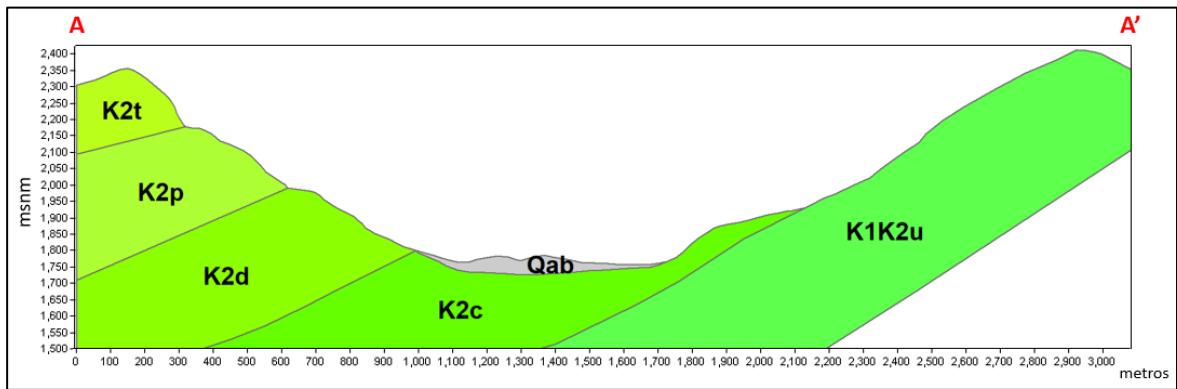
Los ángulos de inclinación de las rocas y su relación con respecto a la orientación de la ladera serán analizados más adelante, puesto que, como se verá más adelante en el capítulo 3.3.4, existe un mayor registro históricos de movimientos en masa en la vertiente oriental donde la estratificación está en el mismo sentido que la pendiente, y donde el ángulo de buzamiento es mayor.

Figura 3-5: Mapa de geología estructural en el área de estudio



Fuente: Autor.

Figura 3-6: Perfil geológico A-A'



Fuente: Autor.

3.3 Geomorfología

La caracterización geomorfológica comprendió la delimitación de unidades y subunidades geomorfológicas de acuerdo con el glosario definido por el Servicio Geológico Colombiano para propósitos de zonificación de amenaza por movimientos en masa (Dirección de geoamenazas SGC, 2015), que aunque está planteado para escala 1:100.000, presenta descripciones de subunidades que, conforme al esquema de jerarquización de geoformas de Leiva (2012), pueden ser trabajadas a una escala de 1:25.000. Posteriormente, las características morfométricas de la cuenca derivadas del procesamiento de los insumos espaciales (principalmente el Modelo Digital de Elevación), en el software de información geográfica SAGA GIS permiten calcular diferentes índices que son utilizados como aproximaciones teóricas para definir el comportamiento torrencial de una cuenca.

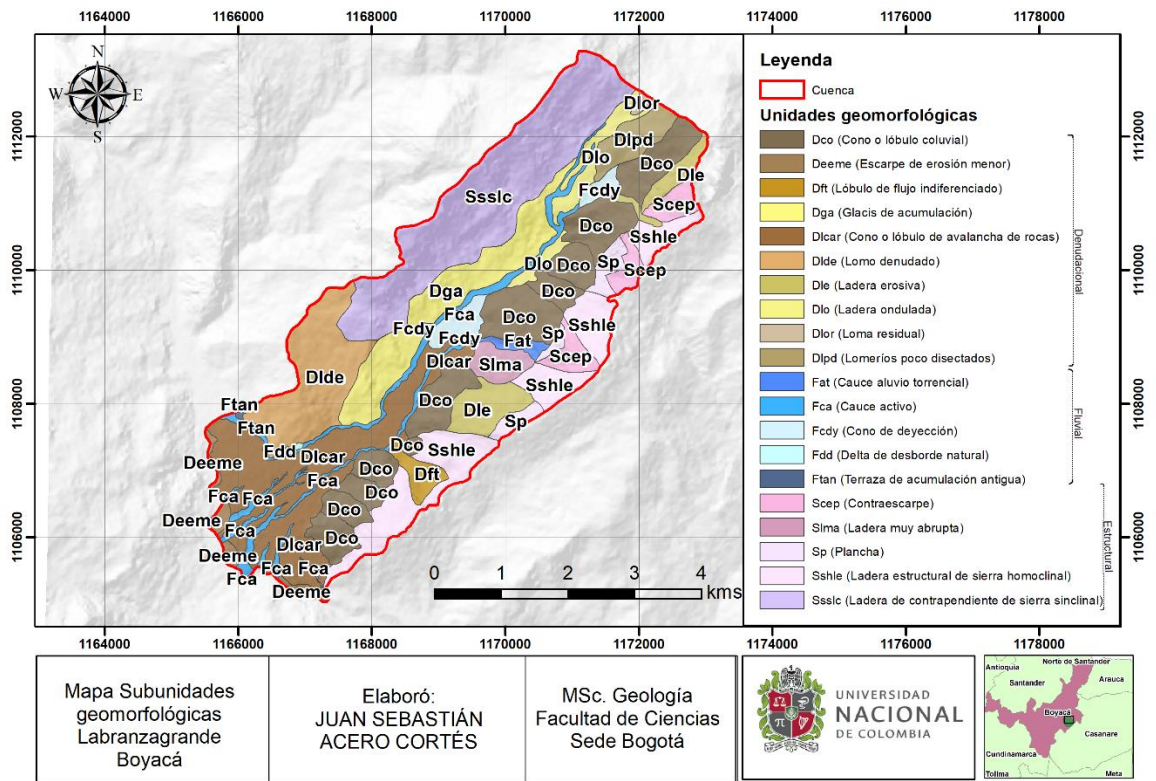
En segunda instancia, las fotografías o imágenes históricas de la cuenca (referidas en el numeral 2.3.2), fueron utilizadas para la delimitación de eventos o procesos morfodinámicos que hicieron parte del análisis de susceptibilidad por movimientos en masa, y para analizar los procesos fluviales que han ocurrido producto de la dinámica natural en los diferentes cauces de la cuenca, los cuales han modificado el relieve a lo largo de su evolución permitiendo la configuración actual.

La descripción de la morfogénesis, morfometría y morfodinámica del área de estudio se presenta a continuación.

3.3.1 Unidades geomorfológicas

Las unidades y subunidades geomorfológicas fueron de igual manera delimitadas en el POMCA del río Cravo sur a escala 1:25.000 (Corporinoquia, 2018). No obstante, se ajustaron estas unidades con el trabajo de fotointerpretación y la visita de campo. En la cuenca se destacan unidades de ambientes predominantemente estructurales y denudacionales (**Figura 3-7**), con algunas subunidades de ambientes fluviales como producto del modelado de la escorrentía superficial.

Figura 3-7: Mapa de unidades y subunidades geomorfológicas en la cuenca de la Quebrada Grande.



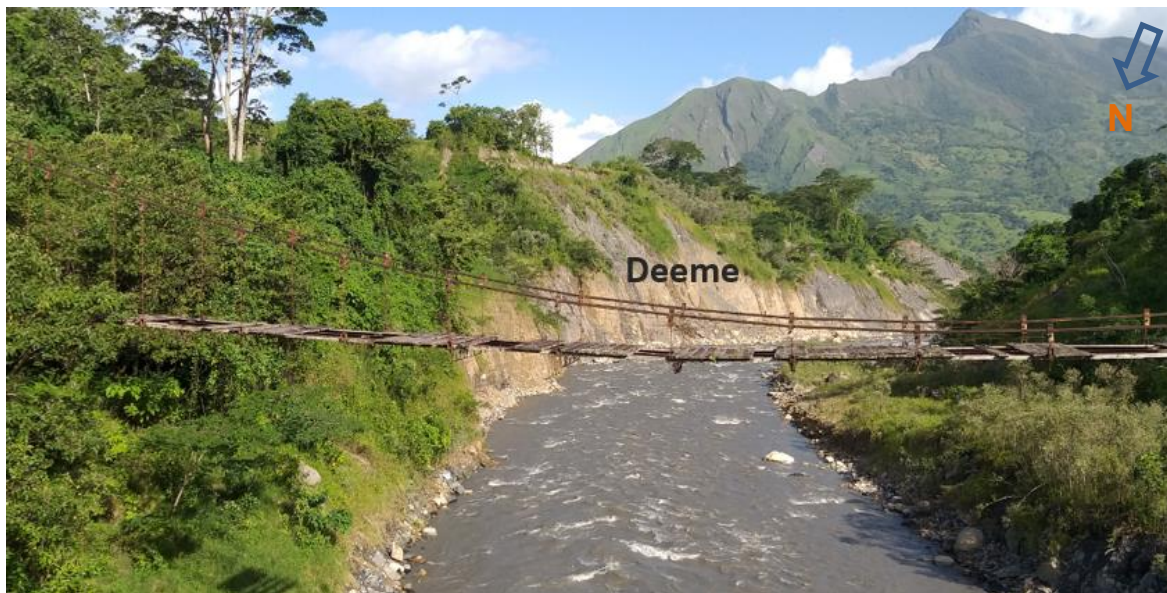
Fuente: Autor.

Las unidades delimitadas fueron agrupadas de acuerdo al ambiente morfogenético o principal agente modelador, correspondiendo a las siguientes categorías.

3.3.1.1. Unidades de ambiente denudacional

- Escarpe de erosión menor (Deeme): Originado por la socavación continua del río Cravo Sur sobre el frente del abanico (**Fotografía 3-3**), presenta movimientos en masa constantemente, generando un aporte considerable de carga sólida. Sus alturas varían entre los 4m y los 20m aproximadamente.

Fotografía 3-3: Escarpe de erosión menor en el frente del abanico de Labranzagrande



Fuente: Autor.

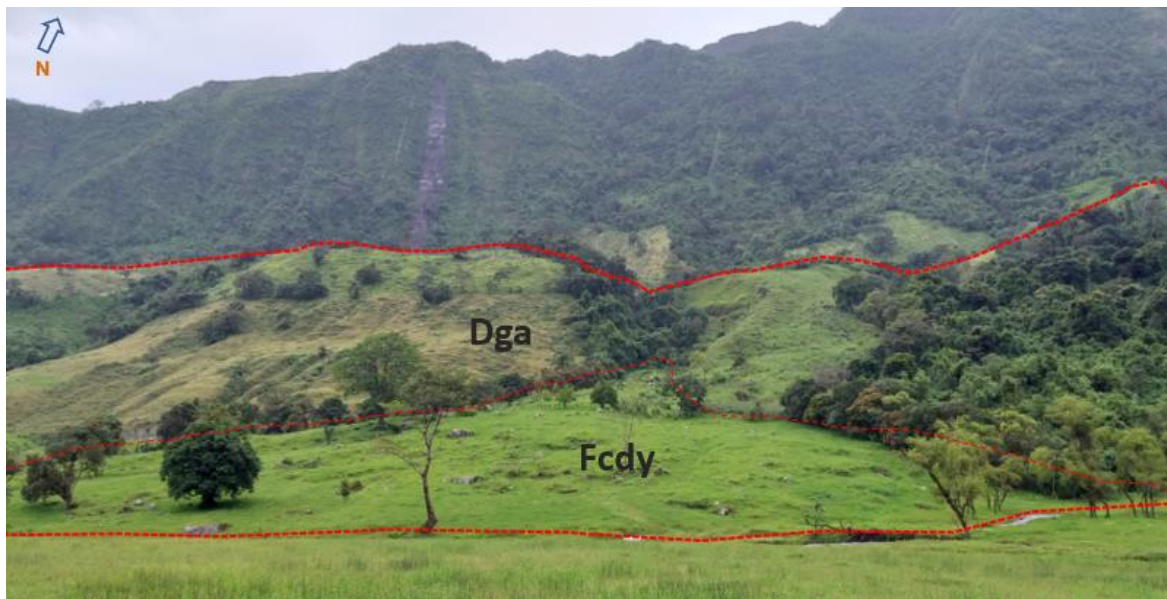
- Cono o lóbulo coluvial (Dco): Originado por procesos de transporte y depósito en zonas de ladera, se encuentra representado por diferentes cuerpos en forma de conos descendientes de las vertientes surorientales de la cuenca (**Fotografía 3-4**), compuestos por granulometrías muy variadas. Presentan actualmente procesos de erosión en terracetos y deslizamientos muy recientes y someros en algunos sectores.
- Glacis de acumulación (Dga): Corresponde a depósitos coluviales en laderas de la vertiente noroccidental (**Fotografía 3-5**), asociados a procesos de erosión laminar predominantemente, puesto que por la disposición estructural de los estratos en la parte superior de la ladera no ocurren movimientos en masa profundos ni constantes.

Fotografía 3-4: Conos y lóbulos coluviales y de solifluxión



Fuente: Autor.

Fotografía 3-5: Glacis de acumulación en la vertiente norte de la cuenca.



Fuente: Autor.

- Lomo denudado (Dlde): Unidad definida por prominencias topográficas de morfología alomada y alargada en dirección perpendicular al drenaje principal, en este caso, el río Cravo Sur, y cuyo tope presenta formas redondeadas con laderas cortas de forma cóncava a recta. Se localiza sobre la vertiente noroccidental de la cuenca sin rasgos estructurales asociados al pliegue del Sinclinal del Desespero, y la cual se extiende hacia el norte por fuera del área de estudio. Presenta además procesos evidentes de erosión en terracetas, deslizamientos superficiales y reptación (**Fotografía 3-6**).
- Ladera ondulada (Dlo): Corresponde a las laderas de la zona de cabecera de la quebrada Grande (**Fotografía 3-7**), las cuales se componen de suelos residuales y depósitos de tamaño de grano fino, con procesos históricos de reptación y solifluxión lenta.

Fotografía 3-6: Lomo desnudo presentando erosión en terracetas, reptación y deslizamientos superficiales.



Fuente: Autor.

Fotografía 3-7: Ladera ondulada y lomeríos poco disectados en la cabecera de la quebrada Grande.



Fuente: Autor.

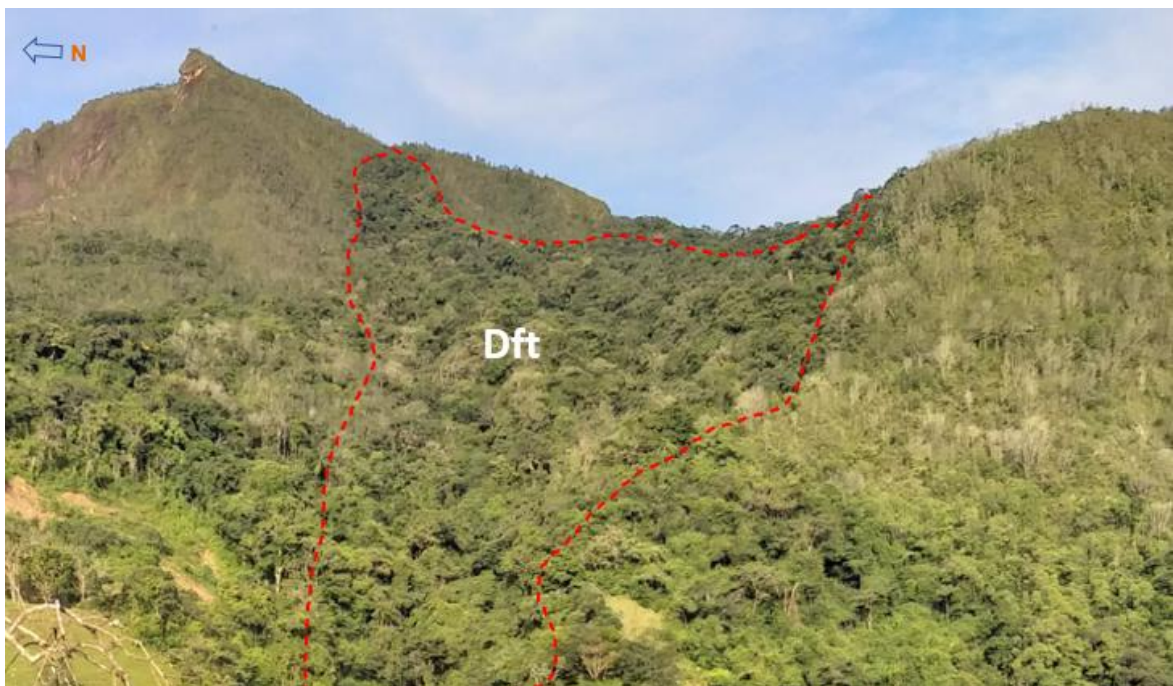
- Lomeríos poco disectados (Dlpd): Se presenta en forma de prominencia topográfica de bajo relieve relativo, cima redondeada, laderas muy cortas de pendientes muy abruptas, con ausencia de cauces o canales de escorrentía en la parte alta de la cuenca (**Fotografía 3-7**). No presenta demasiados procesos morfodinámicos en sus laderas ligado al hecho de estar alejados de los frentes erosivos.
- Lóbulo y cono de avalancha de rocas (Dlcar): Tal y como lo define el glosario del Servicio Geológico (Leiva et al., 2012), esta unidad se caracteriza por la presencia de cuerpos alomados de longitudes largas a extremadamente largas (longitud superior a 1000m), con pendientes inclinadas a muy inclinadas (entre 5° y 15°), cubiertos por bloques de longitud mayor a 1m pero con sedimentos de material fino derivado parcialmente de la roca fragmentada. Este cono ha sido identificado como “abanico aluvial de Labranzagrande” por diversos autores (Diaz & Rosas, 2016; Padilla, 1992; Servicio Geológico Colombiano, 2018), clasificado como de ambiente fluvial (**Fotografía 3-8**), sin embargo debido a su génesis relacionada con los eventos de movimientos en masa de las vertientes de la cuenca el ambiente morfogenético más adecuado para esta unidad es el denudacional. El origen de la unidad se asocia a flujos no canalizados de alta densidad inducidos por lluvias intensas, cuyo alcance ha variado según se observó en fotografías aéreas y en los depósitos observados en campo. La longitud máxima de este cono es de 4,8km, pero su espesor es indeterminado. Los depósitos que conforman el cuerpo están asociados a eventos distintos, aunque se disponen a manera de lóbulos coalescentes. Estos lóbulos fueron delimitados con mayor detalle en el análisis multitemporal.
- Cono o lóbulo de flujo indiferenciado (Dft): Se asocia al cuerpo en forma lobular depositado en una concavidad del terreno (con respecto al perfil y en planta), y distinguido por encontrarse cubierto por vegetación frondosa reciente en contraste con sus alrededores (**Fotografía 3-9**). Su área de aporte corresponde a parte de la Formación Une donde se pierde la continuidad de la ladera estructural.

Fotografía 3-8: Lóbulo y cono de avalancha de rocas



Fuente: Modificado de Díaz y Rosas (2016).

Fotografía 3-9: Lóbulo de flujo indiferenciado en la vertiente sureste de la cuenca



Fuente: Autor.

- Ladera erosiva (Dle): Fueron delimitadas con esta clasificación aquellas laderas con evidencia antigua, reciente o actual de ocurrencia de movimientos en masa, puesto que presentan concavidad del perfil en las zonas de corona de los movimientos y desarrollan procesos erosivos tipo surcos y cárcavas de manera intensa. La zona más representativa de esta unidad se encuentra al costado sur del Cerro La Vieja donde se observan las cicatrices de los movimientos en masa recientes y procesos actuales activos (**Fotografía 3-10**).

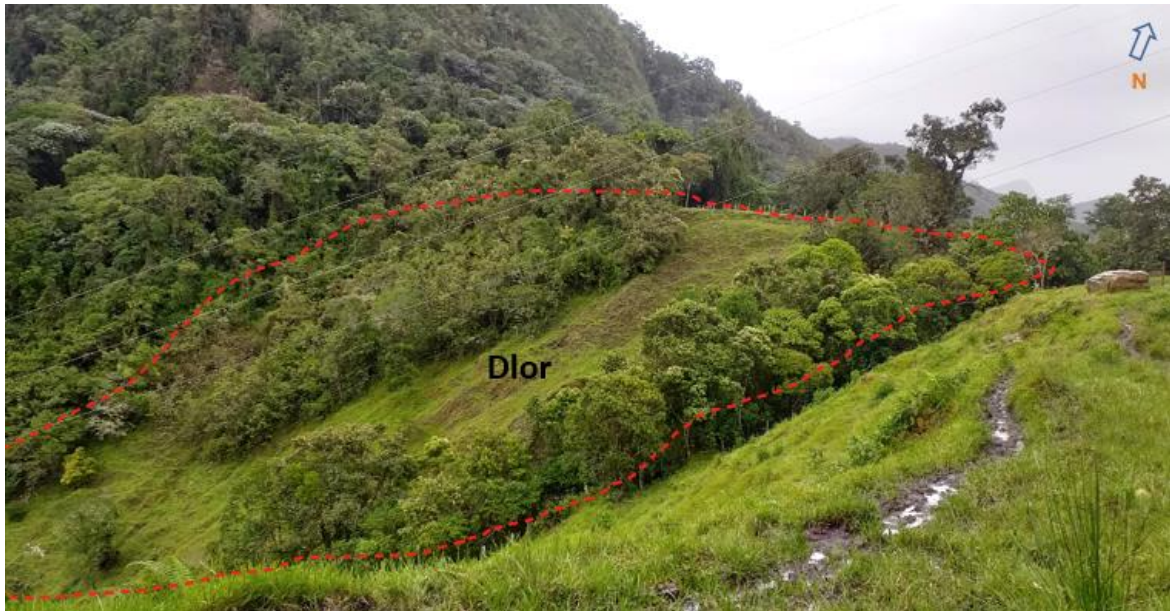
Fotografía 3-10: Ladera erosiva de la vertiente suroriental de la cuenca.



Fuente: Autor.

- Loma residual (Dlor): Es la prominencia topográfica de laderas de longitud corta y pendientes muy abruptas que se presenta en la divisoria de la cuenca hacia el extremo nororiental de la cuenca. Esta unidad exhibe procesos de reptación (**Fotografía 3-11**), lo cual puede generar problemas de estabilidad geotécnica en la vía Labranzagrande-Paya que se encuentra en la parte alta de la unidad.

Fotografía 3-11: Loma residual en el extremo nororiental de la cuenca.



Fuente: Autor.

3.3.1.2. Unidades de ambiente estructural:

- Ladera de contrapendiente de sierra sinclinal (Ssslc): Corresponde a las laderas de la vertiente noroccidental de la cuenca, las cuales presentan la disposición estructural en contra de la pendiente en concordancia con la estructura sinclinal de las cuales forman parte sus estratos (**Fotografía 3-12**). Presentan en pocas ocasiones deslizamientos asociados a fallas en cuña o procesos superficiales con profundidades menores a los 2m.
- Ladera estructural de sierra homoclinal (Sshle): Esta unidad se encuentra representada por todas aquellas laderas de la vertiente suroriental de la cuenca formadas por rocas de la Formación Une y con ángulos de inclinación altos en el mismo sentido de la pendiente (**Fotografía 3-13**), de forma que se da continuidad según el rumbo de las capas.

Fotografía 3-12: Ladera de contrapendiente de sierra sinclinal en la vertiente noroccidental de la cuenca



Fuente: Autor.

Fotografía 3-13: Ladera estructural de sierra homoclinal en la cuenca

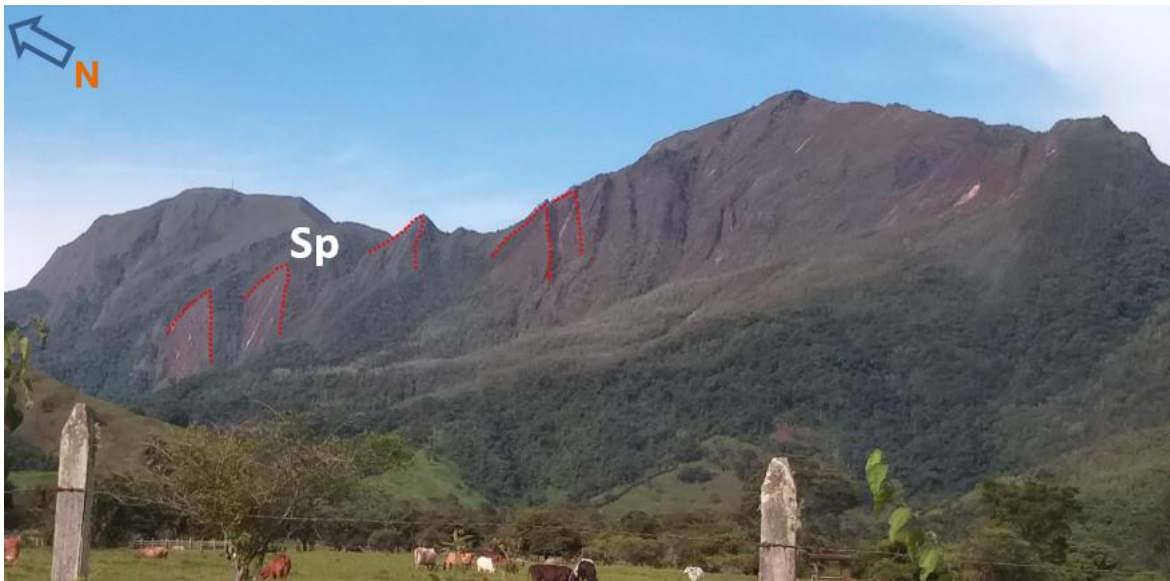


Fuente: Autor.

- Contraescarpe (Scep): Corresponde a las laderas que cortan de manera oblicua los estratos en ángulo de inclinación respecto al rumbo de las capas de forma tal que se expone la secuencia exhibiendo espesores aparentes (**Fotografía 3-13**). Pueden desarrollar deslizamientos en cuña o movimientos tipo caída.

- Plancha (Sp): Subunidad distintiva por la forma en que los estratos de la Formación Une inclinados a favor de la pendiente desarrollan laderas dentadas hacia arriba con pendientes escarpadas (mayores a 45°), (**Fotografía 3-14**). Debido a los planos de estratificación y las fracturas que han desarrollado pueden presentar deslizamientos traslacionales.

Fotografía 3-14: Planchas estructurales en la vertiente sur de la cuenca.



Fuente: Autor.

- Ladera muy abrupta (Slma): Corresponde a la superficie estructural fracturada de rocas de la Formación Une, con longitud entre los 500 m y los 1000 m y con pendientes características entre los 21° y los 30° encontrada en la parte media de la vertiente suroriental de la cuenca a la altura de la quebrada La Colorada.

3.3.1.3. Unidades de ambiente fluvial:

- Cauce activo (Fca): Comprende todos aquellos canales generados por la escorrentía superficial concentrada de las quebradas Grande, la Colorada, y el Zorro principalmente (**Fotografía 3-15**), y por aquellos canales labrados sobre el cuerpo principal del abanico en su parte terminal. El cauce principal de la quebrada grande presenta diferencias morfológicas a lo largo de su tramo según su grado de

atrincheramiento, siendo mayor en cercanías a la población de Labranzagrande con diferencias de altura de aproximadamente 8m con respecto al nivel topográfico. Puede desarrollar vegas en su lecho mayor en algunos sectores.

Fotografía 3-15: Cauces activos de la quebrada Grande o Ahuyama (A), quebrada la Colorada (B), y quebrada el Zorro (C).



Fuente: Autor.

- Delta de desborde natural (Fdd): Unidad asociada a la dinámica de desborde de la quebrada Grande, la cual por su alto caudal genera desbordamientos por encima de sus bancas naturales y arrastra consigo su carga sólida generando depósitos como los observados frente a locación antigua del cementerio del municipio (**Fotografía 3-16**).

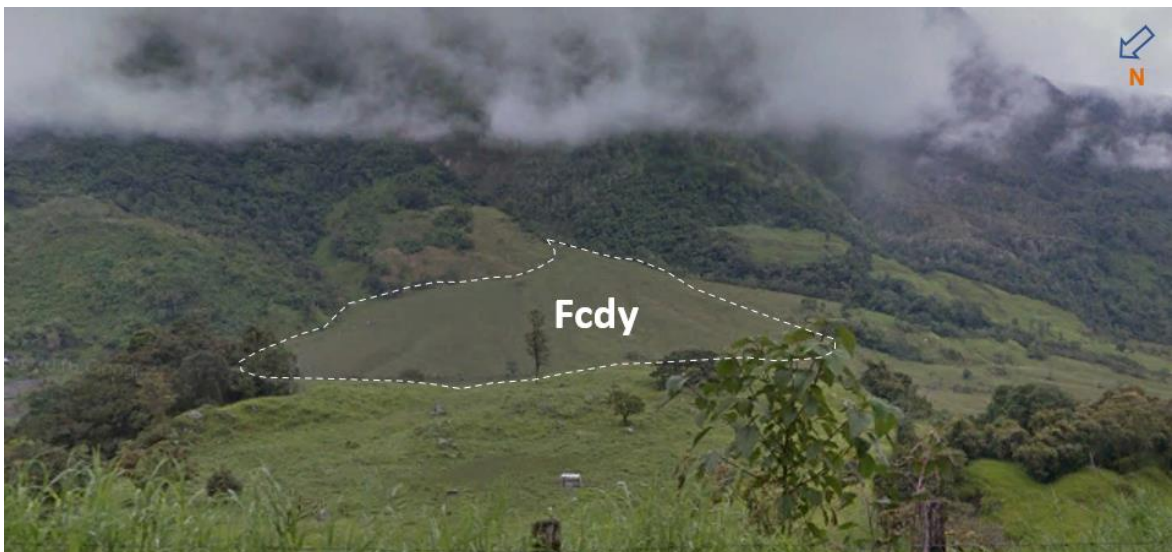
Fotografía 3-16: Delta de desborde natural generado por la quebrada Grande



Fuente: Autor.

- Cono de deyección (Fcdy): Estructura en forma de cono, localizada en punto donde canales como la quebrada Colorada u otras afluentes de la quebrada Grande llegan a la zona de valle amplio poco encausado. Este depósito se compone de materiales más gruesos en el ápice (arenas, gravas) y de sedimentos finos en la zona distal (lodos y arcillas) (**Fotografía 3-17**).

Fotografía 3-17: Cono de deyección generado por la quebrada Colorada



Fuente: Autor.

- Cauce aluvio torrencial (Fat): Canal excavado por la escorrentía concentrada en el descenso por el cerro La Vieja, el cual acumula gran cantidad de sedimentos por la erosión sobre rocas y formaciones superficiales, y que corresponde a la parte alta de la quebrada La Colorada (**Fotografía 3-18**). En eventos de crecida adquiere comportamiento torrencial y arrastra todo el sedimento acumulado en su lecho.

Fotografía 3-18: Cauce aluvio torrencial correspondiente a la quebrada Colorada.



Fuente: Autor.

- Terraza de acumulación antigua (Ftan): Corresponde a aquellos depósitos de morfología plana en su cima y escarpada en sus bordes, cuya formación se asocia a la dinámica de sedimentación y migración del cauce principal de la quebrada Grande en conjunto con la dinámica del río Cravo Sur (**Fotografía 3-19**). Este depósito presenta granulometrías predominantemente arenosas con presencias de gravas y guijos.

Fotografía 3-19: Terraza de acumulación antigua formada por dinámica de la quebrada Grande y del río Cravo Sur.



Fuente: Autor.

3.3.2 Características morfométricas de la cuenca

El término morfometría fluvial es usado para “denotar la medida de las propiedades geométricas de la superficie sólida de un sistema de erosión fluvial” (Strahler, 1986). La cuenca de la quebrada Grande es una unidad hidrográfica de orden 4 según clasificación del IDEAM, tributaria principal del río Cravo Sur que corresponde a una subzona hidrográfica perteneciente a la zona hidrográfica del río Meta, la cual a su vez pertenece al área hidrográfica o megacuenca del río Orinoco. Con el fin de obtener los índices de torrencialidad para conocer el comportamiento del flujo de los drenajes en la cuenca, se calcularon las variables descritas en el numeral 2.3.2. Los resultados se muestran en la **Tabla 3-1**.

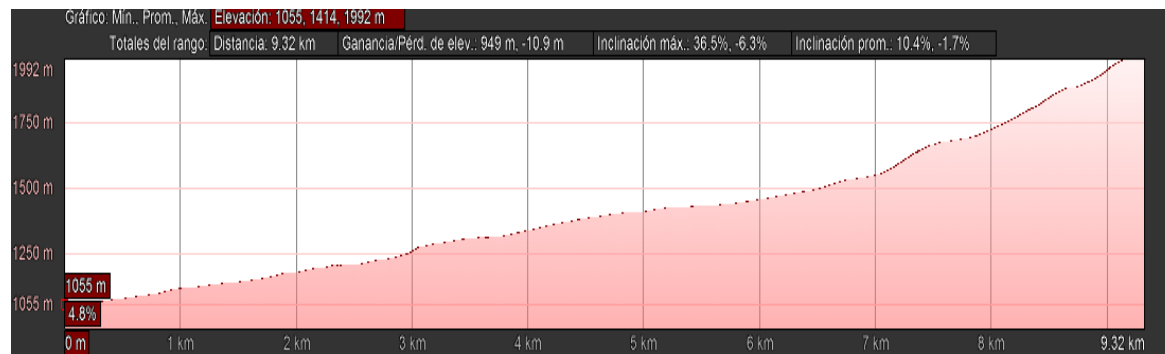
Tabla 3-1: Parámetros morfométricos de la cuenca de la quebrada Grande.

CUENCA QUEBRADA GRANDE	
PARAMETRO	VALOR
AREA (km ²)	27,47
PERIMETRO (km)	26,37
LONGITUD AXIAL (km)	10,25
ANCHO PROMEDIO (km)	2,79
ANCHO MÁXIMO (km)	3,56
LONGITUD DEL CANAL PRINCIPAL (m)	9876
FACTOR DE FORMA (adimensional)	0,27
COEFICIENTE DE COMPACIDAD (adimensional)	1,42
ALTURA MAX CAUCE (msnm)	2165
ALTURA MIN CAUCE (msnm)	1009
PENDIENTE MEDIA (%)	11,70%
DENSIDAD DE DRENAJE (km/km ²)	1,89

Fuente: Autor.

Adicionalmente a estas variables morfométricas, se construyó el perfil longitudinal del cauce principal (**Figura 3-8**) y la curva hipsométrica de la cuenca, que dan cuenta de la evolución y la posible morfodinámica de la cuenca. La curva hipsométrica indica el porcentaje de área de la cuenca que existe por encima de cierta cota determinada, y su elaboración requirió del DEM que abarca la totalidad de la cuenca.

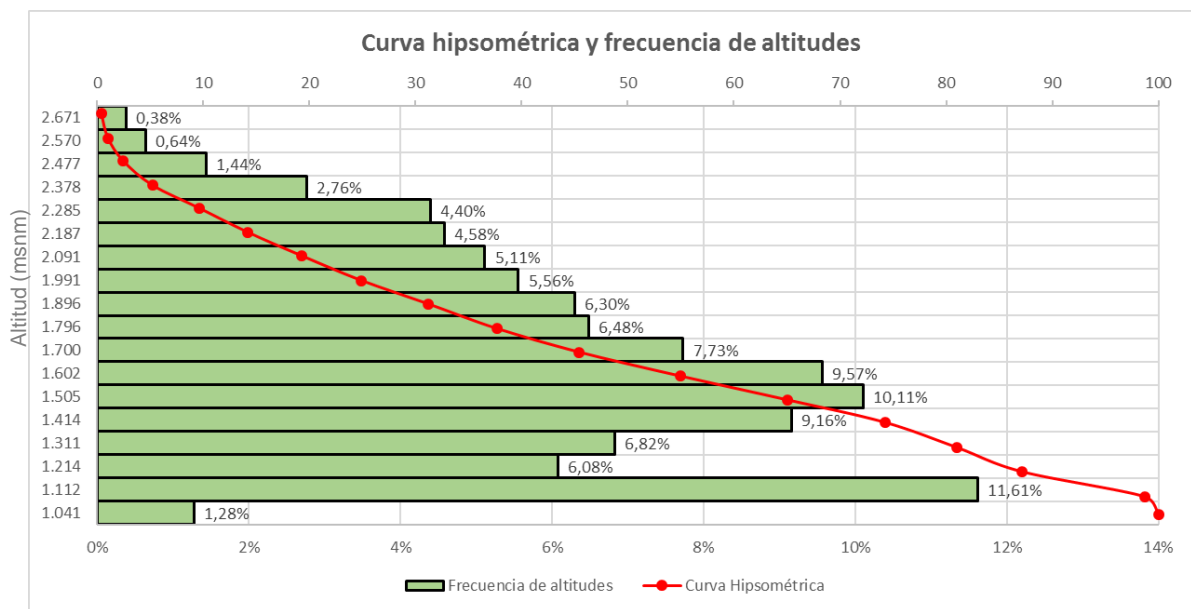
Figura 3-8: Perfil longitudinal del cauce principal



Fuente: Autor.

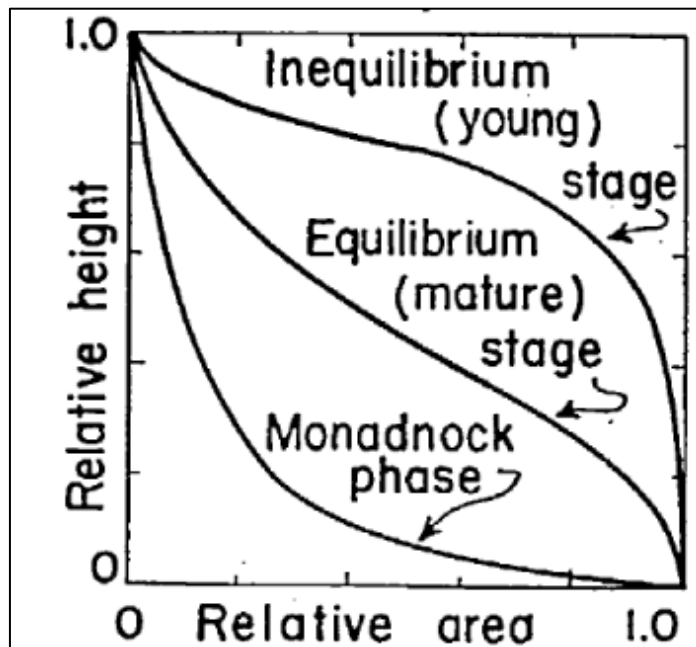
Como se puede observar en la gráfica (**Figura 3-9**), la cual contiene también la frecuencia de altitudes dentro de la cuenca, el 50% del área de la cuenca se encuentra por encima de la cota de 1600m de altura, lo cual indica un área de aporte de sedimentos potencial alto. De igual manera por la forma de la curva se puede concluir que el sistema hídrico se encuentra entre su fase de madurez (**Figura 3-10**), por lo cual existe un potencial erosivo moderado donde existe aún una zona de aporte con capacidad de ser transportado por la corriente hídrica aguas abajo para nivelar el relieve, pero donde el mayor porcentaje acumulado se encuentra en las alturas menores indicando que ya se ha movilizadado gran parte del material de las zonas altas de la cuenca superando el equilibrio. Por otra parte, la forma de la curva en las alturas menores, pertenecientes a la zona terminal del abanico, presentan variaciones que aún requieren de ajustes geomorfológicos para alcanzar la fase “Monadnock”, lo cual se traduce en presencia potencial de procesos morfológicos como la incisión y erosión de canales en esta parte distal como se observa en el apartado del análisis multitemporal.

Figura 3-9: Curva hipsométrica y frecuencia de altitudes en la cuenca de la Quebrada Grande.



Fuente: Autor.

Figura 3-10: Método de análisis de la curva hipsométrica



Fuente: Strahler (1957).

Una vez definidos los parámetros, se procede con ellos a calcular los índices de comportamiento de la cuenca y sus drenajes. En virtud de lo consignado en el documento del “Lineamientos conceptuales y metodológicos para la Evaluación Regional del Agua – ERA” (IDEAM, 2013), se evaluó el parámetro de torrencialidad denominado Índice de Vulnerabilidad a Eventos Torrenciales (IVET), el cual relaciona los parámetros de índice morfométrico de torrencialidad e índice de variabilidad. El primero se calcula según parámetros morfométricos tales como densidad de drenaje, pendiente media y coeficiente de forma, reclasificados en valores entre 1 a 5 obedeciendo los rangos consignados en la **Tabla 3-2**. El segundo obedece a los datos hidrológicos derivados del POMCA del río Cravo Sur (Corporinoquia, 2018).

Según los datos morfométricos calculados previamente para la cuenca de la Quebrada Grande, la densidad de drenaje resulta con un índice de 3, la pendiente media resulta con un índice de 1, y el coeficiente de forma resulta con un índice de 2, con lo cual se obtiene un índice morfométrico de torrencialidad de 312 (**Tabla 3-3**), correspondiente a la categoría de baja.

Tabla 3-2: Rangos de densidad de drenaje, pendiente media y coeficiente de compacidad para el cálculo del índice morfométrico.

Índice morfométrico	Escala	Área de la cuenca de drenaje (km ²)	Categorías				
			1	2	3	4	5
Densidad de drenaje (km/km ²)	1:10.000	<15	<1,50	1,51 – 2,00	2,01 – 2,50	2,51 – 3,00	> 3
	1:25.000	16 a 50	<1,20	1,21 – 1,80	1,81 – 2,00	2,01 – 2,50	> 2,5
	1:100.000	>50	<1,00	1,01 – 1,50	1,51 – 2,00	2,01 – 2,50	> 2,5
			Baja	Moderada	Moderada Alta	Alta	Muy Alta
Pendiente media de la cuenca (%)	1:10.000	<15	<20	21 – 35	36 – 50	51 – 75	>75
	1:100.000	>50	<15	16 – 30	30 – 45	46 – 65	>65
			Accidentado	Fuerte	Muy Fuerte	Escarpado	Muy Escarpado
Coeficiente de compacidad			<1,625	1,376 -1,500	1,251- 1,375	1,126 – 1,250	1,00 – 1,125
			Oval-oblonga a rectangular-oblonga	Oval-redonda a oval-oblonga	Casi redonda a oval-redonda		

Fuente: IDEAM, 2013.

En cuanto al índice de variabilidad, este se obtiene de la curva de duración de caudales, y refleja que tan cambiantes son los valores de caudales en una determinada cuenca, incluyendo los cambios debidos a las temporadas climáticas (época seca o época húmeda). Una cuenca torrencial es aquella en la que su cauce principal presenta una mayor variabilidad, es decir, existen diferencias grandes entre los caudales mínimos y los valores máximos. Cuencas de áreas pequeñas con pendientes altas, por lo general presentan caudales de creciente, alternado de caudales medios y bajos con magnitudes muy inferiores a las de los caudales máximos, que hacen que la curva de duración de caudales muestre una gran variabilidad.

Tabla 3-3: Matriz de decisión de parámetros morfométricos y el índice morfométrico de torrencialidad.

		Pendiente media de la cuenca					
		1	2	3	4	5	
Densidad de drenaje	1	111	121	131	141	151	1
		112	122	132	142	152	2
		113	123	133	143	153	3
		114	124	134	144	154	4
		115	125	135	145	155	5
	2	211	221	231	241	251	1
		212	222	232	242	252	2
		213	223	233	243	253	3
		214	224	234	244	254	4
		215	225	235	245	255	5
	3	311	321	331	341	351	1
		312	322	332	342	352	2
		313	323	333	343	353	3
		314	324	334	344	354	4
		315	325	335	345	355	5
	4	411	421	431	441	451	1
		412	422	432	442	452	2
		413	423	433	443	453	3
		414	424	434	444	454	4
		415	425	435	445	455	5
	5	511	521	531	541	551	1
		512	522	532	542	552	2
		513	523	533	543	553	3
		514	524	534	544	554	4
		515	525	535	545	555	5

 Muy alta	 Baja	 Muy baja
 Alta	 Moderada	

Fuente: IDEAM, 2013.

De la conversión de la curva de duración de caudales a escala logarítmica se obtiene una tendencia lineal, de la cual se puede obtener el índice de variabilidad mediante la siguiente expresión:

$$IV = \frac{\text{Log}(Q_i) - \text{Log}(Q_f)}{\text{Log}(X_i) - \text{Log}(X_f)} = \frac{\text{Log}(2,56) - \text{Log}(2,14)}{\text{Log}(10) - \text{Log}(25)} = 0,197$$

Donde Qi y Qf representan dos caudales tomados de la curva de duración de caudales, y Xi y Xf los porcentajes de tiempo en que se exceden los caudales Qi y Qf, respectivamente. El POMCA del río Cravo Sur establece para la microcuenca de la quebrada Grande un

Caudal de 2,56 m³/s excedido el 10% del tiempo durante el año, y un caudal de 2,14 m³/s excedido el 25% del tiempo durante el año, con lo cual se obtiene un índice de variabilidad de 0,19 o 19,7% correspondiente a una vulnerabilidad baja según la **Tabla 3-4**.

Tabla 3-4: Clasificación del índice de variabilidad

Índice de variabilidad	Vulnerabilidad
< 10°	Muy baja
10.1° - 37°	Baja
37.1° - 47°	Media
47.1° - 55	Alta
>55°	Muy alta

Fuente: IDEAM, 2013.

Tabla 3-5: Matriz de decisión para Índice de Vulnerabilidad a Eventos Torrenciales IVET según índice de variabilidad e índice morfométrico de torrencialidad

Índice de variabilidad	Índice morfométrico de torrencialidad				
	Muy baja	Baja	Media	Alta	Muy alta
Muy baja	Baja	Baja	Media	Alta	Alta
Baja	Baja	Media	Media	Alta	Muy alta
Media	Baja	Media	Alta	Alta	Muy alta
Alta	Media	Media	Alta	Muy alta	Muy alta
Muy alta	Media	Alta	Alta	Muy alta	Muy alta

Fuente: IDEAM, 2013.

Finalmente, el cruce entre el índice morfométrico y el índice de variabilidad en la matriz de decisión de la **Tabla 3-5** resulta en un IVET medio. Si bien ya se conoce que la torrencialidad de esta cuenca es alta, los parámetros evaluados según esta metodología del IDEAM (2013), y especialmente el índice de variabilidad, son altamente discutibles, puesto que la variabilidad hidrológica en este tipo de cuencas a la escala anual considerada en las curvas de duración de caudales no es siempre significativa. Los eventos torrenciales de estas fuentes hídricas obedecen a variaciones generadas por

tormentas o por lluvias acumuladas en lapsos de máximo 3 meses, por lo cual sería más conveniente utilizar la variación de caudales obtenida de los hidrogramas mediante modelación hidrológica de los hietogramas de diseño.

Otro indicador de torrencialidad ampliamente utilizado es el índice de Melton, el cual relaciona el gradiente de altura y el área de la cuenca según la siguiente ecuación:

$$\text{Índice de Melton} = \frac{\Delta H}{\sqrt{A}} = \frac{(2,165 - 1,009)}{\sqrt{27,47}} = 0,22$$

Donde ΔH corresponde a la diferencia de cotas máxima y mínima de la cuenca (en kilómetros), y A corresponde al área de la cuenca en kilómetros cuadrados. Reemplazando los valores obtenidos en la caracterización morfométrica se obtiene un índice de Melton de 0.22, lo cual según Wilford y colaboradores (2004), se traduce en una cuenca propensa a desarrollar principalmente procesos de inundaciones, aunque cercano al límite en el que se distingue las inundaciones de los denominados “*Debris floods*” si se considera en conjunto con la variable de longitud axial de la cuenca.

3.3.3 Análisis multitemporal

La elaboración de un análisis de los registros fotográficos históricos permitió establecer rangos de tiempo para la ocurrencia de diferentes procesos morfodinámicos, dentro de los cuales están tanto los movimientos en masa como la migración fluvial de los cauces dentro de la cuenca o la ocurrencia de procesos erosivos o agradacionales fluviales como la erosión remontante en los cursos de agua de la parte terminal de la cuenca o la formación intermitente de lóbulos dentro de la zona de depósito de la cuenca. Los análisis para cada ventana de tiempo se presentan a continuación, y se pueden observar desde la **Figura 3-11** a la **Figura 3-17**.

Año 1938: Se observa la ocurrencia reciente de un flujo no canalizado en la porción media de la cuenca, derivado de varios movimientos en masa en la vertiente sureste en el Cerro La Vieja (**Figura 3-11**). El movimiento principal es un deslizamiento rotacional con su corona bien definida, que sumado a otros deslizamientos y la acción hidrológica del agua de escorrentía se convierte aguas abajo en un gran flujo de detritos (visible en tonos

blanquecinos), que pasa cerca del suroriente de la cabecera municipal, sin embargo, se observa en el área fuente que existen remanentes de roca altamente susceptibles a nuevos movimientos en masa debido a la cercanía a planos de fracturas o de estratificación. En la parte alta de la cuenca se observa una gran porción de terreno con cobertura boscosa tanto en las vertientes como en los cauces sin evidencias de depósitos o movimientos aguas arriba del cono del cerro La Vieja, y también se observa en la porción media de la cuenca que el depósito del flujo no ocupa el lecho mayor del abanico. En cuanto a la zona terminal del abanico se destaca la ausencia de los drenajes menores que llegan directo al río Cravo Sur, por lo cual se concluye que el flujo que generó el depósito anterior al mencionado, y cuyo alcance claramente arribó al río, tiene relativamente poco tiempo. El cauce de la quebrada Grande ocupó en su momento lo que actualmente es un canal menor, el cual presenta una bifurcación en un patrón de drenaje dicotómico y por donde transitaron los sedimentos más finos y remanentes del flujo, mientras que en la zona de dominio actual de la quebrada en la parte terminal no se observa ningún drenaje activo.

Año 1954: En la década del 50 se tiene la evidencia de un nuevo flujo reciente no canalizado de mayores proporciones, detonado por diferentes deslizamientos y flujos superficiales en la misma área fuente y que originaron el actual cono del cerro La Vieja. El flujo de la época alcanzó la cabecera municipal, y los sedimentos finos fueron distribuidos en 6 canales diferentes, dentro de los cuales se encuentra el actual cauce de la quebrada Grande, el cauce actual de la Quebrada el Zorro y otros 4 afluentes que se formaron por el proceso de incisión y erosión remontante en la parte terminal del abanico **Figura 3-12**. En la parte alta de la cuenca se tiene una pérdida importante de cobertura boscosa en la margen derecha de la quebrada Grande y la ocurrencia de movimientos en masa en la vertiente noroccidental de la cuenca. En la porción media de la cuenca se observa cómo el flujo ocupó el lecho mayor del abanico de extremo a extremo de las vertientes, y se forma un entrelazamiento de líneas de drenaje sobre los depósitos que transportan el caudal líquido posterior al evento mientras se estabilizan los sedimentos.

Año 1976: Para la década de los años 70 se observan procesos activos en el cerro La Vieja que corresponden a flujos menores conducidos por los canales labrados sobre la ladera del cerro (**Figura 3-13**). Se tienen en la parte alta de la cuenca dos movimientos en masa activos en la vertiente suroriental de la cuenca y la mayor pérdida de cobertura boscosa hacia ambas márgenes de la quebrada Grande, mientras el resto de los

movimientos en masa parecen estar inactivos. De igual manera se observa cómo la quebrada Colorada, la cual desciende del cerro la Vieja es un afluente de la quebrada Grande, y presenta procesos de desborde en la parte media de la cuenca, que no tuvieron repercusión en el casco urbano. En cuanto a la parte distal del abanico se observa mayor incisión en los nuevos drenajes y un abandono de los drenajes dicotómicos antiguos de la Quebrada Grande, quedando funcionales para caudales menores por escorrentía asociada a precipitaciones o afloramientos del nivel freático. De igual manera el cauce de la quebrada El Zorro se encuentra mejor demarcado por la incisión de sus aguas en los depósitos antiguos.

Año 1985: En esta época se tiene la reactivación de unos procesos menores en el cerro La Vieja (**Figura 3-14**), los cuales alimentan de manera continua el cono de deyección de la quebrada Colorada, y se observan avances en los procesos de erosión de la ladera sobre la cual discurre la Quebrada Grande en la parte alta de la cuenca. Asimismo, se tiene una separación del flujo descendiente del cerro La Vieja, puesto que la quebrada formada por la zona sur de la ladera (la actual Quebrada Colorada), se convierte en afluente de la quebrada El Zorro aguas abajo, mientras que la quebrada formada en la zona norte de la ladera continúa siendo afluente de la quebrada Grande, cuyas aguas discurren en un cauce que se dispone de manera paralela y muy cercana a la vía Labranzagrande-Paya. De la misma fecha no se tienen fotografías de la parte distal del abanico, por lo cual no se tiene referencia de los procesos ocurridos en dicha zona, sin embargo, se observa que el flujo de la quebrada Grande luego del paso por la cabecera municipal se recuesta sobre la margen norte del abanico, donde actualmente se observan terrazas de acumulación.

Año 1991: Para esta época se observa que la quebrada Grande ahora discurre sobre la margen noroeste del lecho mayor del abanico muy ceñida al trazo montañoso de la vertiente noroeste de la cuenca (**Figura 3-15**), y que es actualmente el cauce principal de la misma. En cuanto a la parte distal del abanico se tiene un ligero progreso en el proceso de incisión de los canales directos al Cravo Sur, siendo más evidente la formación de un canal permanente para la quebrada el Zorro luego de su descenso de la vertiente sureste de la cuenca al lecho mayor del abanico. En la parte final de la quebrada Grande antes de su desembocadura, se observa cómo su cauce migró de nuevo hacia el suroeste, dejando

como consecuencia los depósitos de terraza descritos en el apartado de unidades geomorfológicas. El casco urbano presentó crecimiento considerable y no se vio afectado por nuevos procesos asociados a flujos.

Año 2004: En estas imágenes se observa una alta movilidad del cauce de la quebrada Grande, el cual presenta una relativamente alta sinuosidad por desbordes y recaptura de sus paleocanales que van paralelos a la vía (**Figura 3-16**). Se observa cómo la zona fuente del cerro La Vieja se mantiene estable mientras recupera su cobertura vegetal y se observa la construcción de la vía nueva Labranzagrande-Pisba ascendiendo por la vertiente noroeste de la cuenca, lo que produjo movimientos en masa de menor envergadura asociadas a la inestabilidad de los taludes en aquellas zonas puntuales.

Actualidad: En las imágenes satelitales de Google Earth y de Sentinel de los años 2015 y 2018 respectivamente se observa una estabilidad general para toda la cuenca, con ausencia de movimientos en masa de mayor relevancia. Se tiene una mayor colonización de cobertura de bosque de galería en las áreas de los canales del frente del abanico, y se tiene una configuración del canal de la quebrada Grande mucho más definido hacia la margen del sector noroeste de la cuenca (**Figura 3-17**), lo cual se traduce en procesos de incisión y erosión continua en dicho sector.

Figura 3-11: Drenajes, movimientos en masa y depósitos de flujo asociados a un evento de avalancha de detritos. Año 1938.

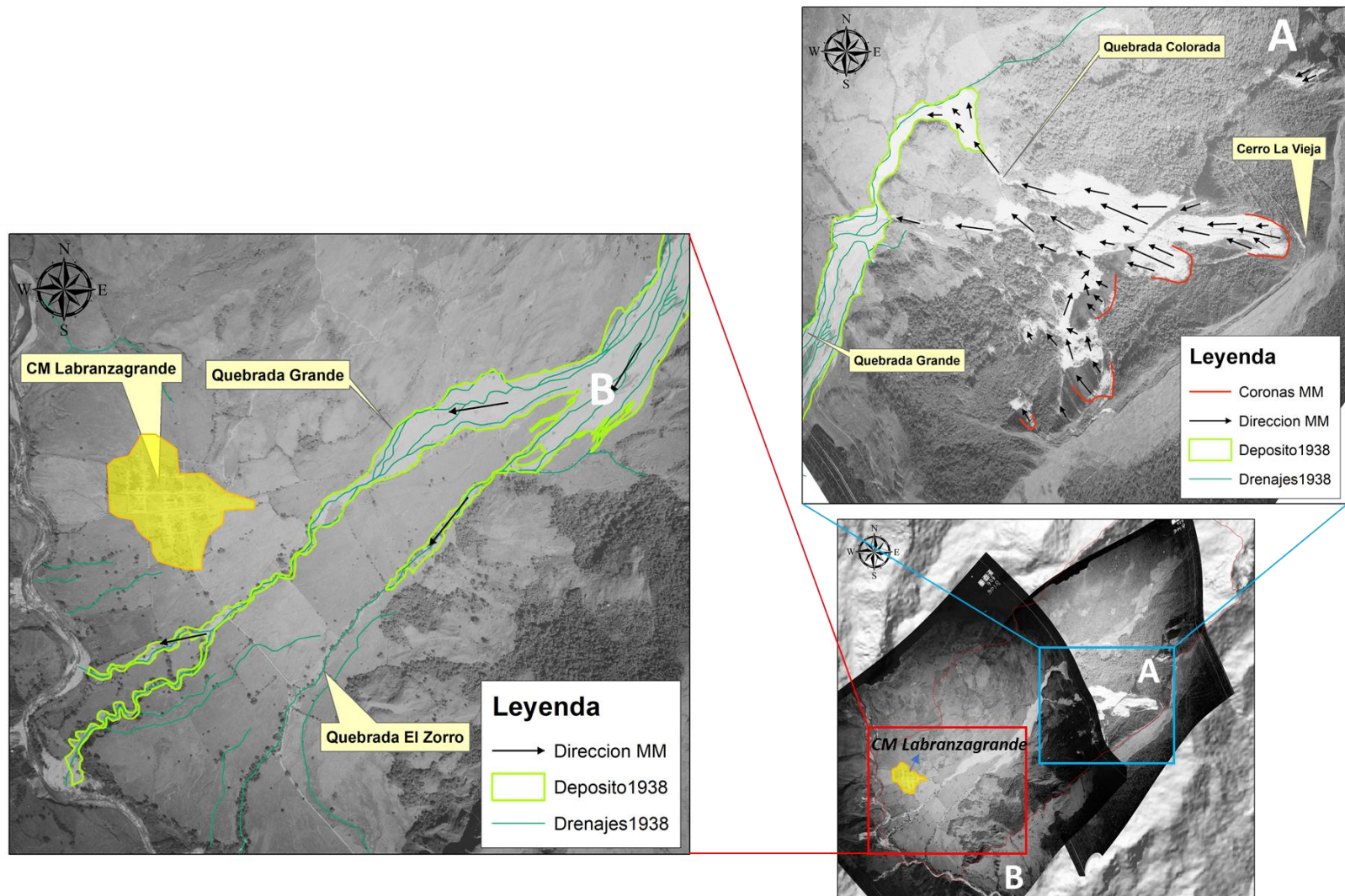


Figura 3-12: Drenajes, movimientos en masa y depósitos de flujo asociados a un evento de avalancha de detritos. Año 1955

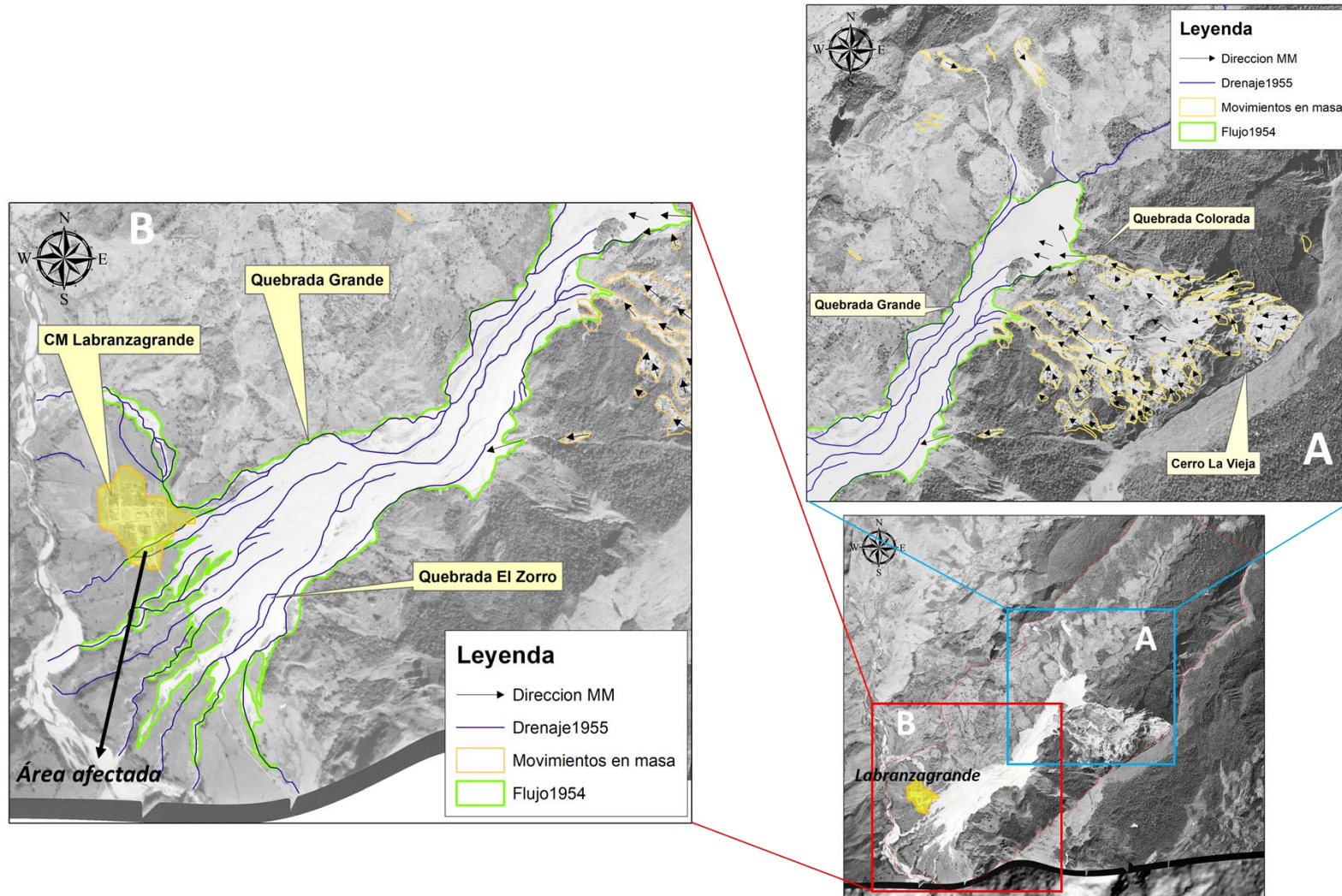


Figura 3-13: Drenajes, movimientos en masa en reposo y direcciones de flujo. Año 1976

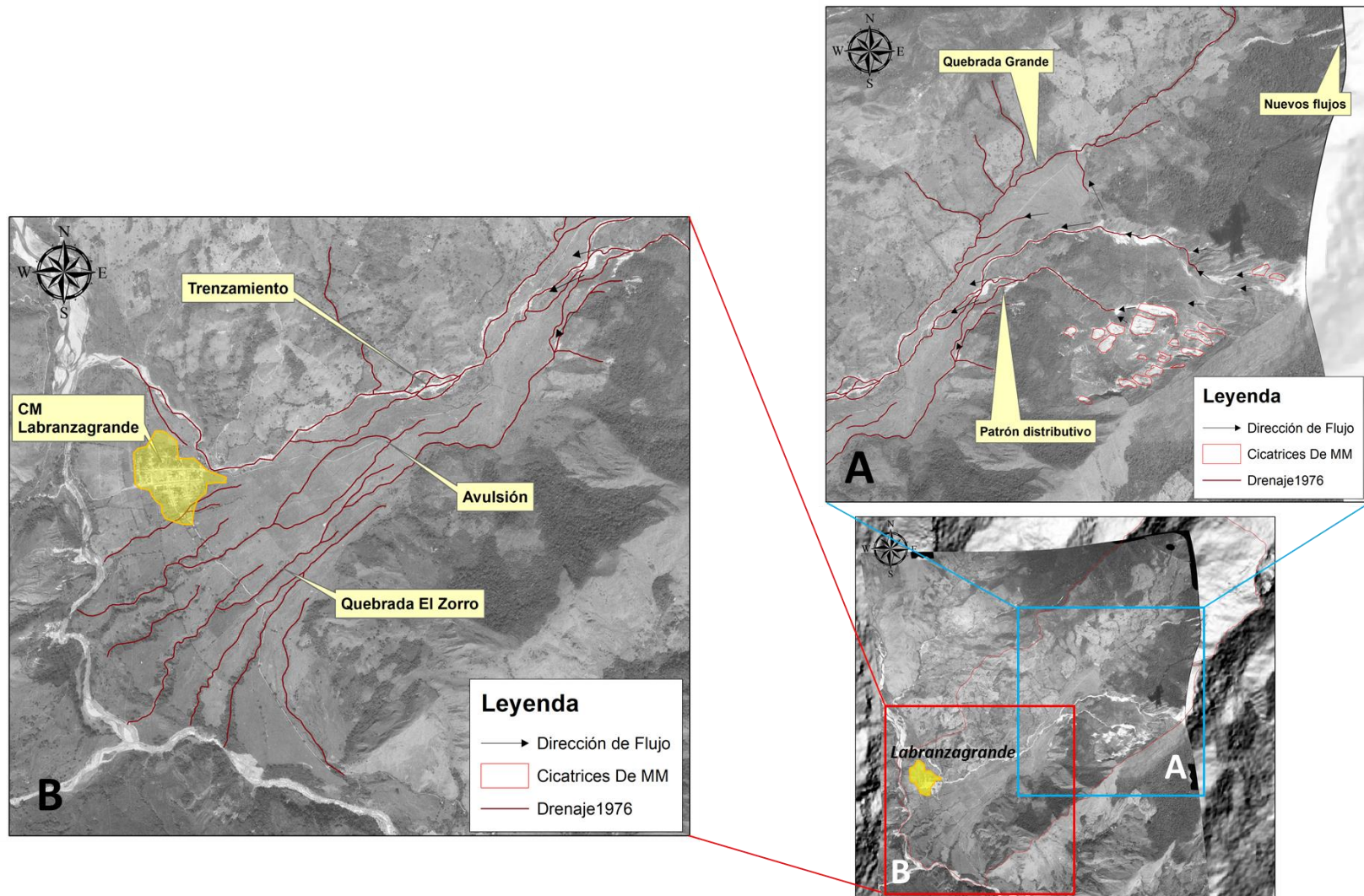


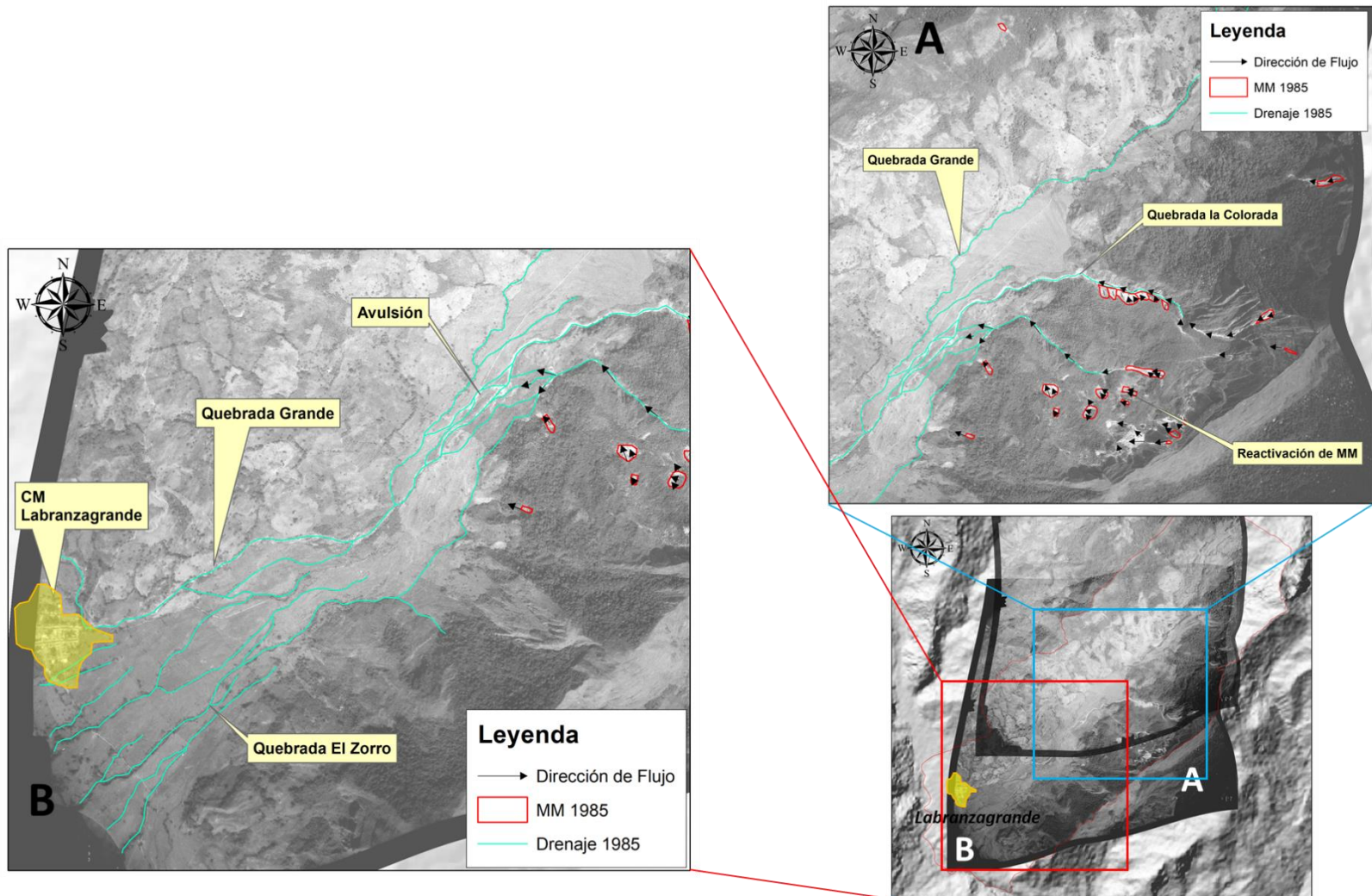
Figura 3-14: Drenajes, reactivación de movimientos en masa, direcciones de flujo y procesos de avulsión. Año 1985

Figura 3-15: Drenajes, movimientos en masa activos, direcciones de flujo y procesos de captura fluvial y trenzamiento. Año 1991

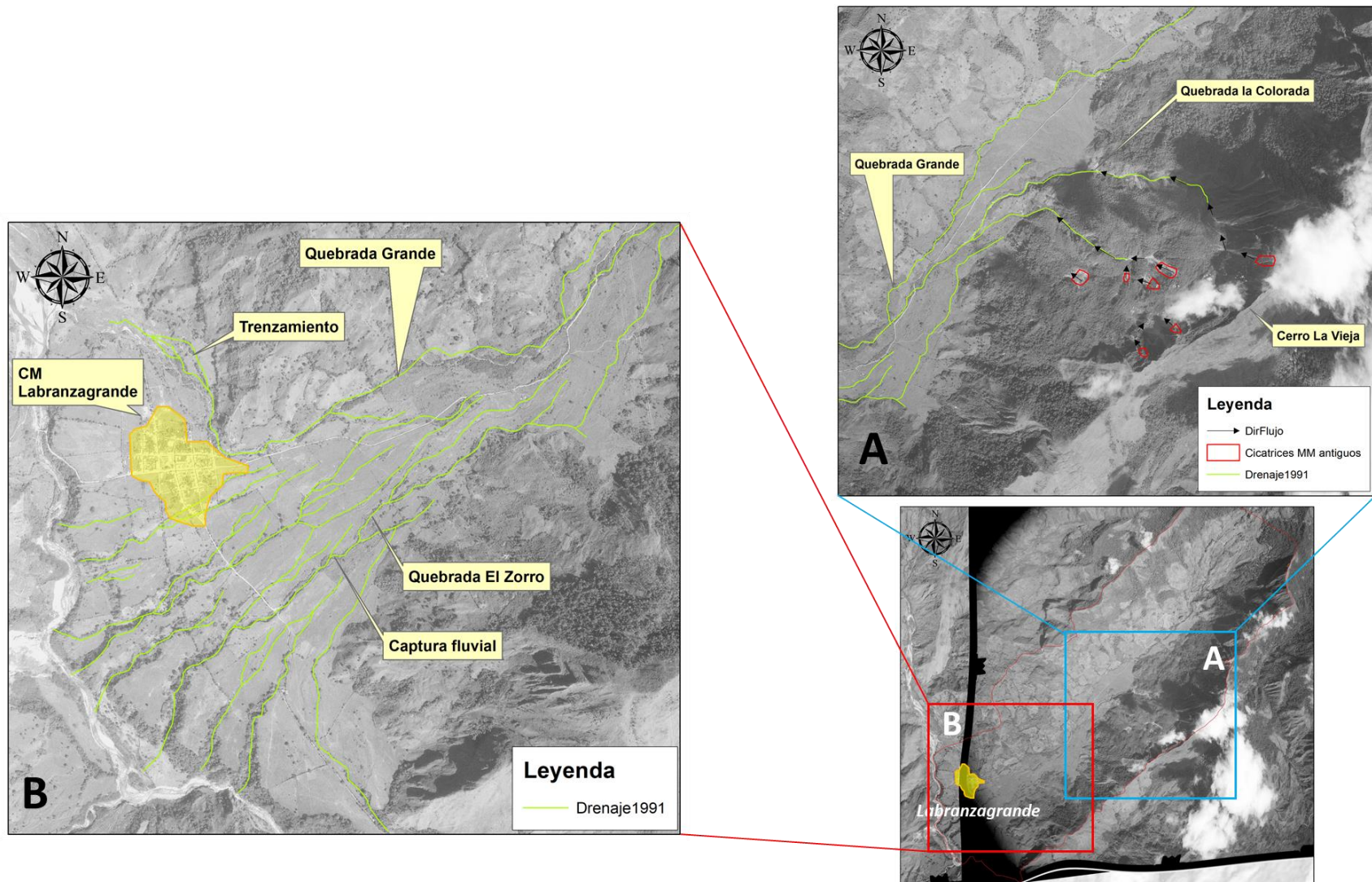


Figura 3-16: Drenajes y aporte constante de sedimentos desde cicatrices de movimientos en masa. Año 2004

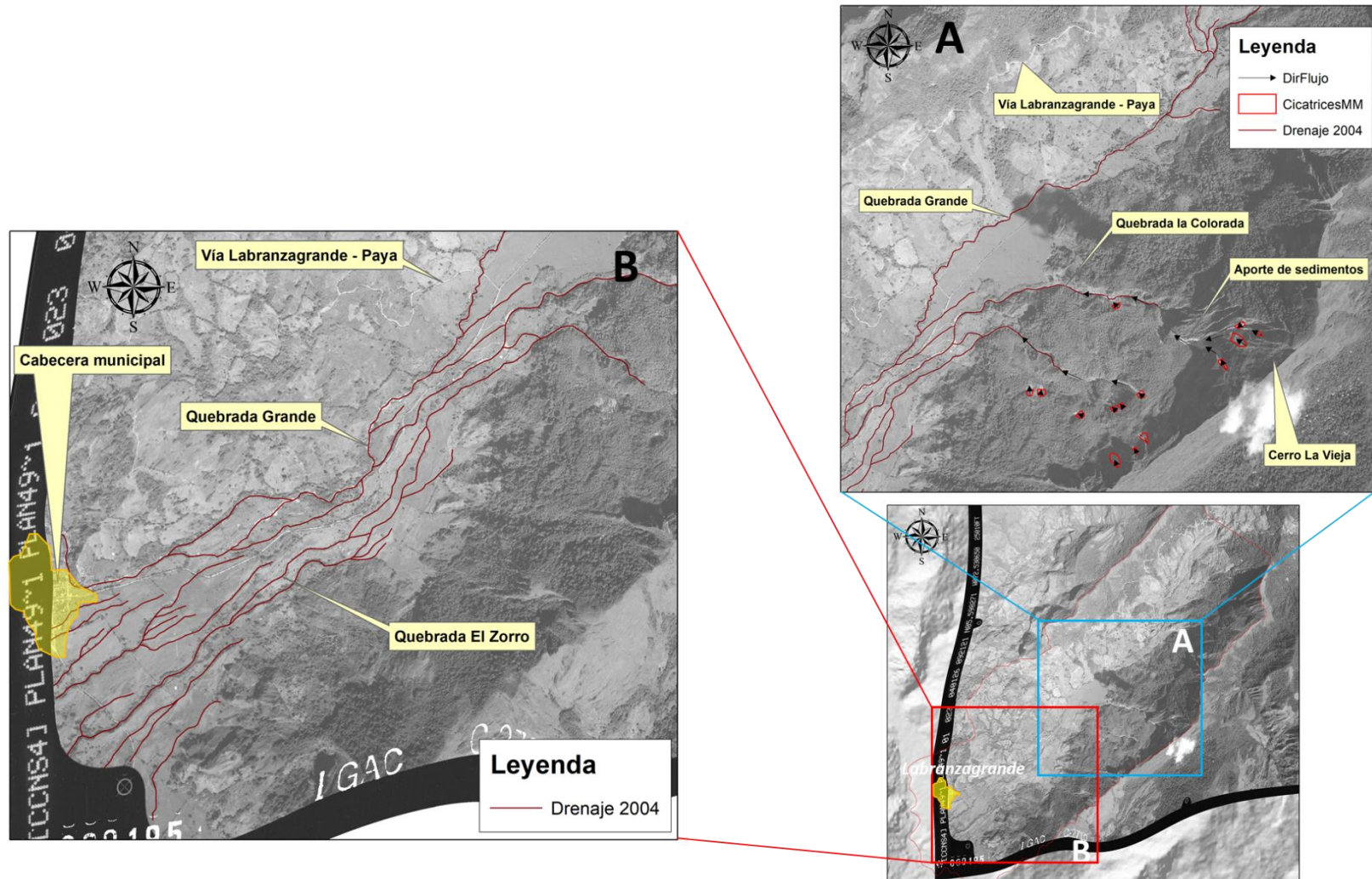


Figura 3-17: Drenajes y zonas actuales de aporte. 2018

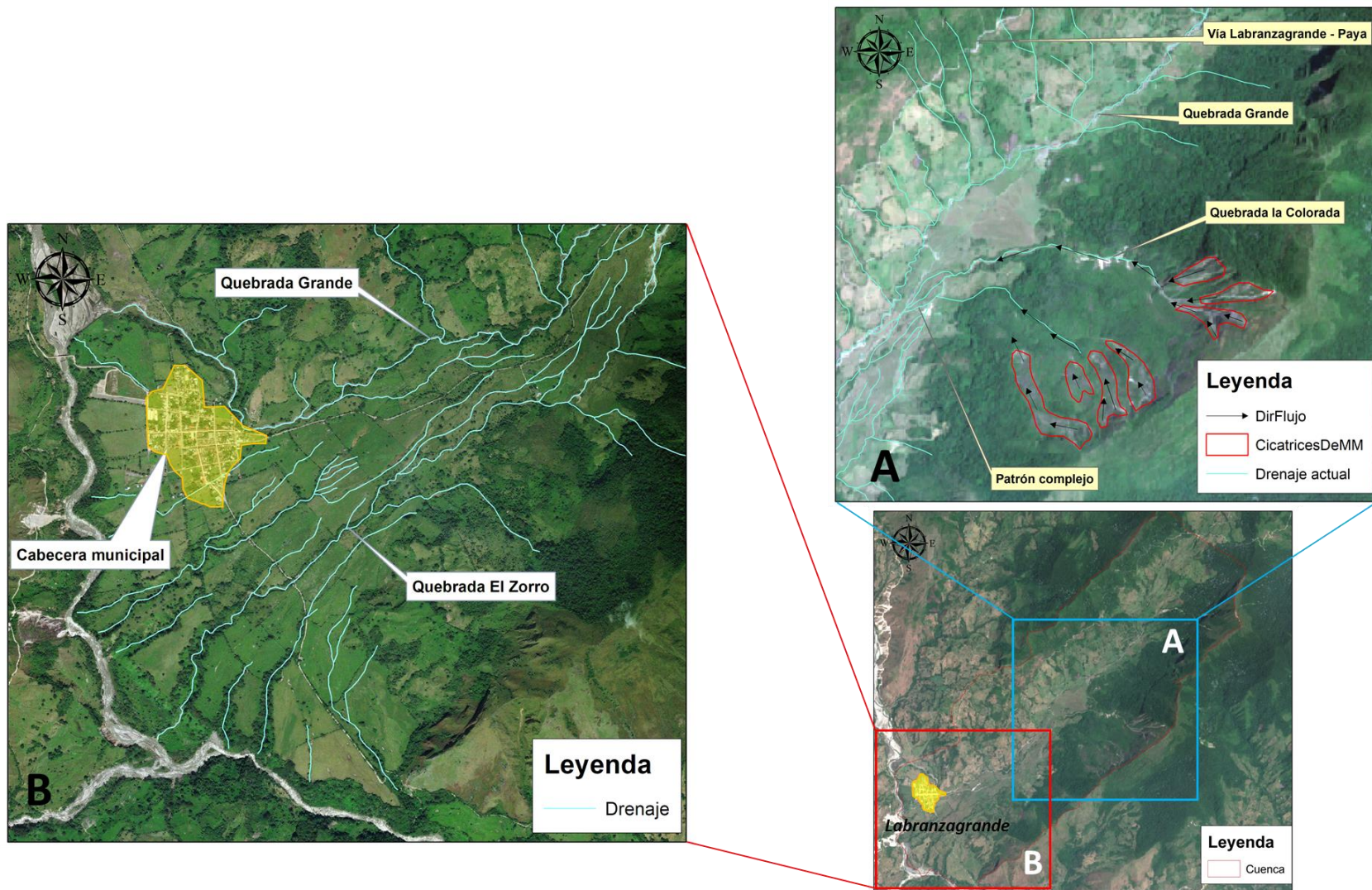
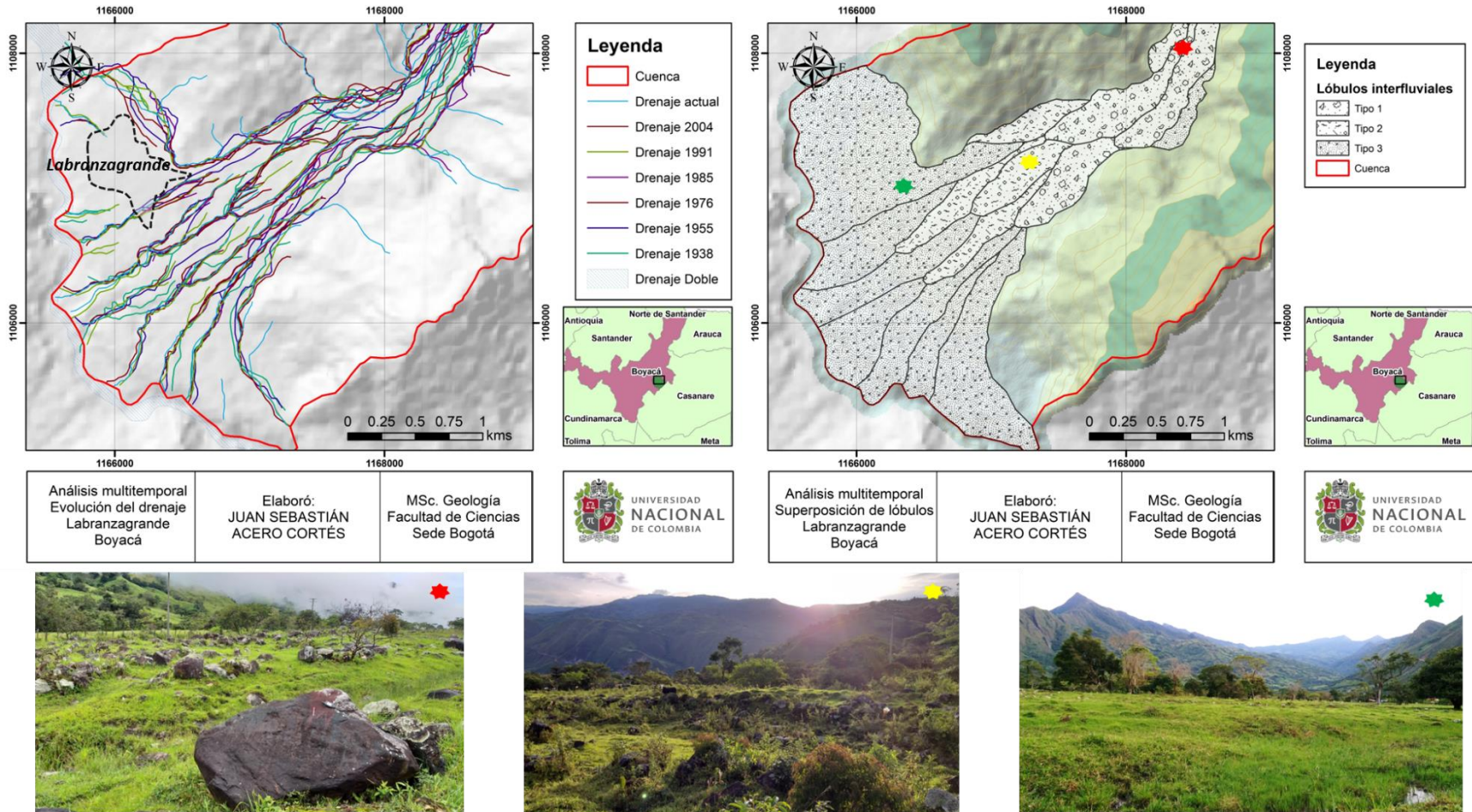


Figura 3-18: Lóbulos de flujos antiguos entre drenajes históricos y su gradación granulométrica.



A partir de la evolución morfológica de la cuenca y los respectivos cauces y vertientes observados en el análisis multitemporal, se realizó una sobreposición de los drenajes históricos con el fin de observar los cambios en sus trazos y resaltar la evidencia de lóbulos de flujo entre cada uno de ellos, los cuales obedecen a procesos históricos formadores del abanico. Esto partiendo del hecho que el abanico no pudo haber sido formado por un solo evento, sino que se compone de diferentes flujos cuya respuesta es diferencial según la configuración del terreno, y que cada evento supone la formación de un depósito en las áreas donde consecuentemente la topografía es más baja en relación con sus alrededores por efectos de la erosión o por la sedimentación en las zonas contiguas, y donde los drenajes se posicionan posteriormente rodeando dichos depósitos. En tal sentido, se observa que el abanico comprende una gran cantidad de procesos formadores cuyos alcances, materiales y propagación han sido muy variables, y que los 2 eventos más recientes (los de 1938 y 1954), tuvieron una magnitud similar a la de los lóbulos tipo 2 de la **Figura 3-18**. La clasificación en tipos de lóbulos obedece a la variación granulométrica observada en campo, donde los materiales más gruesos son de tipo 1 con predominio de bloques con diámetros superiores a 1m; los lóbulos de tipo 2 se encuentran compuestos predominantemente por bloques con diámetros entre 50cm y 1m, y los lóbulos tipo 3 tienen predominio de materiales finos tipo grava con aparición esporádica de bloques hasta de 50cm. Dicho comportamiento de gradación refleja la variación en la magnitud de los eventos, reflejando de manera indirecta los grados de amenaza por este tipo de procesos.

3.3.4 Inventario de procesos morfodinámicos

A partir de las imágenes históricas de la cuenca se delimitaron las zonas de cabecera o despegue de los principales movimientos en masa ocurridos en la ventana de tiempo comprendida entre el año 1938 y 2019, así como aquellas zonas en las que existe evidencia de desprendimiento por propagación de la superficie de rotura. Como punto de partida se utilizó la clasificación de movimientos en masa propuesta inicialmente por Varnes (1954), y complementada posteriormente por Hungr (2014), la cual utiliza los criterios de material involucrado, velocidades del movimiento, magnitudes (en términos volumétricos), granulometrías de los depósitos, ambiente morfogenético y dureza, para diferenciar los procesos en 6 grandes tipos de movimiento los cuales son caídas, volcamientos, deslizamientos, propagaciones, flujos y deformaciones de taludes, y 32 tipos de movimientos en masa dentro de estas 6 categorías. Ver **Figura 3-19**. Si bien el enfoque

de la investigación está dirigido a procesos tipo flujo, es relevante considerar los demás tipos de movimientos de velocidades rápidas como deslizamientos y caídas, puesto que la ocurrencia masiva de este tipo de eventos puede generar procesos tipo flujos en condiciones que lo propicien (*idem*), como ocurre en la cuenca de estudio. El proceso de clasificación correspondió a la identificación mediante fotointerpretación multitemporal y a su posterior inspección en campo, priorizando la observación de la granulometría de los depósitos y el mecanismo de falla.

Figura 3-19: Clasificación de movimientos en masa según Varnes y Hungr

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. <i>Rock/ice</i> fall ^a	2. <i>Boulder/debris/silt</i> fall ^a
Topple	3. <i>Rock block</i> topple ^a	5. <i>Gravel/sand/silt</i> topple ^a
	4. <i>Rock flexural</i> topple	
Slide	6. <i>Rock rotational</i> slide	11. <i>Clay/silt</i> rotational slide
	7. <i>Rock planar</i> slide ^a	12. <i>Clay/silt</i> planar slide
	8. <i>Rock wedge</i> slide ^a	13. <i>Gravel/sand/debris</i> slide ^a
	9. <i>Rock compound</i> slide	14. <i>Clay/silt</i> compound slide
	10. <i>Rock irregular</i> slide ^a	
Spread	15. <i>Rock slope</i> spread	16. <i>Sand/silt</i> liquefaction spread ^a
		17. <i>Sensitive clay</i> spread ^a
Flow	18. <i>Rock/ice</i> avalanche ^a	19. <i>Sand/silt/debris</i> dry flow
		20. <i>Sand/silt/debris</i> flowslide ^a
		21. <i>Sensitive clay</i> flowslide ^a
		22. <i>Debris</i> flow ^a
		23. <i>Mud</i> flow ^a
		24. <i>Debris</i> flood
		25. <i>Debris</i> avalanche ^a
		26. <i>Earth</i> flow
		27. <i>Peat</i> flow
Slope deformation	28. <i>Mountain</i> slope deformation	30. <i>Soil</i> slope deformation
	29. <i>Rock</i> slope deformation	31. <i>Soil</i> creep
		32. <i>Solifluction</i>

Fuente: (Oldrich Hungr et al., 2014).

De acuerdo con lo observado en las diferentes imágenes históricas de la cuenca, se identificaron 78 movimientos en masa de 14 categorías diferentes (**Figura 3-20** y **Figura 3-21**), de los cuales la tipología predominante es la de flujo de detritos con 37 eventos que corresponde al 47% del total del inventario de movimientos (**Figura 3-22**).

Figura 3-20: Inventario multitemporal de movimientos en masa en la cuenca de la quebrada Grande, sobre imagen Landsat 2018. *Fuente: Autor.*

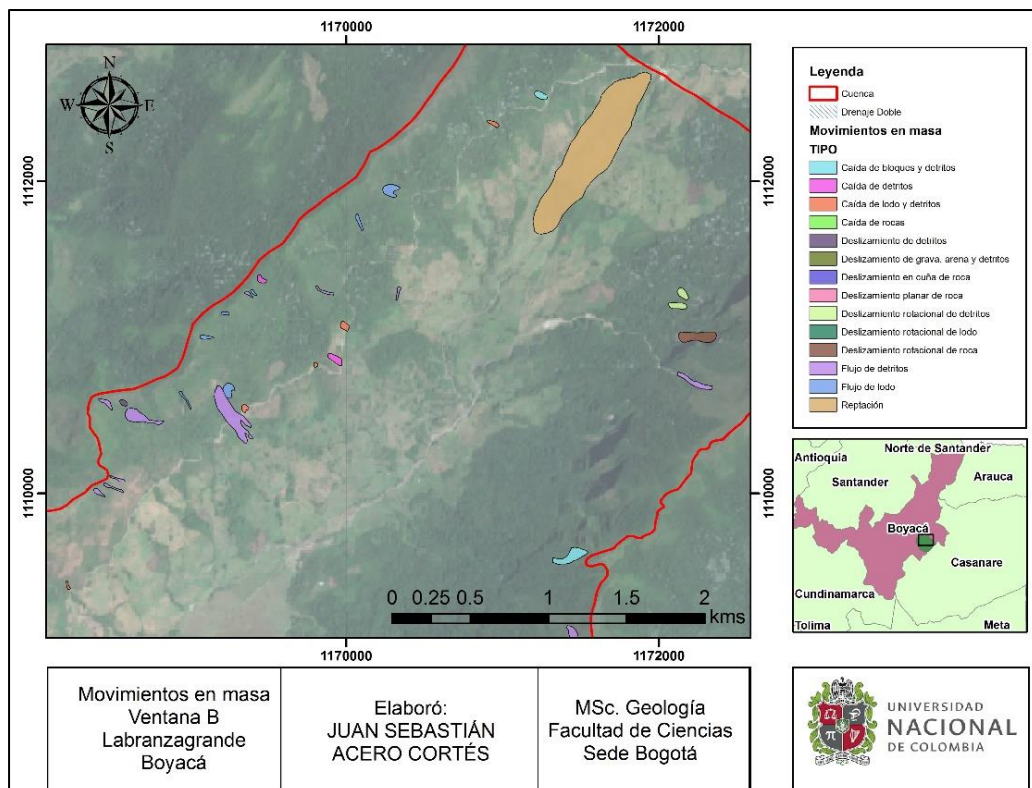
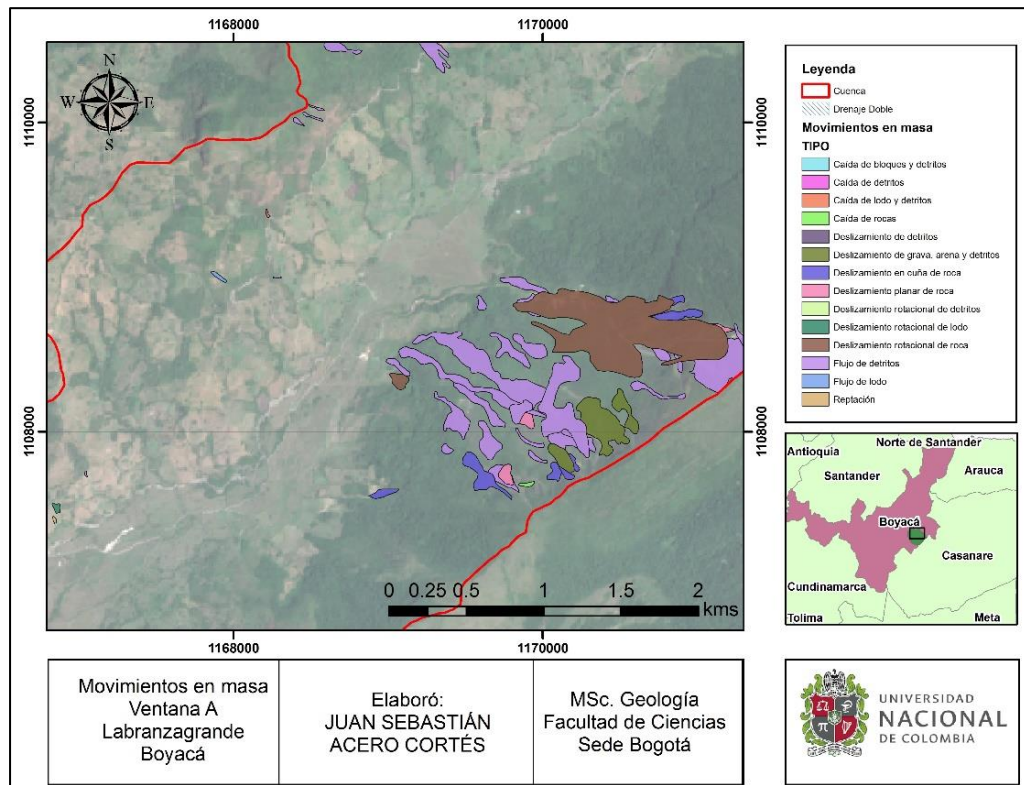
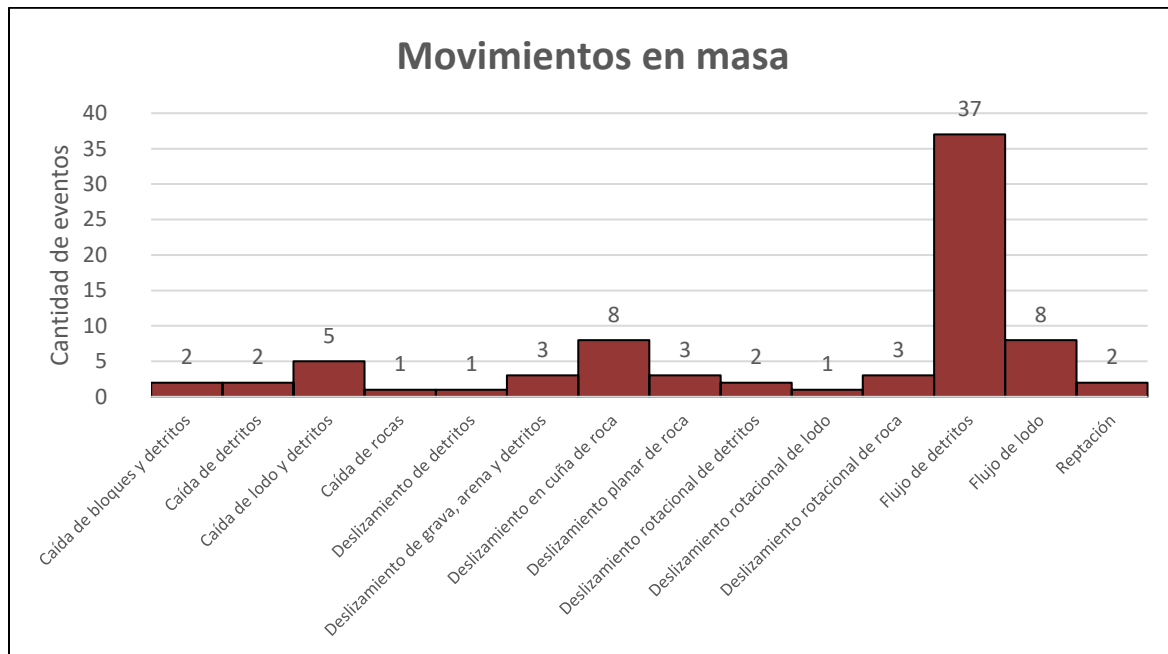
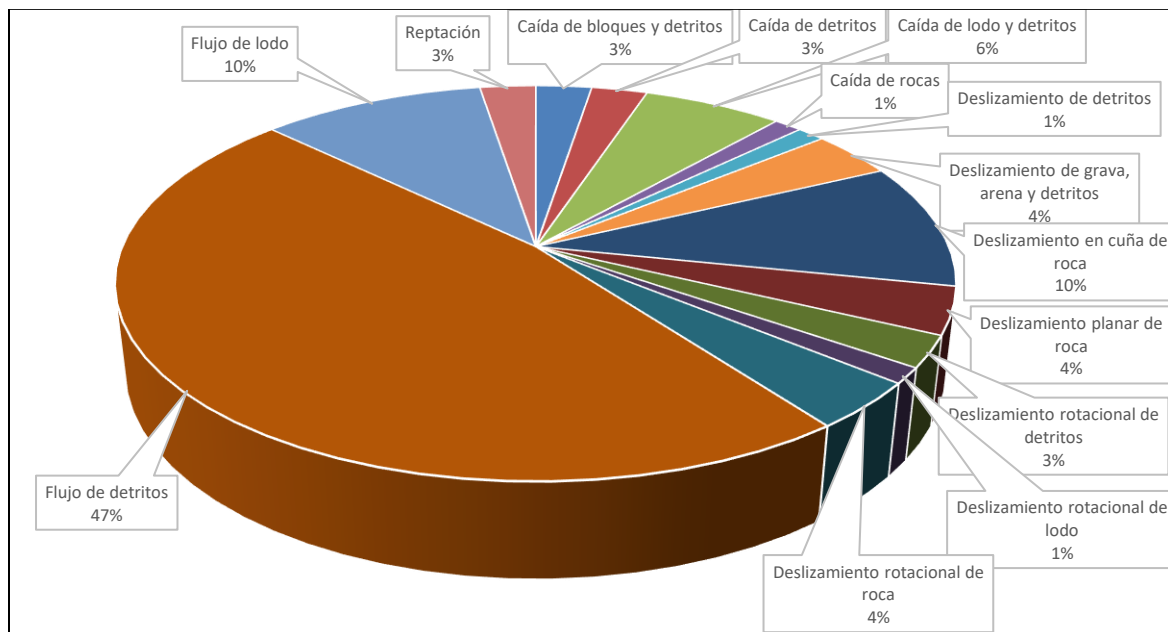


Figura 3-21: Gráfico de barras para eventos según tipo de movimiento



Fuente: Autor.

Figura 3-22: Distribución porcentual de movimientos en masa según tipología



Fuente: Autor.

En concordancia con las observaciones de campo y de las fotografías aéreas históricas, los eventos que han generado la formación del depósito del abanico de Labranzagrande son principalmente la interacción de varios tipos de procesos: deslizamientos, caídas y flujos de detritos en las vertientes de la cuenca en canales de drenajes de órdenes 1 y 2 de acuerdo a la clasificación de Strahler (1957), los cuales forman los conos de depósito en la parte alta y media de la cuenca y la carga sólida para la formación de un proceso de avalancha de detritos, en donde la pendiente y el caudal de descarga permiten un arrastre de material en un régimen de flujo de tipo “alfombra” en una topografía no confinada (Oldrich Hungr et al., 2014), hasta la desembocadura o límite con el río Cravo sur. Una vez el evento cesa, la dinámica de escorrentía se desarrolla sobre el nuevo depósito generando canales temporales, que posteriormente son abandonados cuando los cauces principales, en este caso las quebradas Grande, El Zorro y Colorada, retoman sus cauces antiguos. La evidencia más clara de este proceso es la presencia de drenajes intermitentes en medio de los lóbulos definidos en campo y en el análisis multitemporal, disectados por el flujo de la escorrentía descendente por la superficie mayor del abanico (**Fotografía 3-20**).

Fotografía 3-20: Lóbulos disectados en el punto E=1.168.158 y N=1.107.544.



Fuente: Autor.

3.4 Coberturas y usos del suelo

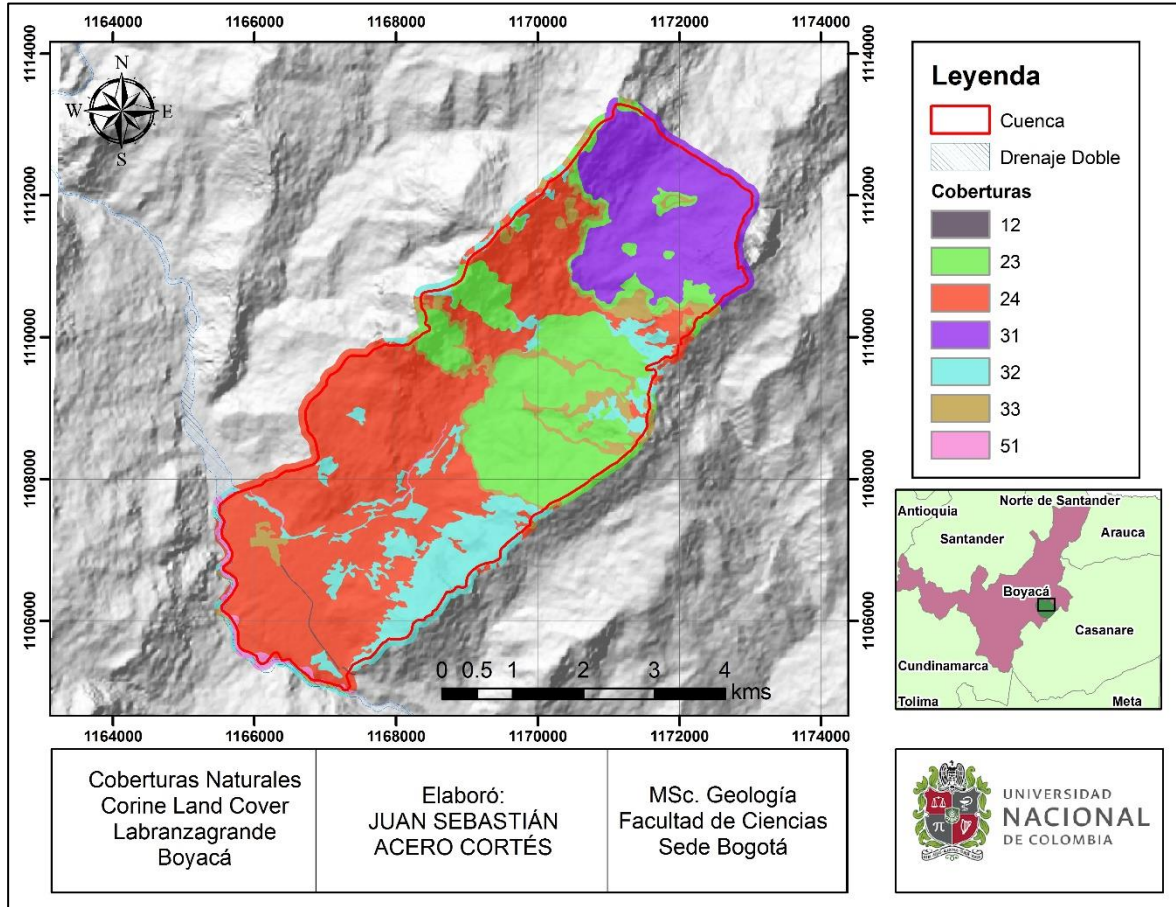
Como parte de los factores analizados que influyen en la estabilidad del terreno se utilizaron las coberturas de la tierra identificadas y clasificadas según la metodología Corine Land Cover adaptada para el territorio colombiano (IDEAM, 2010), y delimitadas en el estudio de Corporinoquia (2018). La clasificación citada permite la separación jerarquizada de unidades de terreno por encima de la capa de suelo en 5 grandes grupos: territorios artificializados (1), territorios agrícolas (2), bosques y áreas seminaturales (3), áreas húmedas (4) y superficies de agua (5). De allí se parte aumentando la escala para subdividir dichos territorios, denotando un número posterior al que corresponda para cada uno de los grandes grupos descritos según se encuentre en la leyenda, y colocando un número posterior según se aumente el detalle. Para el área de estudio se utilizaron las coberturas nivel 2 (**Figura 3-23**), y se encontraron los siguientes tipos de coberturas:

Tipo 12: Zonas industriales o comerciales y redes de comunicación. “*Comprende los territorios cubiertos por infraestructura de uso exclusivamente comercial, industrial, de servicios y comunicaciones. Se incluyen tanto las instalaciones como las redes de comunicaciones que permiten el desarrollo de los procesos específicos de cada actividad*” (IDEAM, 2010). Para el área de estudio corresponde a la infraestructura vial que comunica a la población de Labranzagrande con el municipio de Yopal.

Tipo 23: Pastos limpios. “*Comprende las tierras cubiertas con hierba densa de composición florística dominada principalmente por la familia Poaceae, dedicadas a pastoreo permanente por un período de dos o más años*” (IDEAM, 2010). Esta cobertura no desarrolla estructuras radiculares profundas, por lo cual su presencia no representa un incremento en la estabilidad del terreno.

Tipo 24: Áreas agrícolas heterogéneas. “*Son unidades que reúnen dos o más clases de coberturas agrícolas y naturales, dispuestas en un patrón intrincado de mosaicos geométricos que hace difícil su separación en coberturas individuales; los arreglos geométricos están relacionados con el tamaño reducido de los predios, las condiciones locales de los suelos, las prácticas de manejo utilizadas y las formas locales de tenencia de la tierra*” (IDEAM, 2010). Por ser áreas constantemente intervenidas con prácticas como el arado o el tránsito de personas o de maquinaria, pueden representar un factor de inestabilidad del terreno.

Figura 3-23: Mapa de coberturas del suelo según Corine Land Cover



Fuente: Modificado de Corporinoquia (2018).

Tipo 31: Bosques. “Comprende las áreas naturales o seminaturales, constituidas principalmente por elementos arbóreos de especies nativas o exóticas. Los árboles son plantas leñosas perennes con un solo tronco principal, que tiene una copa más o menos definida. De acuerdo con FAO (2001), esta cobertura comprende los bosques naturales y las plantaciones”. Para la leyenda de coberturas de la tierra de Colombia, “en esta categoría se incluyen otras formas biológicas naturales, tales como la palma y la guadua” (IDEAM, 2010). Esta cobertura generalmente contribuye al aumento de la estabilidad del terreno.

Tipo 32: Áreas con vegetación herbácea y/o arbustiva. “Comprende un grupo de coberturas vegetales de tipo natural y producto de la sucesión natural, cuyo hábito de crecimiento es arbustivo y herbáceo, desarrolladas sobre diferentes sustratos y pisos altitudinales, con poca o ninguna intervención antrópica”. Para la leyenda de Corine Land

Cover adaptada para Colombia, “*en esta clase se incluyen otros tipos de cobertura tales como las áreas cubiertas por vegetación principalmente arbustiva con dosel irregular y presencia de arbustos, palmas, enredaderas y vegetación de bajo porte*” (IDEAM, 2010). Su presencia contribuye en un grado menor a la estabilidad del terreno.

Tipo 33: Áreas abiertas, sin o con poca vegetación. “*Comprende aquellos territorios en los cuales la cobertura vegetal no existe o es escasa, compuesta principalmente por suelos desnudos y quemados, así como por coberturas arenosas y afloramientos rocosos, algunos de los cuales pueden estar cubiertos por hielo y nieve*” (IDEAM, 2010). En estas áreas la acción de los agentes erosivos modeladores es más fuerte, al entrar en contacto directo con las formaciones superficiales (suelo o roca).

Tipo 51: Aguas continentales. “*Son cuerpos de aguas permanentes, intermitentes y estacionales que comprenden lagos, lagunas, ciénagas, depósitos y estanques naturales o artificiales de agua dulce (no salina), embalses y cuerpos de agua en movimiento, como los ríos y canales*” (IDEAM, 2010). En el caso de drenajes juegan un papel importante en la estabilidad de las áreas adyacentes, al ser zonas con potencial erosivo y de arrastre que pueden modificar la base de los taludes.

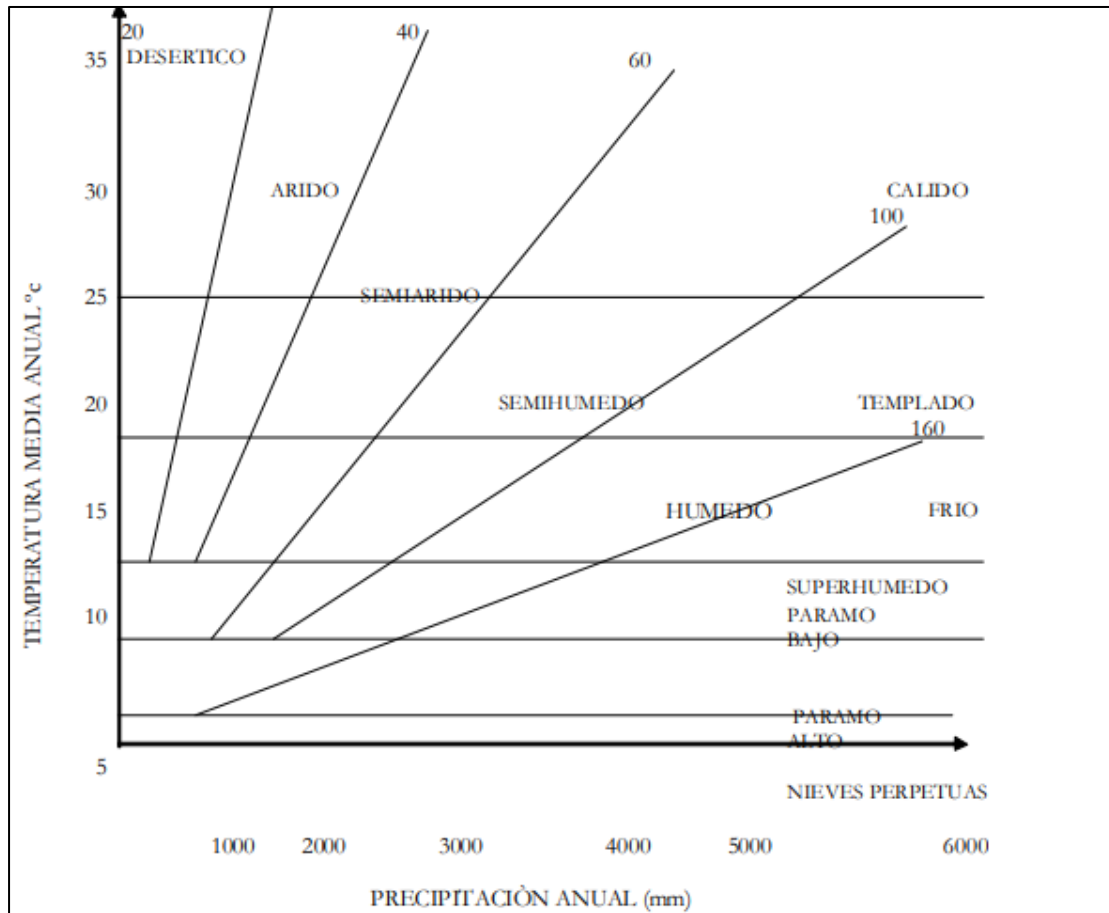
3.5 Clima

Los parámetros climáticos más relevantes derivados de la información meteorológica de estaciones cercanas de la red del IDEAM son la precipitación y la temperatura. A partir de dichos parámetros adicionales a la cota topográfica se permite clasificar el territorio en tipos de clima. El análisis realizado por el Esquema de Ordenamiento Territorial del municipio de Labranzagrande (2004), reconoce 4 tipos de climas de acuerdo con el criterio de altura y temperatura en el mismo según la clasificación de Caldas:

- Climas muy fríos del piso altoandino, entre los 3.300 y 3.650 m.s.n.m., y temperaturas medias anuales entre 9° y 6° C.
- Climas fríos del piso andino, entre los 2.300 y 3.300 m.s.n.m., y temperaturas medias anuales entre 14° y 9°C.
- Climas templados del piso subandino entre los 1.100 y 2.300 m.s.n.m., y temperaturas medias anuales entre 22° y 14°C.
- Climas cálidos del piso subecuatorial, entre 500 y 1.100 m.s.n.m. y temperaturas medias anuales entre 25° y 22°C

El IDEAM en 2012 publicó el mapa de tipos de clima de Colombia según la clasificación de Caldas-Lang (Schaufelber, 1962), la cual utiliza los parámetros de precipitación y temperatura con datos obtenidos de la red nacional de estaciones meteorológicas ordenados según la gráfica de la **Figura 3-24**. En dicho mapa el área de estudio se encuentra ubicado en la confluencia de 3 climas: templado húmedo, frío húmedo y frío super húmedo (**Figura 3-25**), lo cual significa que la temperatura media anual oscila entre los 12°C y los 24°C. Para la precipitación total anual promedio (multianual), el IDEAM presenta en su geovisor la interpolación de datos para la serie de tiempo comprendida entre el año 1971 y 2000, donde el área de estudio se encuentra dentro de las franjas de 2000mm a 3000mm.

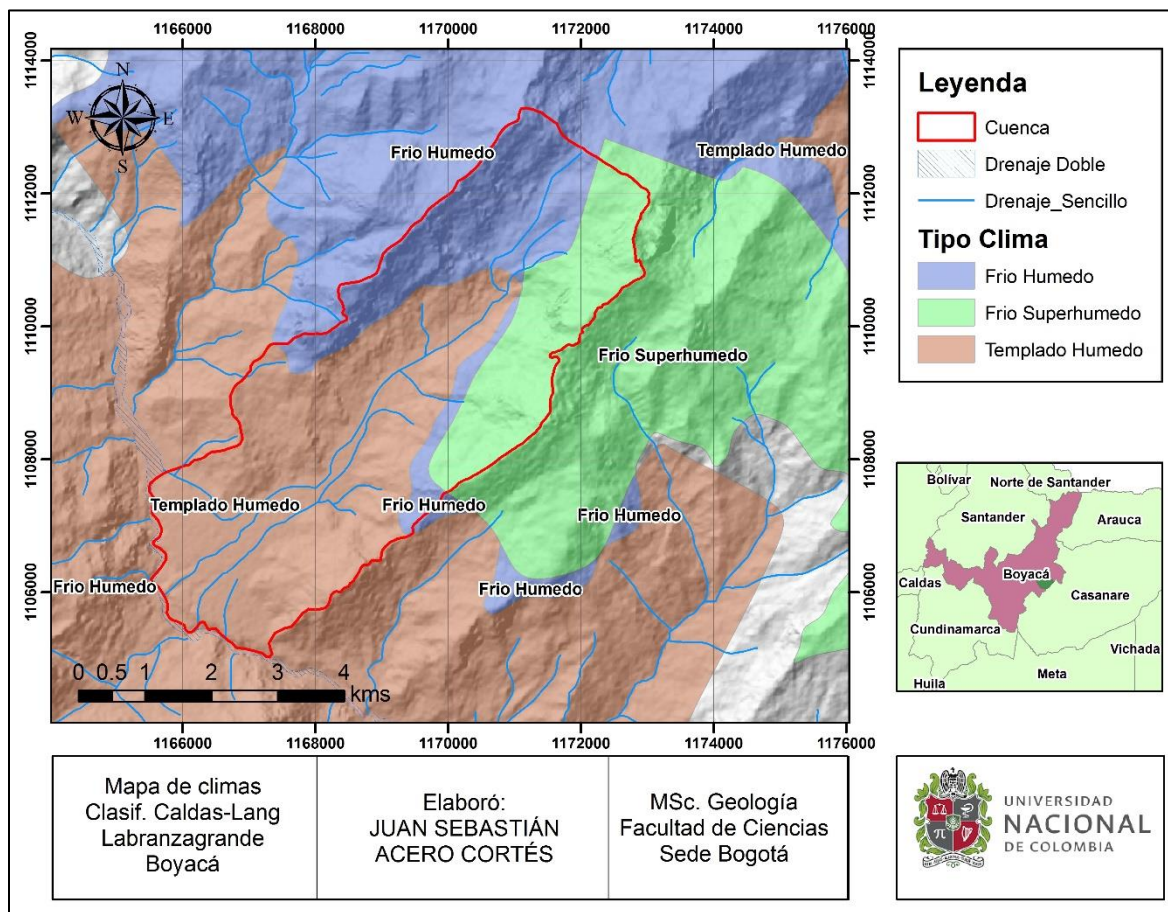
Figura 3-24: Gráfico para la identificación de tipos de clima según Caldas-Lang



Fuente: IDEAM, 2013.

Las variaciones intranuales de precipitación en el sector medio de la cuenca del río Cravo sur, donde se ubica el área de estudio, determinan el régimen de lluvias en un estilo monomodal (Corporinoquia, 2018), en donde se tienen niveles de precipitación mínimos en los meses de diciembre y enero, un nivel máximo de lluvias para el mes de mayo, y un pequeño repunte en las precipitaciones para los meses de septiembre y octubre (**Figura 3-26**). En el capítulo 5.1 se analizará en detalle la relación del comportamiento de lluvias con la ocurrencia de movimientos en masa en la cuenca de estudio.

Figura 3-25: Mapa de tipos de clima en el área de estudio

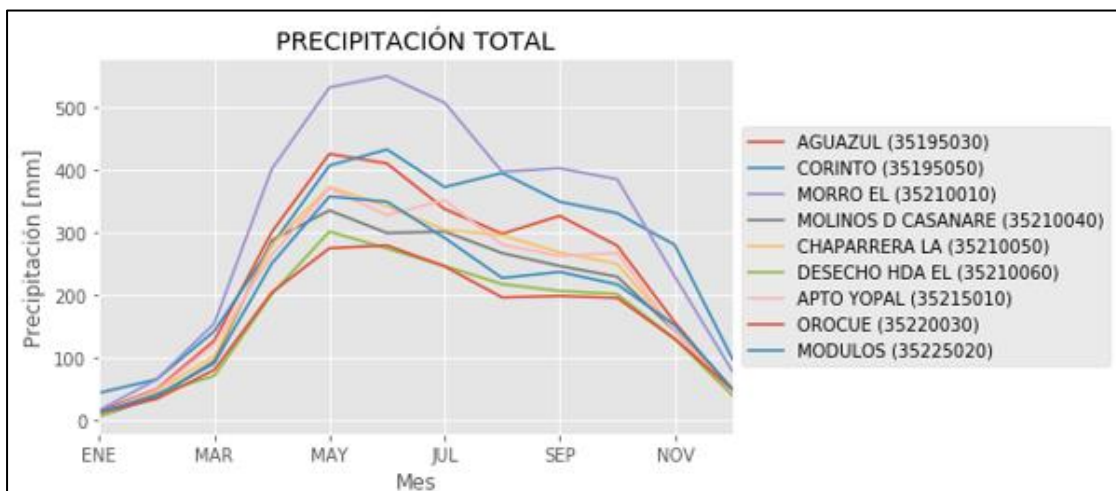


Fuente: Modificado de Corporinoquia (2018).

De acuerdo con el comportamiento de las curvas de precipitación en las distintas estaciones, es de esperarse que las lluvias pico o acumuladas que puedan detonar los movimientos en masa capaces de desencadenar la avalancha de detritos que ocupa el espacio actual del abanico de Labranzagrande se den entre los meses de abril a octubre,

en donde los valores de precipitación acumulada para el mes de agosto considerando los 4 meses anteriores superan el 54% de la precipitación media anual de la serie, lo cual según González de Vallejo (2002), indica una fuerte relación con el desencadenamiento de movimientos de ladera. Sin embargo, 2 de los eventos fuertes de flujos de detritos que han ocurrido en el área (los de los años 1938 y 1992), han sucedido entre los meses de abril y mayo, por lo cual es más posible pensar en un evento de lluvia pico o extrema en vez de lluvias sucesivas acumuladas como el factor detonante de este tipo de procesos en Labranzagrande

Figura 3-26: Gráfico de variación intranual de la precipitación total promedio en el área de estudio



Fuente: Corporinoquia (2018).

Tabla 3-6: Relación entre precipitaciones y desencadenamiento de movimientos de ladera.

Relación entre precipitaciones y desencadenamiento de movimientos de ladera					
Tipo de movimiento	Precipitación anual (mm)		Precipitación en los 3-4 meses previos (mm)		
	Total en el año previo	Media anual de la serie (*)	Total en los meses previos	% P total del año previo	% P media anual de la serie
Deslizamientos	500 a 1.000	500 a 800	300 a 500	50-60 %	≤ 30 %
Flujos de tierra	500 a 800	600 a 700	300 a 400	50-80 %	50-60 %
Flujos de derrubios	≥ 1.300	1.100 a 1.200	350 a 650	30-50 %	50-120 %
Desprendimientos	250 a 700	220 a 450	100 a 250	≤ 30 %	50-130 %

(*) Series analizadas entre 30 y 70 años. P = precipitación (Ferrer y Ayala, 1997).

Fuente: (González de Vallejo et al., 2002)

4. Análisis de susceptibilidad a movimientos en masa

Desde el punto de vista de la evaluación de amenazas naturales, y específicamente en la zonificación de amenaza por movimientos en masa, el primer paso es delimitar aquellas áreas que son más propensas en términos probabilísticos o determinísticos a verse involucradas en procesos de inestabilidad y procesos de ladera, que en términos prácticos se resume en *“la identificación de rasgos propios de estos procesos, evidencias de movimientos y otros signos asociados a su aparición como formas erosivas y de acumulación, depósitos deslizados, grietas y escarpes, daños en construcciones o estructuras, tipos y características de la vegetación, modelos de drenaje, desvío de cauces, entre otros”* (González de Vallejo et al., 2002). Allí recobra importancia la identificación de aquellos depósitos y escarpes identificados previamente en el análisis geomorfológico.

La distribución geográfica de dicha probabilidad representada en vista de planta configura el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa, y obedece a un modelo construido con los valores de entrada considerados, y debidamente procesados y analizados estadísticamente. En la construcción de este mapa se utilizó el método de máxima entropía MAXENT, para el análisis estadístico y distribución de variables asociadas a los movimientos en masa, el cual ha sido explorado por otros autores para el mismo propósito (Felicísimo et al., 2013; Kerekes et al., 2018), junto con la ayuda de software de información geográfica (QGIS, SAGA) para realizar los análisis morfométricos respectivos y procesos de muestreo requeridos.

4.1 Modelo MAXENT

El modelo requiere un inventario de deslizamientos en un área para poder hacer un muestreo de zonas con presencia (*positive*) y zonas con ausencia de deslizamiento (*negative*), donde cada categoría represente el 50% del total de objetos muestreados. El

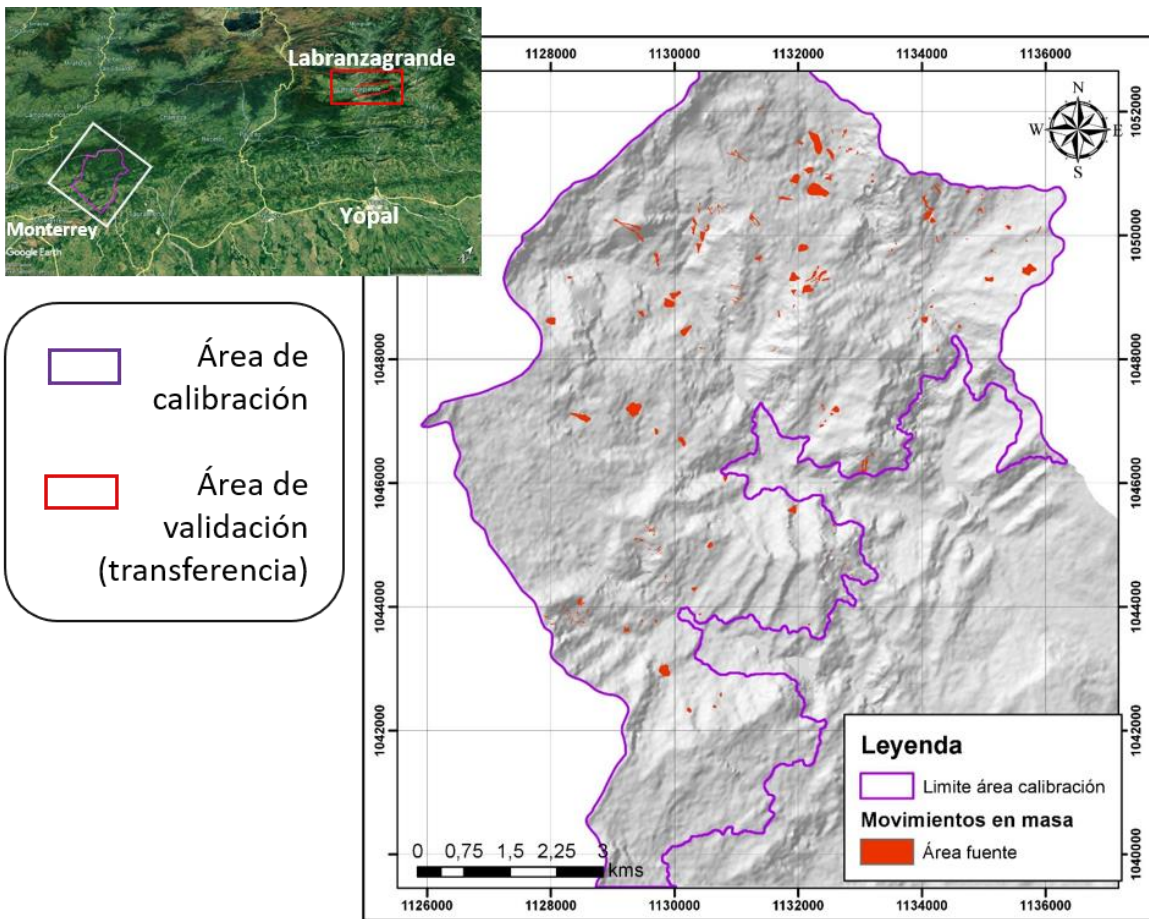
estado de presencia o ausencia define la variable dependiente como en un sistema binario. Así mismo requiere todos los grid o raster de los factores de control que son las variables independientes del modelo. El algoritmo del método MAXENT (*Maximum Entropy*) permite encontrar relaciones complejas no lineales entre las variables dependientes y las independientes mediante la construcción de modelos interpretativos. Este algoritmo opera fragmentando los rangos de las variables predictoras en regiones y generando, para cada una de ellas, una ecuación de regresión lineal.

Los modelos MAXENT se desarrollan en 2 etapas. En la primera se analizan las variables por separado en términos estadísticos para su relación con la ocurrencia del evento, y en la segunda permite interrelacionar las variables en una sola función probabilidad de acuerdo a los resultados que encontró por separado, y el mismo software establece cuál fue la variable que mayor relación tiene con la aparición del evento asignándole un mayor peso, y creando un modelo de distribución de probabilidad en un espacio continuo según cómo varíen espacialmente los agentes predictores utilizados. Finalmente, las probabilidades se reclasifican para obtener el mapa de susceptibilidad.

Para la zonificación de la susceptibilidad a movimientos en masa, que finalmente se traduce en las áreas fuente para la avalancha de detritos a modelar, se desarrollan 4 etapas fundamentales:

- a) Extracción de puntos (píxeles) con ocurrencia de movimientos en masa tipo flujos y deslizamientos en el área de calibración (entrenamiento), donde se tienen las mismas unidades geológicas y características morfométricas similares (ver **Figura 4-1**)
- b) Creación de una malla de puntos en el área de calibración, en donde no se tiene la ocurrencia de movimientos en masa, los cuales sirven de “Negativos” para el entrenamiento del modelo
- c) Corrida del modelo en el área de calibración, observando el ajuste de las variables predictoras y validando su capacidad de predicción mediante una Validación Cruzada según el resultado del cálculo del área bajo la curva ROC (*Receiver Operating Characteristic*).
- d) Transferir o proyectar el modelo con datos ambientales (mapas de variables predictoras) en la cuenca objetivo, en este caso la cuenca de la Quebrada Grande.

Figura 4-1: Localización del área de calibración y áreas fuente de procesos en la cuenca alta del río Tua



Fuente: Autor.

4.2 Variables predictoras

Las variables independientes utilizadas en el modelo son en su mayoría variables morfométricas derivadas de un Modelo de Elevación Digital que contribuyen en gran medida en la ocurrencia de movimientos en masa (Remondo et al., 2003; Wilson & Gallant, 2000). También se utilizaron variables secundarias que relacionan el ángulo y dirección de buzamiento con parámetros como la dirección y ángulo de la pendiente del terreno, puesto que fue evidenciado su influencia en gran parte de la cuenca. Adicionalmente se tuvo en cuenta la cobertura del suelo como sugiere el Servicio Geológico Colombiano en la metodología para la zonificación de la amenaza por movimientos en masa (Servicio Geológico Colombiano, 2017). Aunque se disponía de parámetros geomecánicos como el

ángulo de fricción interna y la cohesión de las Unidades Geológicas en el estudio de Corporinoquia (2018), variables utilizadas tradicionalmente en el cálculo de estabilidad de taludes mediante métodos determinísticos como la estimación del Factor de Seguridad (Bishop & Morgenstern, 1960), no se utilizaron dentro de la modelación probabilística al ser variables altamente cambiantes en espacios cortos que generan ruido en el modelo y que ajustan el resultado de manera condicional a las zonas de depósito y no de iniciación de los procesos de ladera. El listado de variables y su descripción se presenta a continuación:

- Coberturas de la tierra (*cobert2*): Se utilizaron los polígonos delimitados en el POMCA de los ríos Cravo Sur y Tua para coberturas de nivel 2 como variable categórica, tal y como se describen en el capítulo 3.4.
- Pendiente (*SLOPE*): Corresponde al cambio vertical en relación con la distancia horizontal en una ladera, y puede ser medida en grados o porcentaje. Para este caso representa el ángulo de inclinación de una ladera, siendo 0° el valor mínimo para terrenos totalmente planos, y 90° el valor máximo para taludes completamente verticales. Teóricamente su relación en la inestabilidad de taludes es directamente proporcional, presentando un mayor índice de movimientos en masa a mayor pendiente (Servicio Geológico Colombiano, 2017). Tanto en el área de calibración como en el de validación presenta mayores valores en las áreas más altas (zonas de cabecera).
- Índice de Convergencia (*CONV*): Calcula un índice de convergencia o divergencia del flujo en función de la topografía. Se compone del análisis de la concavidad o convexidad de la pendiente con respecto al perfil y al plano horizontal (Koethe & Lehmeier, 1996), y se ha demostrado que tiene una relación estrecha con la ocurrencia de movimientos en masa (Conoscenti et al., 2015).
- Índice de poder de las corrientes (*SPI*): Corresponde a un indicador del potencial erosivo de los drenajes en función de la pendiente del terreno y del flujo acumulado por unidad de área, según los algoritmos de procesamiento del DEM de O'Callaghan (1984). Se correlaciona de manera positiva con la ocurrencia de movimientos en masa por la incidencia que tienen las corrientes y la velocidad de las mismas en la erosión de la parte basal de las laderas para cuencas intramontanas.

- Profundidad del valle (*VDEP*): Se refiere a una medida relativa de la diferencia de alturas entre las crestas o divisorias de aguas y sus depresiones o convergencias adyacentes por donde puede circular el agua. Se ha demostrado que entre más grande sea esta diferencia en distancias cortas se tiene una mayor probabilidad de ocurrencia de movimientos en masa.
- Pendiente media superior (*UPSLOPE*): Exprime una medida promedio de la pendiente que existe en todas las celdas que se encuentran aguas arriba de aquella a la cual se calcula, y que se encuentren dentro de la misma cuenca o área de drenaje.
- Ángulo de buzamiento (*DIP*): Corresponde al ángulo de inclinación de los estratos con respecto al plano horizontal. Para ello se creó un mapa de polígonos teniendo en cuenta el mapa geológico, en el cual se expresaron de manera relativamente continua el cambio en el buzamiento de las capas presentes en el área.
- Relación entre dirección de buzamiento y orientación de la ladera (*AspDipdir*): Según lo observado empíricamente, diversos tipos de movimientos en masa se ven influenciados por la diferencia en estas dos direcciones, encontrando una mayor ocurrencia de flujos de material superficial cuando la diferencia se encuentra entre 25° y 65° y de deslizamientos de tipo traslacional cuando la diferencia tiende a 0°.
- Relación entre ángulo de buzamiento y ángulo de la pendiente (*SlopeDip*): Corresponde a la diferencia entre el ángulo de pendiente del terreno y el ángulo de buzamiento de las capas. Se observó en el análisis geomorfológico que la ocurrencia masiva de procesos se da en la unidad geomorfológica de ladera estructural, donde el ángulo de pendiente es similar o menor al ángulo de pendiente.

El método MAXENT requiere una ausencia de correlación fuerte entre variables predictoras (Vargas et al., 2019), por lo cual se realizó el test de correlación de Spearman para hallar colinearidad entre estadísticos no paramétricos, resultando solo significativa entre las variables de buzamiento (DIP), y la relación entre ángulo de buzamiento y ángulo de la pendiente de dirección de buzamiento (SlopeDip), con un valor de 0.778. También se encontró correlación entre esta última variable y las coberturas vegetales, pero en este caso se trata de una correlación espuria donde no existe una relación de causalidad.

4.3 Calibración y validación interna del modelo

Para llevar a cabo la calibración y validación del modelo se utilizó una estrategia de muestreo aleatorio, creando un inventario de puntos que extrajeran los valores de diferentes pixeles para todos los rasters de las variables predictoras en donde se tiene la ocurrencia de movimientos en masa (positivos). Posteriormente se creó un inventario de puntos aleatorios en donde se extrajeran los valores de las variables predictoras en donde no hay ocurrencia de movimientos en masa, y que sirven como los negativos para entrenar el modelo (*Background*). Los parámetros de entrada para el modelo MAXENT se muestran en la **Figura 4-2**.

El programa utiliza el 50% de los datos del inventario de positivos y el mismo número de datos del inventario de negativos para ajustar sus funciones de probabilidad por el método de regresión logística (**Figura 4-3**), y extrapola los valores de probabilidad en todos los demás puntos que no se utilizaron en la calibración. Las curvas de respuesta permiten observar cómo afecta cada variable en la predicción de MAXENT, mostrando cómo cambia la probabilidad de ocurrencia del evento modificando los valores de determinada variable y manteniendo un valor promedio para las demás.

La capacidad de predicción del modelo se mide mediante el valor de AUC (*Area Under the Curve*), de la curva ROC, la cual se construye de manera automática organizando en el eje X los valores de 1-especificidad y en el eje Y los valores de sensibilidad. Esta curva es homologable con la Curva de Éxito utilizada por el Servicio Geológico Colombiano (2017), para evaluar el rendimiento de un modelo de susceptibilidad a movimientos en masa en términos del Índice de susceptibilidad a deslizamientos (LSI). La sensibilidad, conocida también como Razón de Verdaderos Positivos (VPR), mide hasta qué punto un clasificador o prueba diagnóstica es capaz de detectar o clasificar los casos positivos correctamente de entre todos los casos positivos disponibles durante la prueba, es decir, la proporción de puntos en los que el modelo predijo que habría un movimiento en masa y efectivamente existe, y se calcula mediante la ecuación:

$$VPR = \frac{VP}{P} = \frac{VP}{(VP + FN)}$$

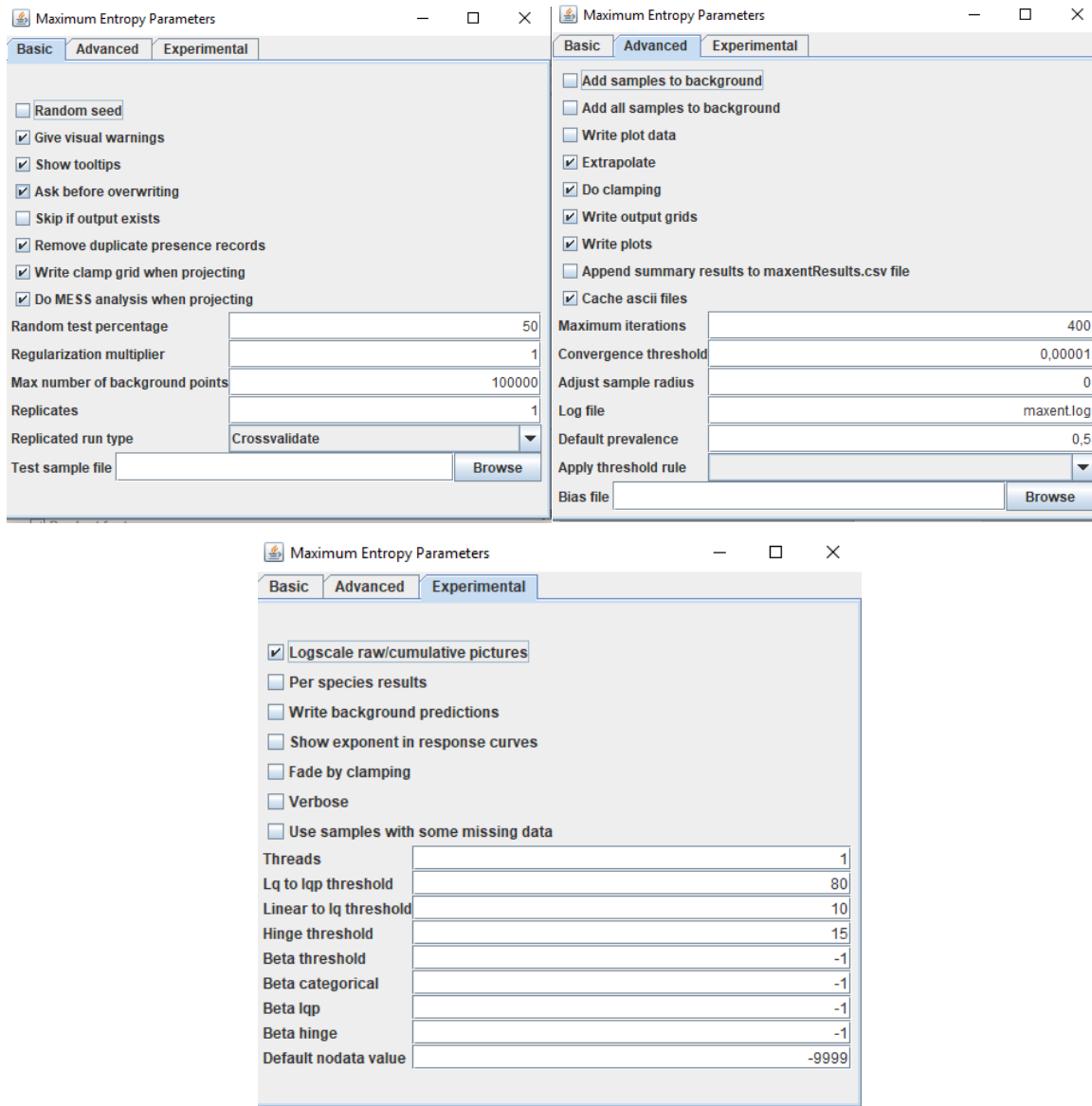
donde:

VP = Verdaderos Positivos

FN = Falsos Negativos

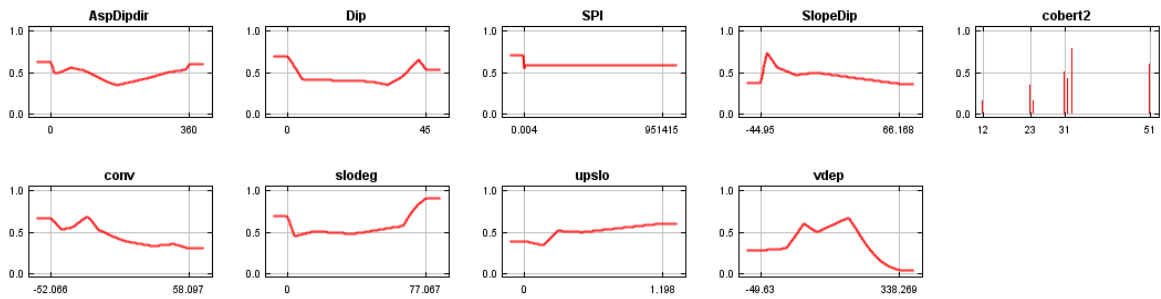
P = Total positivos

Figura 4-2: Parámetros de entrada para el modelo de MAXENT.



Fuente: Software MAXENT.

Figura 4-3: Curvas de respuesta marginal de probabilidad para cada variable



Fuente: Autor con base en respuesta de software MAXENT.

Por su parte, la Razón de Falsos Positivos (FPR), también conocida como 1-especificidad, define cuántos resultados positivos son incorrectos de entre todos los casos negativos disponibles durante la prueba, es decir, la proporción de puntos en los que el modelo predijo que habría un movimiento en masa, pero en realidad no existe. Se calcula mediante la ecuación:

$$FPR = 1 - \text{especificidad} = 1 - \frac{VN}{(FP + VN)}$$

donde:

FP = Falsos Positivos

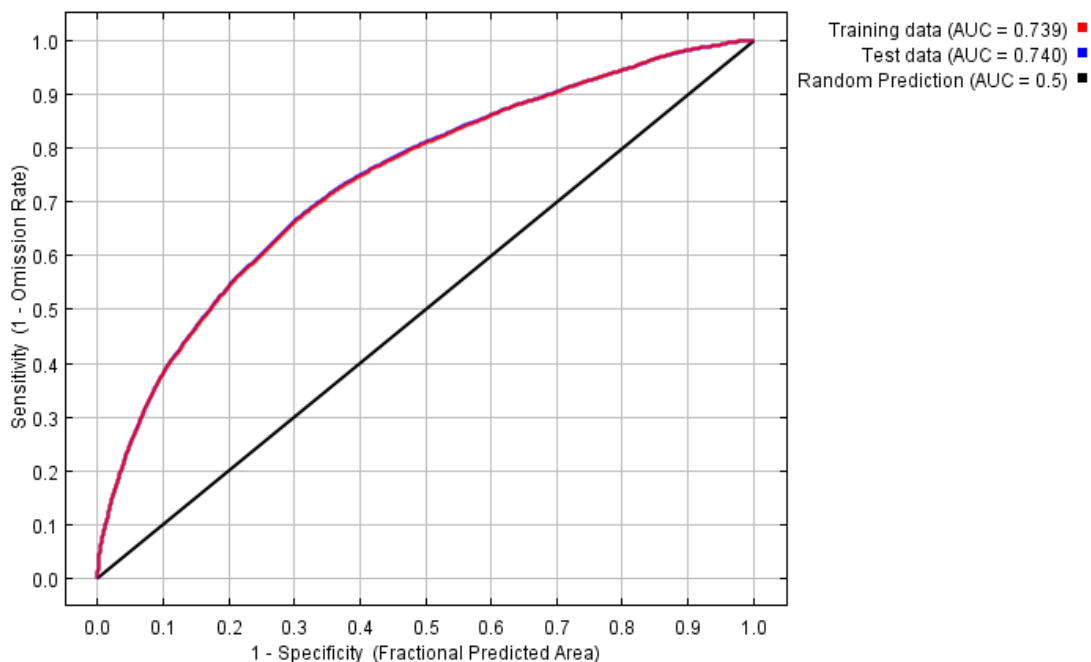
VN = Verdaderos Negativos

La curva resulta de la unión de puntos que se obtienen realizando variaciones entre el FPR y el VPR, que se logra ajustando el valor límite de probabilidad sobre el cual se le asigna el calificativo de positivo o de negativo. Por ejemplo, si se le ordena al modelo que le asigne el calificativo de positivo a los píxeles con probabilidad de 0.2 de ocurrencia de movimiento en masa, se obtendrá un mayor número de falsos positivos que si le ordena al modelo que le asigne el mismo calificativo pero para un límite de probabilidad de 0.7, en cuyo caso se tendrá un menor número de falsos positivos, y por tanto para cada caso habrá un punto en el espacio ROC. De acuerdo con Hosmer y Lemeshow (2000), los modelos pueden ser calificados en su capacidad de discriminación según el área bajo la curva ROC, de modo

que será aceptable si el área es mayor a 0.7, excelente si es mayor a 0.8, e inmejorable si es mayor a 0.9.

En el área de calibración el mejor valor de AUC obtenido fue de 0.81, integrando al modelo la variable de altura correspondiente al Modelo de Elevación Digital, no obstante, el modelo de probabilidad se ajustaba demasiado a estos datos en un rango de alturas diferente al que ocurren los movimientos en masa en el área de Labranzagrande, por lo cual la distribución de probabilidad al exportar el modelo al área de estudio reflejaba un comportamiento no acorde a la realidad. Después de varios ensayos, el mejor y más repetido valor de AUC para el área de calibración fue de 0.74 (**Figura 4-4**), reflejando una capacidad predictora aceptable.

Figura 4-4: Curva ROC para el área de calibración



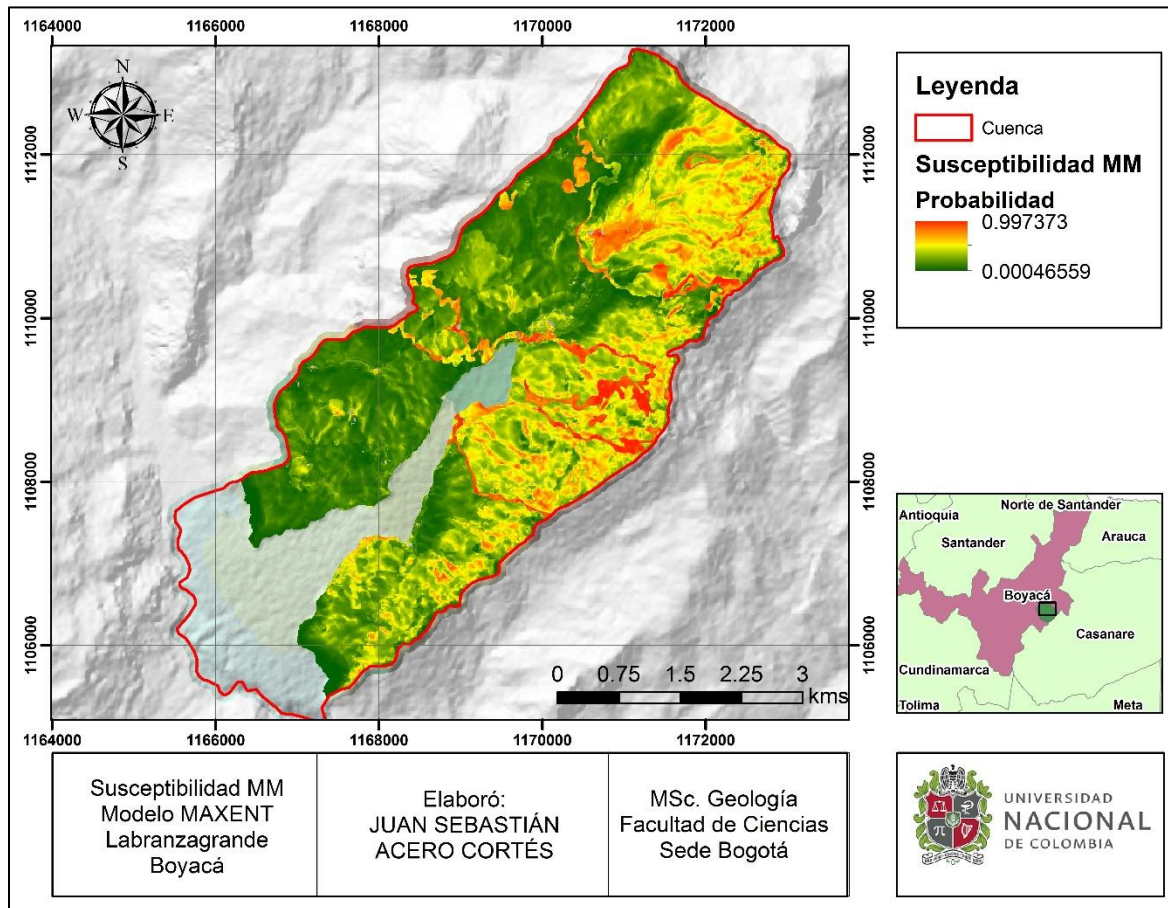
Fuente: Autor con base en respuesta de software MAXENT.

4.4 Transferencia y validación del modelo en la cuenca Quebrada Grande

Luego de la calibración del modelo, el software se encarga de calcular la probabilidad de ocurrencia de los movimientos en masa en el área de estudio mediante la transferencia de las funciones de distribución de probabilidad utilizando las mismas variables independientes espacialmente continuas dentro de la cuenca. Para ello, los píxeles que conforman el Modelo de Elevación Digital de resolución espacial de 12,5m fueron transformados en puntos, y para cada punto se realizó la extracción de coordenadas y de cada variable, resultando en una malla de 143237 puntos dentro de un área que geomorfológicamente pueda presentar deslizamientos, es decir, excluyendo del análisis los depósitos delimitados como lóbulo de avalancha de rocas o de origen morfogénico fluvial. El resultado fue un ráster con probabilidades de ocurrencia de movimientos en masa para las vertientes de la cuenca de la Quebrada Grande en un histograma con valores mínimos y máximos de 0.00046 y 0.99737 (**Figura 4-5**), y que visualmente se asemeja de manera satisfactoria con la distribución espacial de los movimientos en masa ocurridos en el año de 1954.

Si bien el mapa muestra un ajuste fuerte y evidente con los polígonos de coberturas vegetales como se puede observar en la **Figura 4-5**, el ajuste con las zonas de cabecera de aquellos desprendimientos de bloques y deslizamientos rotacionales y traslacionales de la vertiente suroriental de la cuenca es satisfactorio, teniendo en cuenta que no se utilizaron éstas últimas áreas como variables independientes a considerar. Asimismo, la curva ROC construida (**Figura 4-6**), muestra una línea que se ajusta a una función de tipo polinómica de tercer grado en la cual la integral definida en el intervalo de 0 a 1, que sería la misma AUC, es de 0.73, denotando que el modelo es aceptable para la cuenca y permitiendo realizar predicciones en ella.

Figura 4-5: Mapa de susceptibilidad por movimientos en masa en la cuenca de la Quebrada Grande

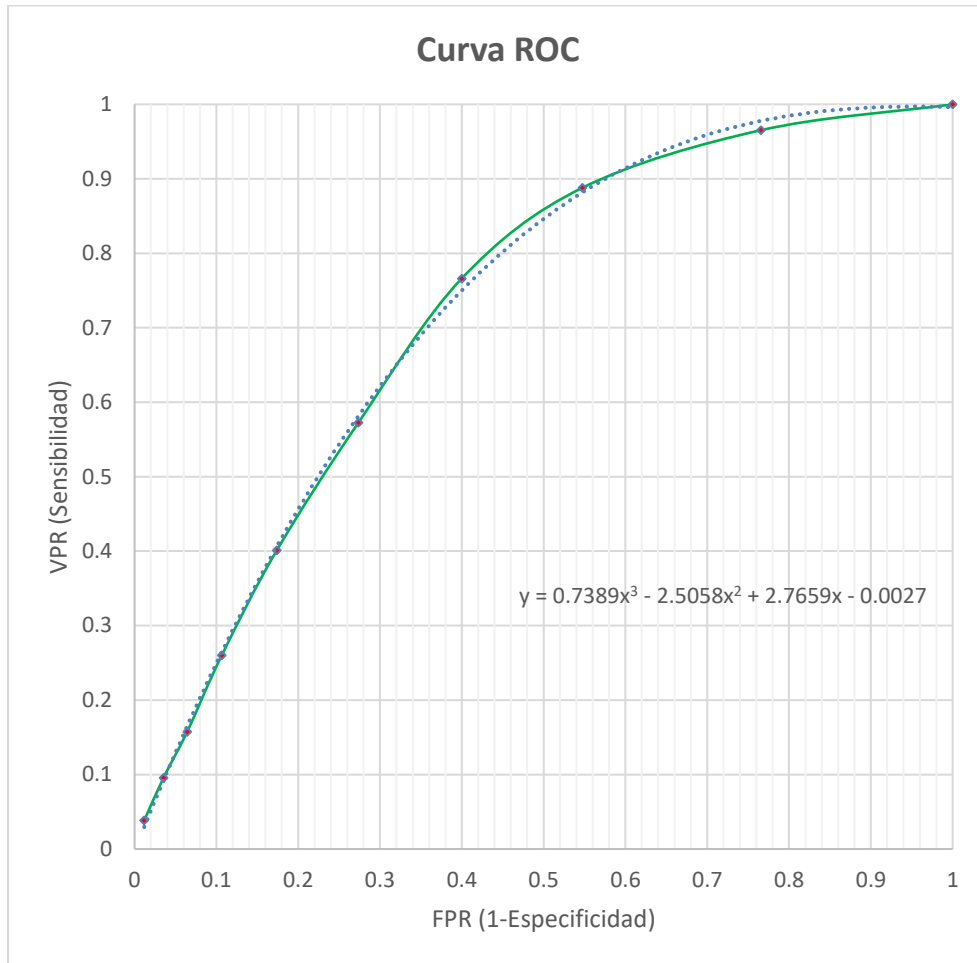


Fuente: Autor.

La clasificación convencional en los rangos de susceptibilidad de acuerdo a los resultados de probabilidad se encuentra de la siguiente manera:

- Susceptibilidad muy baja: Probabilidad entre 0 y 0.149
- Susceptibilidad baja: Probabilidad entre 0.15 y 0.379
- Susceptibilidad media: Probabilidad entre 0.38 y 0.599
- Susceptibilidad alta: Probabilidad entre 0.6 y 0.759
- Susceptibilidad muy alta: Probabilidad mayor a 0.8

Figura 4-6: Curva ROC para el área de validación



Fuente: Autor.

5. Análisis de la amenaza por movimientos en masa

5.1 Caracterización del detonante

Como lo identifican los pobladores de Labranzagrande, y lo reconocen técnicamente Sicard (1938), Van der Hammen (1954), y Padilla (1992), los movimientos en masa en el área de Labranzagrande, específicamente en la cuenca de la quebrada Grande, corresponden a eventos asociados a temporadas lluviosas con precipitaciones intensas antecedentes. Adicionalmente, como lo señala el Esquema de Ordenamiento Territorial del municipio de Labranzagrande en su capítulo de amenazas y riesgos:

“Tanto la dinámica fluvial, como los deslizamientos están relacionados con las condiciones imperantes propias de un microclima en la región, es decir que el principal factor detonante de dichos procesos son tanto las precipitaciones, como la humedad relativa, altas en este sector del flanco oriental de la cordillera”.

En este sentido se consideraron las lluvias como el principal agente detonante de movimientos en masa, evaluado en términos de eventos de alta intensidad y lluvia acumulada que afectan la estabilidad de los taludes que conforman las vertientes de la cuenca. En concordancia con lo reportado en los eventos históricos de la cuenca, son las lluvias las causantes de generar el potencial de movilizar gran parte de material rocoso y de formaciones superficiales a través de los cauces y del lecho mayor del abanico combinado con la acción del agua de escorrentía. Los datos históricos de lluvia se derivan de la información recopilada por las estaciones pluviométricas, climáticas y meteorológicas del catálogo del IDEAM, así como de satélites de estimación de lluvia. La información considerada para el régimen de lluvias fueron los datos de precipitación total mensual y diaria, con el fin de utilizar aquellos datos con un mayor ajuste a lo observado en el área de estudio. Para el análisis de eventos extremos se utilizaron métodos de distribución de probabilidad entendiendo la precipitación como un proceso estocástico representado como serie lineal, en donde la ocurrencia de determinado evento se da de manera aleatoria en función de una variable (Ross, 1996), que en este caso es el tiempo.

5.1.1 Completamiento de datos faltantes

Para el análisis de datos de precipitación se utilizaron las series de tiempo de las estaciones más cercanas con características climáticas y geográficas similares, y con registros de precipitación diaria o mensual de más de 30 años, las cuales son las de Corinto (código 35195050), Pajarito (código 35190050), y Morro El (código 35210010). De igual manera se analizó la información reciente de la estación hidrológica automática de Labranzagrande (código 35217090), instalada en el año 2016 pero con información de precipitación únicamente para el año 2018. Debido a las limitaciones funcionales propias de las estaciones o a cualquier otra razón, las series siempre presentan vacíos de información, por lo cual se debe realizar el análisis de completamiento de datos. La metodología utilizada para el ajuste de los datos de precipitación total mensual fue el reemplazamiento directo de vacíos con información del satélite *Climate Hazards group InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS).

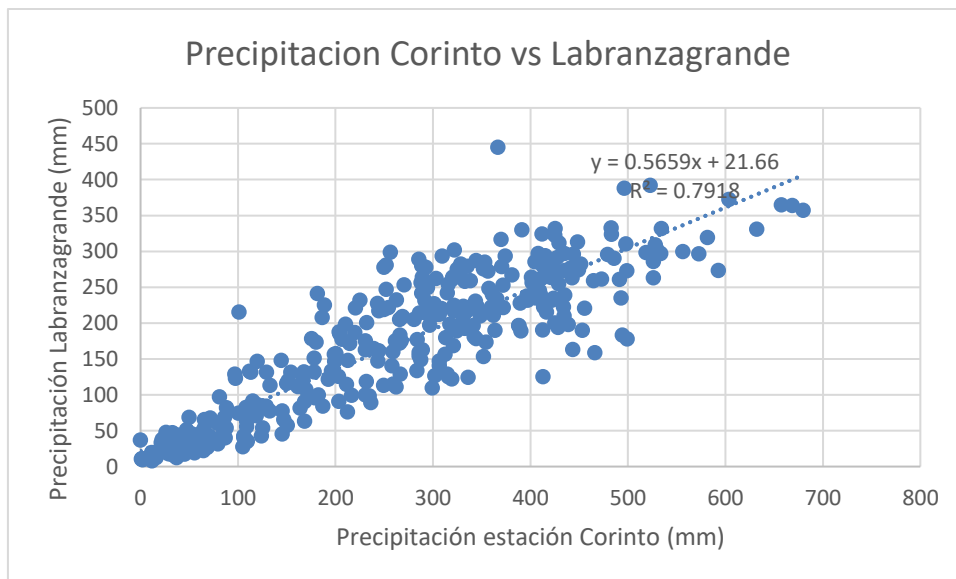
Las pruebas de correlación entre los datos de las estaciones y los del satélite se sitúan para el período 1985-2015 en un coeficiente de correlación cercano al 0.9 para todas las estaciones, indicando la validez de este procedimiento. De igual manera para el único año registrado por la estación de Labranzagrande, los datos del CHIRPS muestran una correlación de 0.81 para los datos de precipitación total mensual, por lo cual se utilizarán los datos del CHIRPS en el píxel donde coincide con la estación Labranzagrande para correlacionar con los datos de las demás estaciones del IDEAM.

5.1.2 Correlación de datos de precipitación

Luego de obtener las series completadas de precipitación mensual para cada estación analizada, se procedió a realizar el test de correlación mediante el cálculo del coeficiente de correlación para obtener la estación más similar en términos estadísticos de precipitación a los del área de estudio, y que cuenten con valores reales de precipitaciones máximas diarias en la serie de tiempo analizada. En este cálculo se consideran los valores de la matriz 1 en comparación con los valores de la matriz 2, con el fin de comparar la variación de los datos y encontrar la estación que más se correlacione con los datos de la zona de estudio. El coeficiente de correlación calculado para los datos de Labranzagrande y los de las estaciones de Pajarito, Morro El y Corinto fue de 0.8, 0.84 y 0.89

respectivamente, por lo cual se eligió la estación Corinto para los análisis de precipitación máxima en 24 horas y la construcción de las curvas IDF. En la **Figura 5-1** se observa cómo la dispersión de datos al hacer una correlación por el método de la recta de regresión lineal es mínima, ajustándose a una función lineal con un R^2 de 0.79, concluyendo de esta manera la alta similaridad en el comportamiento de lluvias entre las estaciones de Corinto y Labranzagrande, a pesar de encontrarse a una distancia de 20km.

Figura 5-1: Recta de regresión lineal entre datos de la estación Corinto y Labranzagrande



Fuente: Autor.

5.1.3 Eventos de precipitaciones máximas

Los eventos de precipitaciones extremas se analizan con las series de precipitaciones máximas en 24 horas, variable encontrada en la información descargada de la base de datos del IDEAM para la estación Corinto. Los datos fueron introducidos en la hoja de Excel elaborada por la empresa HidroJing, la cual es de uso libre, y permite la construcción de las curvas IDF introduciendo la serie completa de los valores mensuales de precipitación máxima diaria en el rango de tiempo establecido. Mediante el cálculo de los parámetros estadísticos para la distribución de Gumbel se calcula la intensidad de lluvia para diferentes tiempos de duración (en horas) y diferentes períodos de retorno mediante la ecuación:

$$I = \frac{K * T^m}{t^n}$$

Donde K, m y n corresponden a los parámetros de ajuste encontrados mediante regresión logarítmica de los datos de intensidad y duración, T corresponde al periodo de retorno en años y t corresponde a la duración de la lluvia en minutos. Este procedimiento se hace con el fin de encontrar la precipitación máxima probable. Los escenarios o tiempos de retorno analizados fueron a 2, 5, 10, 25, 50, 100 y 500 años. La precipitación máxima Pd (mm) por tiempo de duración se muestra en la **Tabla 5-1**, utilizando los valores de referencia de Campos (1978), para su cálculo. La intensidad de lluvia a partir de Pd, según duración de precipitación y frecuencia de la misma se muestran en la **Tabla 5-2** y la **Tabla 5-3**, mientras que las curvas IDF construidas con esta información se muestran en la **Figura 5-2**.

Tabla 5-1: Precipitación máxima por tiempo de duración

Tiempo de Duración	Cociente	Precipitación máxima Pd (mm) por tiempos de duración						
		2 años	5 años	10 años	20 años	50 años	100 años	500 años
24 hr	X24	92.936	111.96	124.565	136.650	152.294	164.016	191.105
18 hr	X18 = 91%	84.572	101.88	113.354	109.320	138.587	149.255	173.905
12 hr	X12 = 80%	74.349	89.573	99.6524	109.320	121.8353	131.2133	152.8843
8 hr	X8 = 68%	63.1971	76.1371	84.7045	92.9226	103.5600	111.5313	129.9516
6 hr	X6 = 61%	56.6915	68.2995	75.9849	83.3570	92.8994	100.0501	116.5743
5 hr	X5 = 57%	52.9741	63.8208	71.0023	77.8910	86.8077	93.4895	108.9301
4 hr	X4 = 52%	48.3272	58.2225	64.7740	71.0584	79.1930	85.2886	99.3748
3 hr	X3 = 46%	42.7510	51.5045	57.3001	62.8594	70.0553	75.4476	87.9085
2 hr	X2 = 39%	36.2454	43.6669	48.5805	53.2938	59.3947	63.9665	74.5311
1 hr	X1 = 30%	27.8811	33.5899	37.3696	40.9953	45.6882	49.2050	57.3316

Fuente: Autor.

Tabla 5-2: Intensidad de lluvia por período de retorno en horas del día

Tiempo de duración		Intensidad de la lluvia (mm /hr) según el Periodo de Retorno						
Hr	min	2 años	5 años	10 años	20 años	50 años	100 años	500 años
24 hr	1440	3.8724	4.6653	5.1902	5.6938	6.3456	6.8340	7.9627
18 hr	1080	4.6985	5.6605	6.2975	6.0734	7.6993	8.2919	9.6614
12 hr	720	6.1958	7.4644	8.3044	9.1101	10.1529	10.9344	12.7404
8 hr	480	7.8996	9.5171	10.5881	11.6153	12.9450	13.9414	16.2440
6 hr	360	9.4486	11.3832	12.6642	13.8928	15.4832	16.6750	19.4290
5 hr	300	10.5948	12.7642	14.2005	15.5782	17.3615	18.6979	21.7860

Tiempo de duración		Intensidad de la lluvia (mm /hr) según el Periodo de Retorno						
Hr	min	2 años	5 años	10 años	20 años	50 años	100 años	500 años
4 hr	240	12.0818	14.5556	16.1935	17.7646	19.7982	21.3222	24.8437
3 hr	180	14.2503	17.1682	19.1000	20.9531	23.3518	25.1492	29.3028
2 hr	120	18.1227	21.8334	24.2903	26.6469	29.6974	31.9832	37.2655
1 hr	60	27.8811	33.5899	37.3696	40.9953	45.6882	49.2050	57.3316

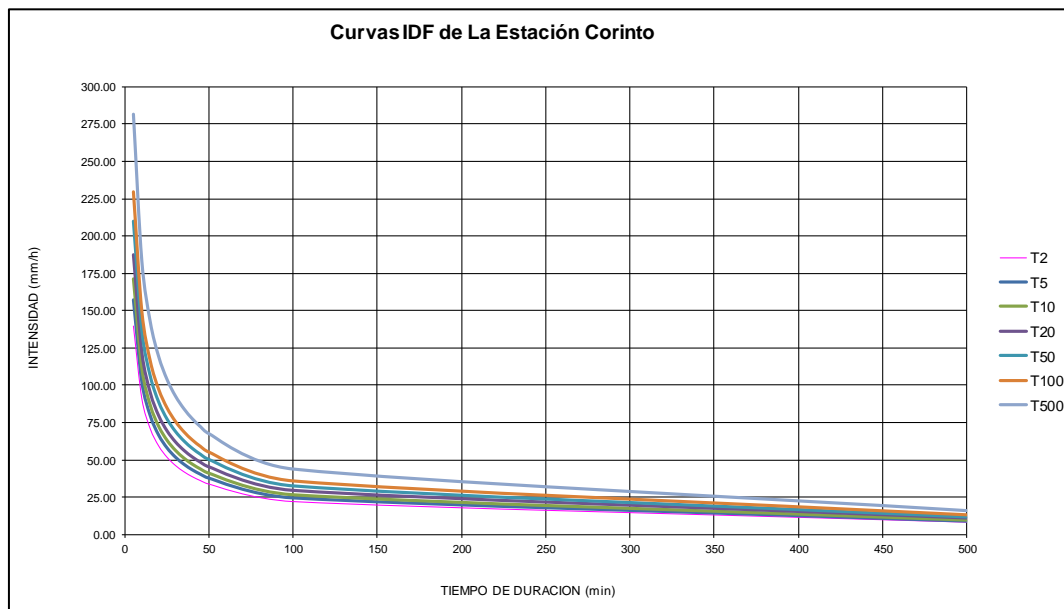
Fuente: Autor.

Tabla 5-3: Intensidad de lluvia por período de retorno en minutos

Tabla de intensidades - Tiempo de duración												
Frecuencia años	Duración en minutos											
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	100	500
2	139.72	90.98	70.79	59.25	51.61	46.10	41.91	38.58	35.87	33.61	21.88	8.08
5	156.95	102.20	79.52	66.55	57.97	51.78	47.07	43.34	40.29	37.75	24.58	9.08
10	171.37	111.60	86.83	72.67	63.30	56.54	51.40	47.32	44.00	41.22	26.84	9.91
20	187.13	121.86	94.81	79.35	69.12	61.74	56.12	51.67	48.04	45.01	29.31	10.83
50	210.20	136.88	106.50	89.13	77.64	69.35	63.04	58.04	53.96	50.56	32.92	12.16
100	229.52	149.46	116.29	97.33	84.77	75.73	68.84	63.38	58.92	55.20	35.95	13.28
500	281.52	183.32	142.64	119.38	103.98	92.89	84.43	77.74	72.27	67.71	44.09	16.29

Fuente: Autor.

Figura 5-2: Curvas IDF de la Estación Corinto



Fuente: Autor.

5.1.4 Cálculo de la amenaza

Para determinar la amenaza final en términos cuantitativos, se integra el resultado del modelo de susceptibilidad con la probabilidad de ocurrencia de las lluvias detonantes, mientras que las categorías espaciales de susceptibilidad se conservan (Servicio Geológico Colombiano, 2017). Para ello se requiere la reconstrucción de los eventos recopilando la mayor cantidad de información o al menos un dato de precipitación que sea correlacionable con la ocurrencia de un evento MORLE o con movimientos en masa en las vertientes de la cuenca (Portilla Gamboa, 2014). El evento reportado por Padilla (1992), ilustrado en su mapa geológico (**Figura 3-2**), muestra cómo ocurrieron reactivaciones de deslizamientos antiguos sobre el cerro La Vieja, y un movimiento alargado en la parte alta de la cuenca con 3 km de longitud mayor y un espesor promedio de 10m, involucrando en el movimiento un volumen aproximado de 6 millones de metros cúbicos. Si se analizan los registros de lluvia del evento detonante del año 1992, el cual ocurrió a mediados de abril del mismo año según el reporte histórico (ídem), la serie de datos captados por el satélite CHIRPS muestra los valores consignados en la **Tabla 5-4**.

Tabla 5-4: Datos de precipitación del satélite CHIRPS para abril de 1992

FECHA	P Diaria (mm)	FECHA	P Diaria (mm)
1/04/1992	19.06	14/04/1992	0
2/04/1992	19.06	15/04/1992	0
3/04/1992	0	16/04/1992	13.16
4/04/1992	0	17/04/1992	0
5/04/1992	0	18/04/1992	45.13
6/04/1992	7.8	19/04/1992	0
7/04/1992	7.8	20/04/1992	13.16
8/04/1992	7.8	21/04/1992	0
9/04/1992	7.8	22/04/1992	14.26
10/04/1992	7.8	23/04/1992	14.26
11/04/1992	11.33	24/04/1992	0
12/04/1992	11.33	25/04/1992	0
13/04/1992	0	26/04/1992	0

Fuente: Autor.

La serie de datos del satélite muestra para el mes de abril un evento de precipitación diaria elevada para el día 18, fecha que se encuentra dentro de las descripciones temporales de

mediados de abril para la ocurrencia de los movimientos en masa según Padilla (1992). Sin embargo, para corroborar la existencia de un evento regional de lluvia se revisaron los datos de precipitación de las mismas fechas para los registros de la estación Corinto, la cual presentó mayor correlación. Los datos se muestran en la **Tabla 5-5**.

Tabla 5-5: Datos de precipitación de la estación Corinto para abril de 1992

FECHA	P Diaria (mm)	FECHA	P Diaria (mm)
1/04/1992	-	14/04/1992	0
2/04/1992	-	15/04/1992	2.1
3/04/1992	-	16/04/1992	0
4/04/1992	-	17/04/1992	3.5
5/04/1992	-	18/04/1992	27.3
6/04/1992	-	19/04/1992	6.2
7/04/1992	0	20/04/1992	4.8
8/04/1992	4.6	21/04/1992	19
9/04/1992	1.3	22/04/1992	3.8
10/04/1992	1.5	23/04/1992	4.4
11/04/1992	1.5	24/04/1992	20.4
12/04/1992	0.9	25/04/1992	4.8
13/04/1992	0	26/04/1992	3

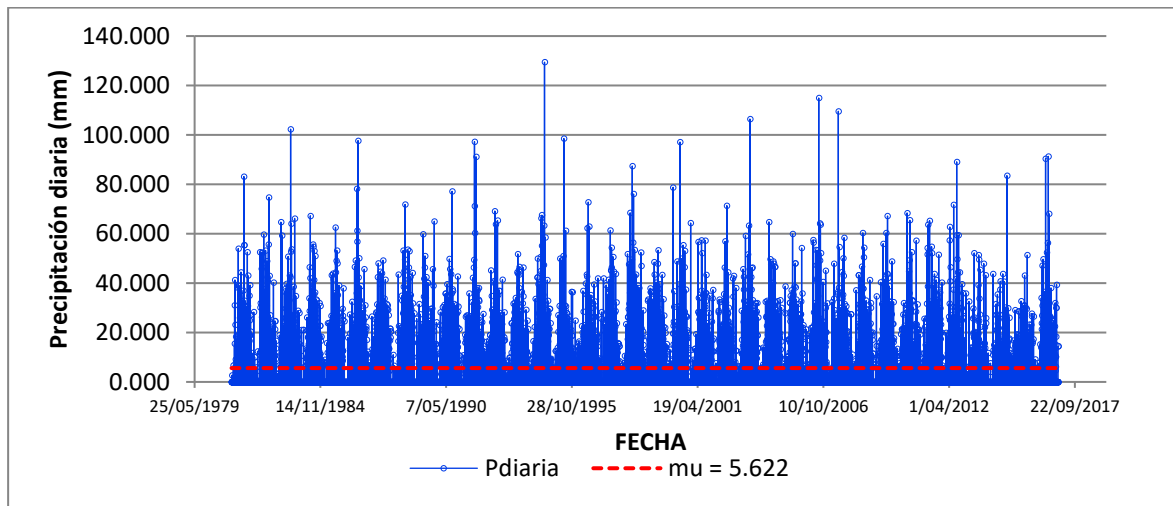
Fuente: Autor.

Como se observó en las dos series analizadas, el evento de lluvia ocurrió en ambos sectores y fue el mayor registrado para el límite de tiempo definido, por lo cual se deduce que fue el detonante de los movimientos en masa del año 1992 y, por ende, el umbral de lluvia para la ocurrencia de eventos similares tendría que ser igual o mayor a 45.13mm en 24 horas sin considerar la intensidad debido a la ausencia de datos de pluviógrafo.

El paso siguiente fue encontrar para de la serie de datos de precipitación diaria del satélite CHIRPS una función de distribución de probabilidad que presente el mejor ajuste, para encontrar el rango de probabilidad de ocurrencia de eventos de lluvia con valores iguales o mayores al umbral encontrado. Para ello se descargaron los datos de precipitación diaria de todo el registro existente del satélite CHIRPS de la página ftp://chg-ftpout.geog.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0/global_daily/tifs/p05/ entre el 1 de enero de 1981 y el 31 de diciembre de 2016, para un total de 13149 datos, y posteriormente se realizaron las pruebas paramétricas para determinar si la serie de datos presenta

comportamientos estacionarios o son variables en el rango de tiempo analizado. La prueba utilizada en este caso fue la de homogeneidad de Pettitt (**Figura 5-3**), con lo cual se descarta o conserva la hipótesis de un comportamiento homogéneo o estacionario de los datos en la serie de tiempo, es decir, los incrementos o descensos tienen la misma distribución a lo largo de la serie (Ross, 1996).

Figura 5-3: Serie de precipitación diaria y resultados de prueba de Homogeneidad de Pettitt para datos de Labranzagrande



Fuente: Autor.

Tabla 5-6: Estadísticos descriptivos de la prueba de Homogeneidad Pettitt

Variable	Observaciones	Obs. con datos perdidos	Obs. sin datos perdidos	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típica
Pdiaria	13149	0	13149	0	129.42441	5.62182943	11.3588358

Fuente: Autor.

Tabla 5-7: Valores estadísticos de la Prueba Pettitt

Parámetro	Valor
K	1012010
t	33694
valor-p (bilateral)	0.0574
alfa	0.05

Fuente: Autor.

Interpretación de la prueba:

H0 (Hipótesis nula) = Los datos son homogéneos

H1 (Hipótesis alternativa) = Hay una fecha en la que hay un cambio en los datos

Dado que el valor-p calculado es mayor que el nivel de significación alfa (**Tabla 5-7**), no se puede rechazar la hipótesis nula H0, lo cual significa que en la serie de tiempo el comportamiento se mantiene. Con la hipótesis nula conservada, se procede a realizar el análisis de probabilidad temporal de excedencia del umbral definido. Al realizar el histograma de distribución de los datos, la función de distribución de probabilidad que más se ajustó a la serie fue la FDP de Gumbel Máx, con la cual se obtuvieron los mejores puntajes con las pruebas de bondad de Kolmogorov-Smirnov, Anderson-Darling y Chi-cuadrado (**Tabla 5-8**), no obstante, la función reconoce dominios entre -infinito e infinito, encontrando distribuciones de probabilidad por debajo de cero cuando esta no existe para la serie temporal.

La función que más se ajusta a los datos y que presenta dominio entre 0 y un valor finito es la llamada Johnson SB, dependiendo de 4 parámetros. En concordancia con los resultados de la prueba de homogeneidad, la función de distribución de probabilidad para los datos representará a toda la serie de la misma manera, puesto que no se observan cambios en el comportamiento de la media de los datos ($P_{diaria}=0.057\text{mm}$) a lo largo del intervalo analizado. Los parámetros calculados según la función son los de forma continua (δ, γ), escala continua (λ) y de localización continua (ζ), que fueron $\delta = 0.81149$, $\gamma = 2.632$, $\lambda = 141.38$ y $\zeta = 0.38441$ respectivamente.

Tabla 5-8: Valores de la prueba de bondad de ajuste de datos a distintas funciones de densidad de probabilidad

#	Distribución	Kolmogorov Smirnov		Anderson Darling		Chi-cuadrado	
		Estadística	Rango	Estadística	Rango	Estadística	Rango
1	Beta	N/A		N/A		N/A	
2	Burr	0.71234	31	6368.6	28	30317	22
3	Burr	0.71234	29	6368.6	29	30317	23
4	Chi-Squared	0.72962	47	10748	44	33943	43

#	Distribución	Kolmogorov Smirnov		Anderson Darling		Chi-cuadrado	
		Estadística	Rango	Estadística	Rango	Estadística	Rango
5	Chi-Squared	0.71234	32	-417.12	3	31145	36
6	Dagum	0.71234	23	6408	36	30458	27
7	Dagum	0.71234	30	6408	35	30458	28
8	Error	0.45994	9	1011	16	4333.7	7
9	Error Function	0.5	12	1134	19	1719.8	1
10	Exponential	0.71234	22	-255.49	8	29909	18
11	Exponential (2P)	0.71234	14	82406	47	29909	17
12	Fatigue Life	0.72909	45	12308	45	33073	41
13	Fatigue Life	0.72909	46	12308	46	33073	42
14	Frechet	0.71528	41	6397.9	31	31842	40
15	Frechet	0.71234	21	-370.38	5	30351	24
16	Gamma	0.71234	16	6374	30	30140	19
17	Gamma	0.71234	20	-341.23	7	29510	13
18	Gen. Extreme Value	0.48113	11	1085.6	18	5928.6	10
19	Gen. Gamma	0.71245	36	6399.9	32	30290	21
20	Gen. Gamma	0.71234	15	6308.9	27	29585	15
21	Gen. Pareto	0.45292	8	949.85	15	5059.7	9
22	Gumbel Max	0.36017	1	782.08	11	2329.4	3
23	Gumbel Min	0.45164	7	1430.2	20	N/A	
24	Hypersecant	0.43367	6	929.65	14	3698.8	6
25	Inv. Gaussian	0.71544	42	6259.6	26	30223	20
26	Inv. Gaussian	0.71234	17	-459.75	2	29849	16
27	Johnson SB	0.38834	3	758.61	10	2123.7	2
28	Kumaraswamy	N/A		N/A		N/A	
29	Laplace	0.45994	10	1011	17	4333.7	8
30	Levy	0.71265	38	7401.9	41	39203	45
31	Levy	0.71265	37	7401.9	40	39203	44
32	Log-Logistic	0.71234	18	-415.49	4	30469	29
33	Log-Logistic	0.71242	35	6631.9	39	30926	33

#	Distribución	Kolmogorov Smirnov		Anderson Darling		Chi-cuadrado	
		Estadística	Rango	Estadística	Rango	Estadística	Rango
34	Logistic	0.41848	5	898.28	13	3385.8	5
35	Lognormal	0.71421	39	6490.5	37	30542	32
36	Lognormal	0.71421	40	6490.5	38	30542	31
37	Normal	0.39792	4	889.68	12	2964.5	4
38	Pareto 2	0.71234	19	-1437.1	1	28428	12
39	Pearson 5	0.71611	44	6242.6	25	31028	34
40	Pearson 5	0.71611	43	6242.6	24	31028	35
41	Pearson 6	0.7124	34	6403.9	34	30368	25
42	Pearson 6	0.7124	33	6403.9	33	30368	26
43	Power Function	N/A		N/A		N/A	
44	Rayleigh	0.71234	28	-156.82	9	31163	37
45	Rayleigh	0.71234	27	8729.8	43	31768	39
46	Rice	0.71234	26	8729.8	42	31768	38
47	Student's t	0.5	13	2169.4	22	9814.5	11
48	Uniform	0.36047	2	1998.9	21	N/A	
49	Weibull	0.71234	24	6040.7	23	29543	14
50	Weibull	0.71234	25	-357.54	6	30529	30

Fuente: Autor.

La FDP encontrada tiene la forma de la **Figura 5-4**, y sigue la estructura de la ecuación:

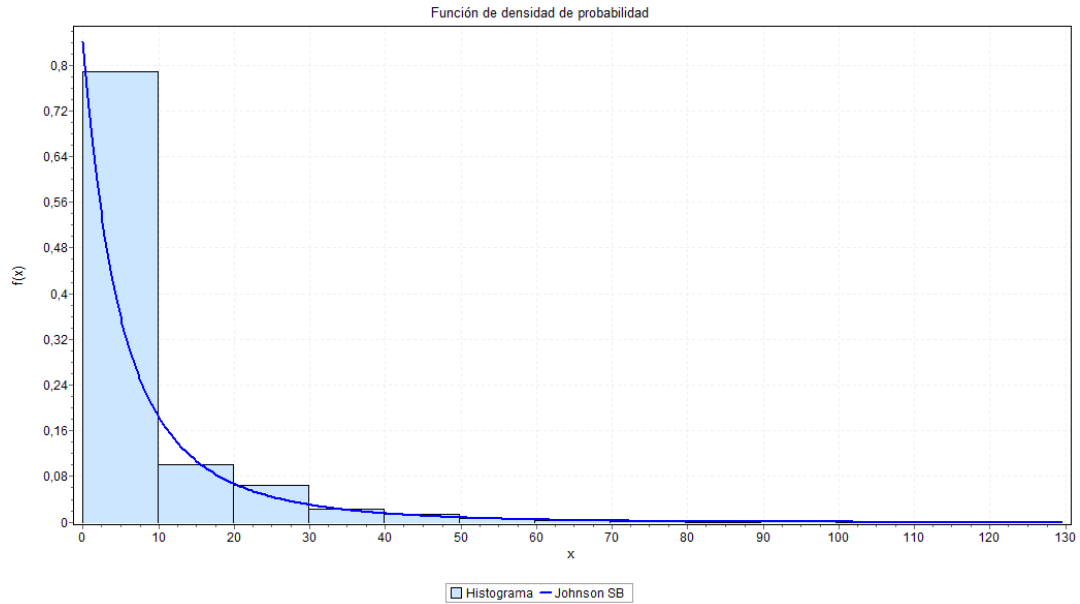
$$f(x) = \frac{\delta}{\lambda \sqrt{2\pi} z(1-z)} \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\gamma + \delta \ln\left(\frac{z}{1-z}\right)\right)^2\right)$$

$$z \equiv \frac{x - \xi}{\lambda}$$

Según la función, la probabilidad que se supere el valor del umbral encontrado, esto es, $P(X>x)$; $x = 45.13$ es igual a la integral definida de la función en el intervalo entre 45.13 e infinito, cuyo valor es de 0.0172, lo que traducido en términos de período de retorno equivale a una lluvia con tiempos de retorno de 60 años aproximadamente. Considerando ahora el escenario del detonante como producto de la lluvia acumulada, se procedió a

analizar la serie de datos de precipitación acumulada de los 17 días antecedentes, debido a que son los días previos al evento en los cuales se presentó lluvia. El umbral de lluvia acumulada alcanzado la fecha del evento en este escenario es de 139mm.

Figura 5-4: Histograma y gráfico de FDP de Johnson SB



Fuente: Autor.

Tabla 5-9: Valores estadísticos de la FDP Johnson SB para los datos diarios de precipitación de Labranzagrande

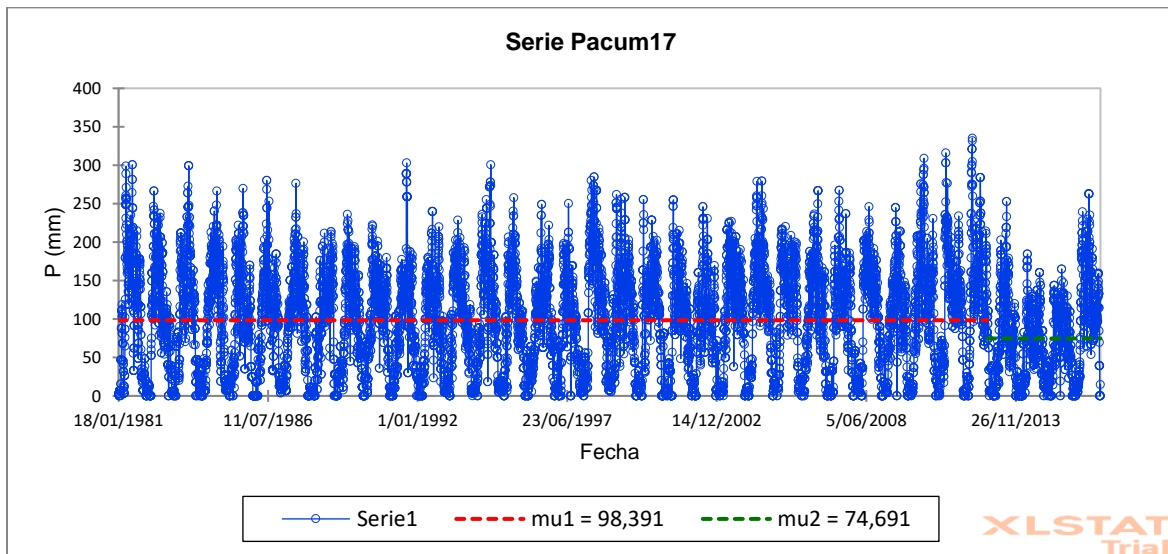
Propiedades de la función	Valor
Dominio	Continuo
Min	0
Max	137.58
Densidad	0.08453
Densidad Acum.	0.03884
Supervivencia	0.61166
Riesgo	0.1382
Riesgo acum.	0.49158

Fuente: Autor.

Al someter la serie de tiempo a una prueba de homogeneidad, se observa que el comportamiento no es estacionario, es decir, la media y varianza cambian en algún punto, el cual se encontró que fue a partir de agosto de 2012, donde μ_2 cambia a 74.69 (**Figura**

5-5). Esto significa que posterior a esta fecha los datos de precipitación disminuyeron de manera general para los años posteriores y de manera indefinida hasta la última fecha del registro (diciembre de 2016), aunque su causa está justificada en la aparición de un Índice de Niño Oceánico que señala un pico de período seco entre 2014 y 2016 (**Figura 5-6**).

Figura 5-5: Serie de precipitación acumulada de 17 días antecedentes y su prueba de homogeneidad



Fuente: Autor

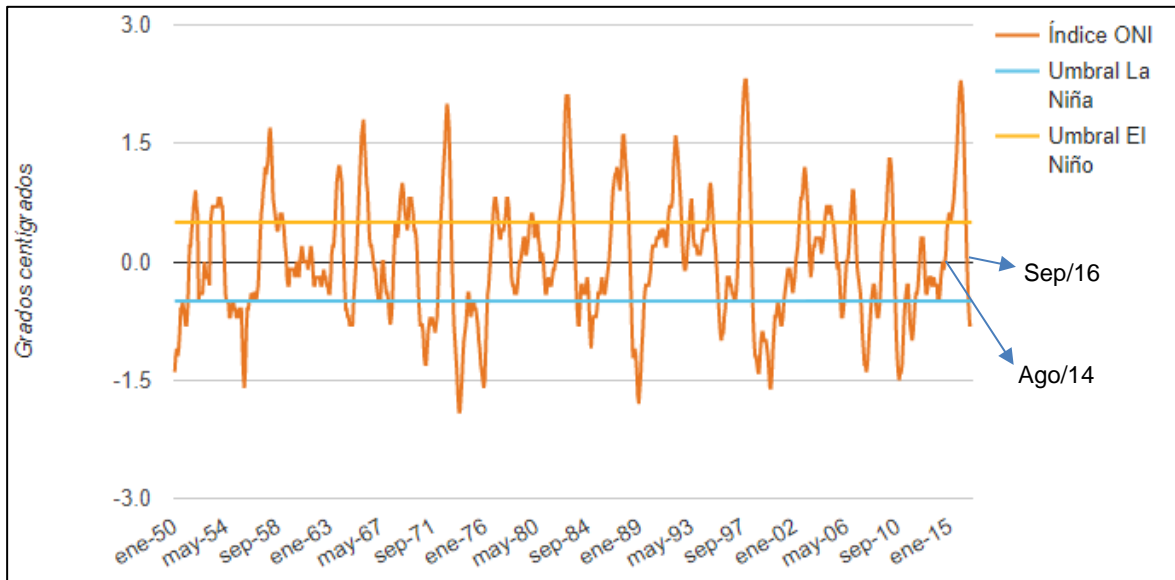
Adicionalmente, se encontró que para el histograma de los datos de lluvia antecedente de 17 días la FDP de mayor ajuste según las pruebas de bondad, y con un dominio entre 0 e infinito, fue la función denominada Magum (**Figura 5-7**), con los parámetros calculados de forma continua ($k=0.09671$; $\alpha=9.8992$), de escala continua ($\beta=200.38$), y de localización continua ($\lambda=0$). Esta función sigue la forma de la ecuación:

$$f(x) = \frac{\alpha k \left(\frac{x-\gamma}{\beta}\right)^{\alpha k-1}}{\beta \left(1 + \left(\frac{x-\gamma}{\beta}\right)^{\alpha}\right)^{k+1}}$$

Con la función más adecuada establecida para esta serie se calculó la probabilidad de excedencia del umbral definido (139mm), esto es $P(X>x)$; $x = 139$, igual a la integral

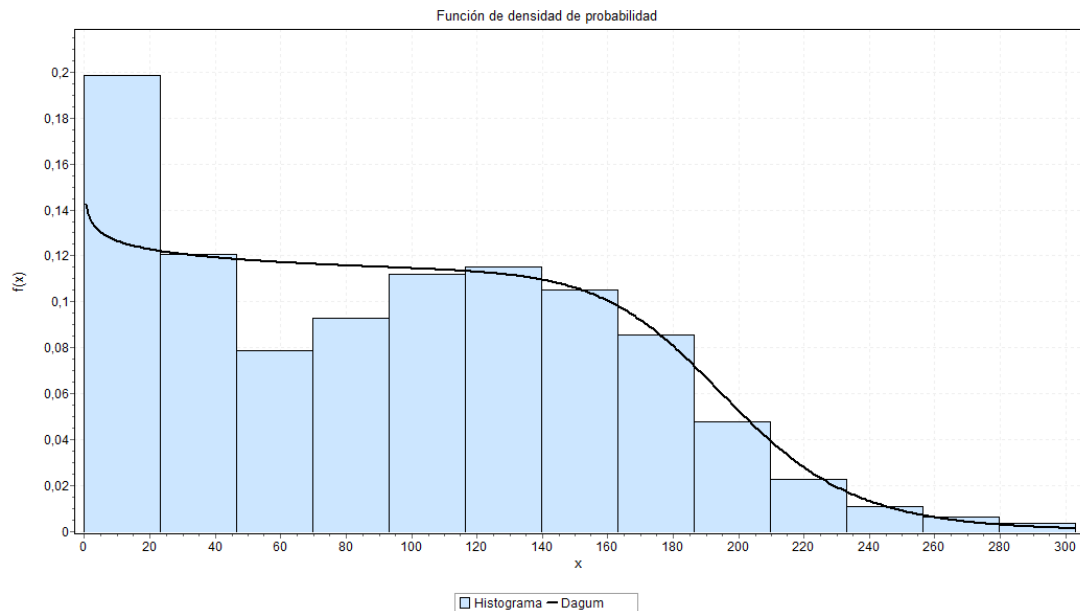
definida de la función en el intervalo entre 139 e infinito, cuyo valor es de 0.2972, equivalente a un evento con periodo de retorno de 3 años.

Figura 5-6: Variación del Índice del Niño Oceánico desde 1950 y la definición de años secos o húmedos por umbrales de Niño y Niña.



Fuente: Modificado de [http://informesanuales.xm.com.co/2016/SitePages/operacion/2-8-Anex-Indice-oceanico-de-El-Ni%C3%B1o-\(ONI\).aspx](http://informesanuales.xm.com.co/2016/SitePages/operacion/2-8-Anex-Indice-oceanico-de-El-Ni%C3%B1o-(ONI).aspx)

Figura 5-7: FDP Dagum para precipitación acumulada de 17 días antecedentes



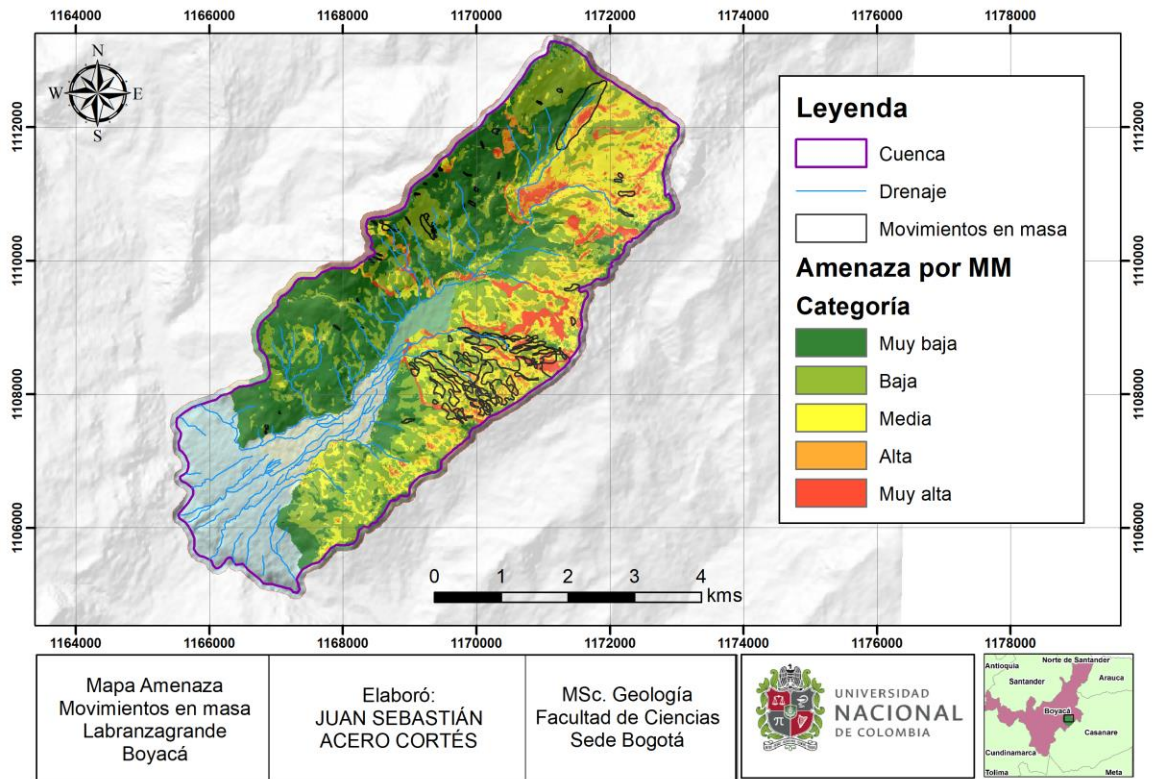
Fuente: Autor

Como se observa en los resultados calculados de probabilidad de lluvia detonante en los escenarios de tormenta extrema y de lluvia antecedente es posible observar que, como se esperaba, son las lluvias extremas en 24 horas las que han detonado históricamente los movimientos en masa y flujos de detritos que han sido formadores del abanico de Labranzagrande, dado que la probabilidad de excedencia del umbral encontrado es menor, y por tanto, menos frecuente y cercana a una razón de ocurrencia de 3 veces por cada 100 años. Considerando en los análisis que la tormenta extrema tenga como duración el tiempo de concentración calculado mediante el método de California, el cual es de cerca de 55 minutos, el evento que supera el umbral definido se relaciona de igual manera con las curvas de periodos de retorno de 20 y 50 años, por lo cual los resultados concuerdan parcialmente comparando el método de la curva IDF de una estación similar al método de la FDP de la estación In-situ.

Si bien los valores máximos de precipitación diaria en cada año son siempre superiores al umbral para la serie de tiempo analizada, es de aclarar que no siempre que el umbral mínimo es excedido se detona un movimiento en masa, debido a otros factores locales que influyen en la iniciación del mismo, como por ejemplo el grado de meteorización que puede alcanzar una formación superficial (suelo o roca) que cambia con el paso del tiempo. A pesar de ello, en la estimación de la amenaza se considera esta probabilidad de excedencia temporal de dicho umbral relacionado a uno o varios eventos como una simplificación conservadora del modelo, que, para mayor precisión, debería considerar principalmente la probabilidad condicional de la ocurrencia de un movimiento en masa dado que se exceda dicho umbral, es decir, estudiar dicha probabilidad bajo un enfoque Bayesiano, lo cual requiere de mayor cantidad de datos (Servicio Geológico Colombiano, 2017).

El mapa de amenaza por movimientos en masa resultante de la combinación del análisis de susceptibilidad y el análisis del detonante se muestra a continuación en la **Figura 5-8** con su respectiva leyenda. En este se puede ver también como la densidad de movimientos en masa es mayor hacia la vertiente suroriental de la cuenca donde la amenaza está predominantemente entre las categorías de media a muy alta.

Figura 5-8: Mapa de amenaza por movimientos en masa para la cuenca de la quebrada Grande.



	Amenaza muy alta	Áreas geomorfológicamente inestables de laderas onduladas, laderas estructurales fracturadas, laderas erosivas, planchas y contraescarpes, con MM detonados por lluvias con tiempos de retorno de 30 a 50 años aproximadamente.
	Amenaza alta	Corresponde a zonas de pendientes altas, cercanas a drenajes y de formas cóncavas, con MM detonados por lluvias con tiempos de retorno de 30 a 50 años aproximadamente.
	Amenaza media	Zonas de depósitos coluviales, laderas medias y lomeríos poco disectados con desarrollo de MM de dimensiones menores, detonados por lluvias con tiempos de retorno de 50 a 70 años aproximadamente.
	Amenaza baja	Áreas geomorfológicamente estables con coberturas herbazales, desarrollo de suelos poco profundos, con ocurrencia esporádica de MM detonados por lluvias con tiempos de retorno de 70 a 100 años aproximadamente.
	Amenaza muy baja	Corresponde a zonas geomorfológicas de pendientes planas a suavemente inclinadas, coberturas boscosas con suelos profundos, y con ocurrencia muy ocasional de MM aislados y detonados por lluvias con tiempos de retorno de 100 años o más.

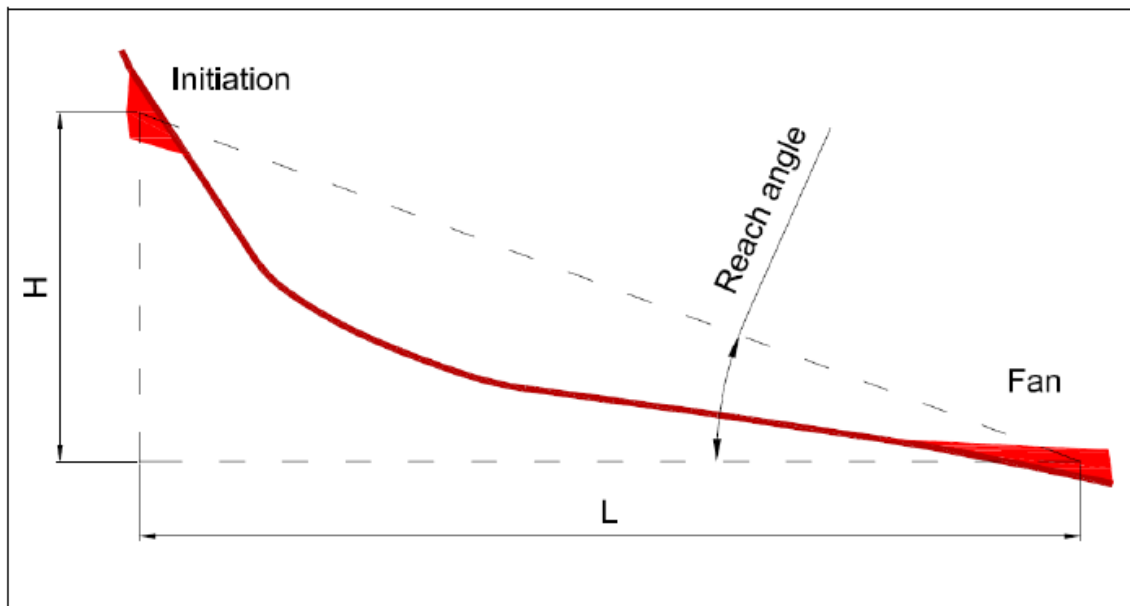
Fuente: Autor

6. Modelación dinámica y zonificación de amenaza por avenidas torrenciales

Otro de los elementos para la definición de amenaza es la intensidad o magnitud como una medida del daño que puede causar (Servicio Geológico Colombiano, 2017). El grupo de investigación de transporte de sedimentos GITS de la Universidad Politécnica de Cataluña diseñó un paquete de software para la modelación de iniciación y propagación de flujos de detritos, entendidos como un conjunto de procesos que poseen un contenido variable entre sólido y líquido y una variación de velocidad de flujo en función del tipo de material involucrado (cohesivo o no cohesivo), o como lo define Hungr (2001), *“flujos muy rápidos a extremadamente rápidos de detritos no plásticos saturados en un canal de pendiente pronunciada (con índice de plasticidad menor al 5% en las fracciones de arena y más finas)”*, definición adoptada por la Unidad Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres UNGRD (2017) para referirse a las Avenidas Torrenciales. Con este software es posible obtener un mapa de distribución de los depósitos y la velocidad de flujo alcanzada en cada sector, traducible en magnitud e intensidad del proceso. En la primera etapa se identifican las áreas fuente o de iniciación de una posible avenida torrencial mediante el uso de algoritmos determinísticos que emplean variables continuas de profundidad del suelo, conductividad hidráulica, densidad del material saturado, ángulo de fricción interna, cohesión del material, entre otros, como lo son el algoritmo SHALSTAB (*Shallow Slope Stability*) (Montgomery & Dietrich, 1994), o el método del talud infinito para el cálculo del factor de seguridad (Bishop & Morgenstern, 1960). En la segunda etapa, el algoritmo DebrisDice mediante la utilización del método estocástico de *“random walk”* de Montecarlo combinado con algoritmos de enrutamiento de flujo D8 (O’Callaghan & Mark, 1984), calcula las probabilidades para la propagación de un flujo iniciado en esas áreas determinadas en la primera etapa de acuerdo con un número de iteraciones del modelo.

Las ecuaciones físicas por las cuales se rige el método son las de Corominas (1997), en la cual se relaciona el ángulo entre la zona de iniciación y la zona máxima de alcance, el gradiente de altura, la distancia de viaje y el volumen total de sedimento movilizado proveniente de las áreas fuente, y la de Voellmy (1955) para la reología de flujos de detritos granulares, en donde se relaciona la velocidad de la mezcla agua-sedimento, el coeficiente de fricción, el coeficiente de turbulencia y la línea principal de flujo. El flujo se detiene cuando el cálculo de la velocidad sea igual a cero. Los parámetros de entrada del modelo (**Figura 6-1**), se muestran en la **Tabla 6-1**, y fueron tomados de la bibliografía (Hürlimann et al., 2008).

Figura 6-1: Esquema generalizado del modelo de flujo de detritos en el modelo Debris Dice



Fuente: UPC, GITS 2013

Tabla 6-1: Parámetros de entrada del modelo de propagación

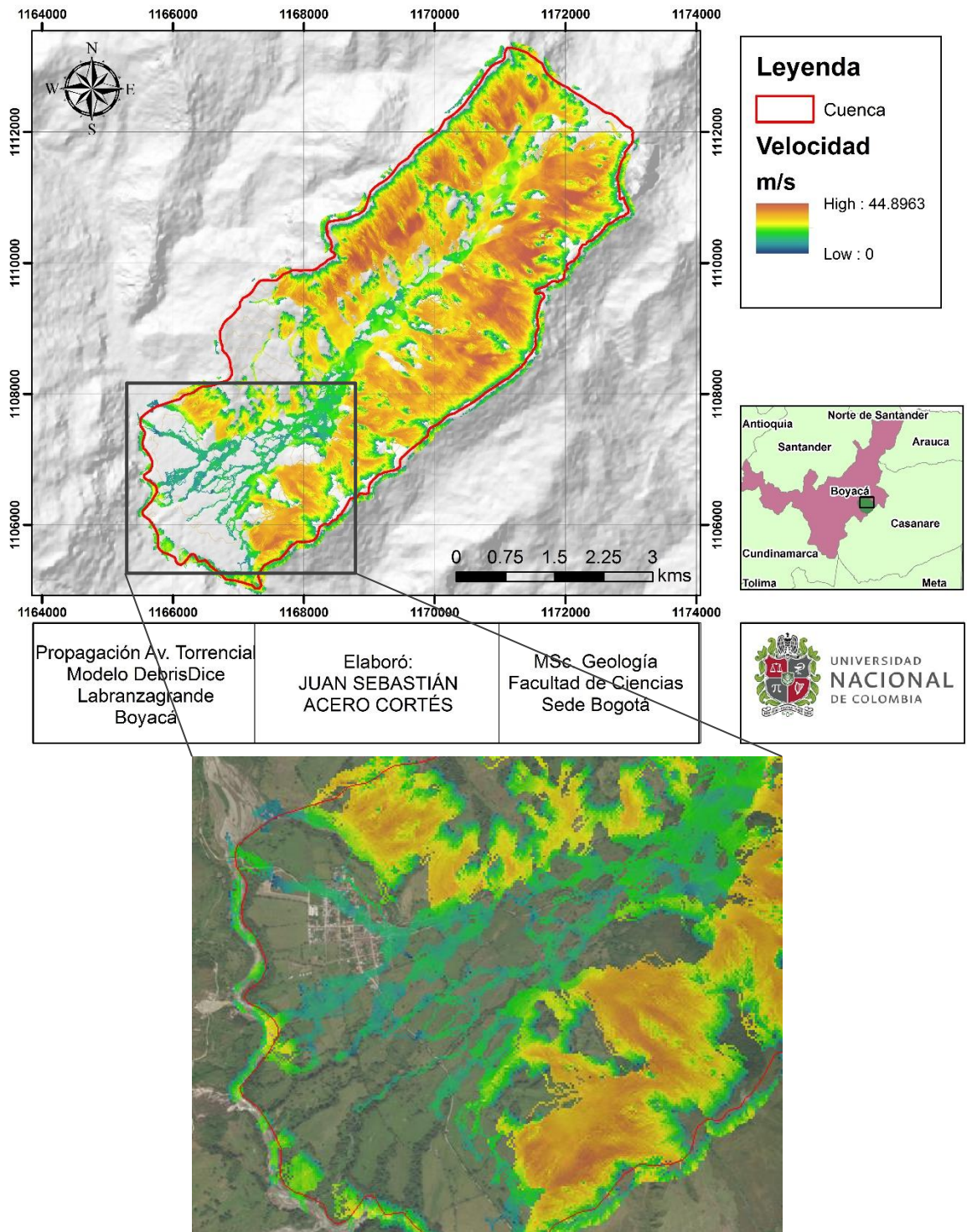
Parámetro	Valor
Ángulo de alcance	13°
# iteraciones	100
Factor de fricción de Coulomb	0.01
Coefficiente de turbulencia	400

Fuente: Autor

Según lo anterior, se utilizaron como escenarios a modelar los resultantes del análisis de susceptibilidad con una ocurrencia de deslizamiento en pixeles con probabilidad media y alta (probabilidad mayor a 0.38), así como los 3 escenarios de probabilidad resultantes del algoritmo de iniciación Shalstab y un escenario utilizando como área fuente el inventario completo de movimientos en masa construido a partir del análisis multitemporal (numeral 3.3.4), con un número de 100 iteraciones por cada modelo. Los resultados se expresan en términos de velocidad, lo cual es directamente proporcional con la amenaza por avenidas torrenciales si se considera que ya en los pasos anteriores se involucran los parámetros de fuente y detonante, y que la velocidad expresa el parámetro faltante de intensidad del evento. Los resultados de la modelación se muestran de la **Figura 6-2** a la **Figura 6-6**.

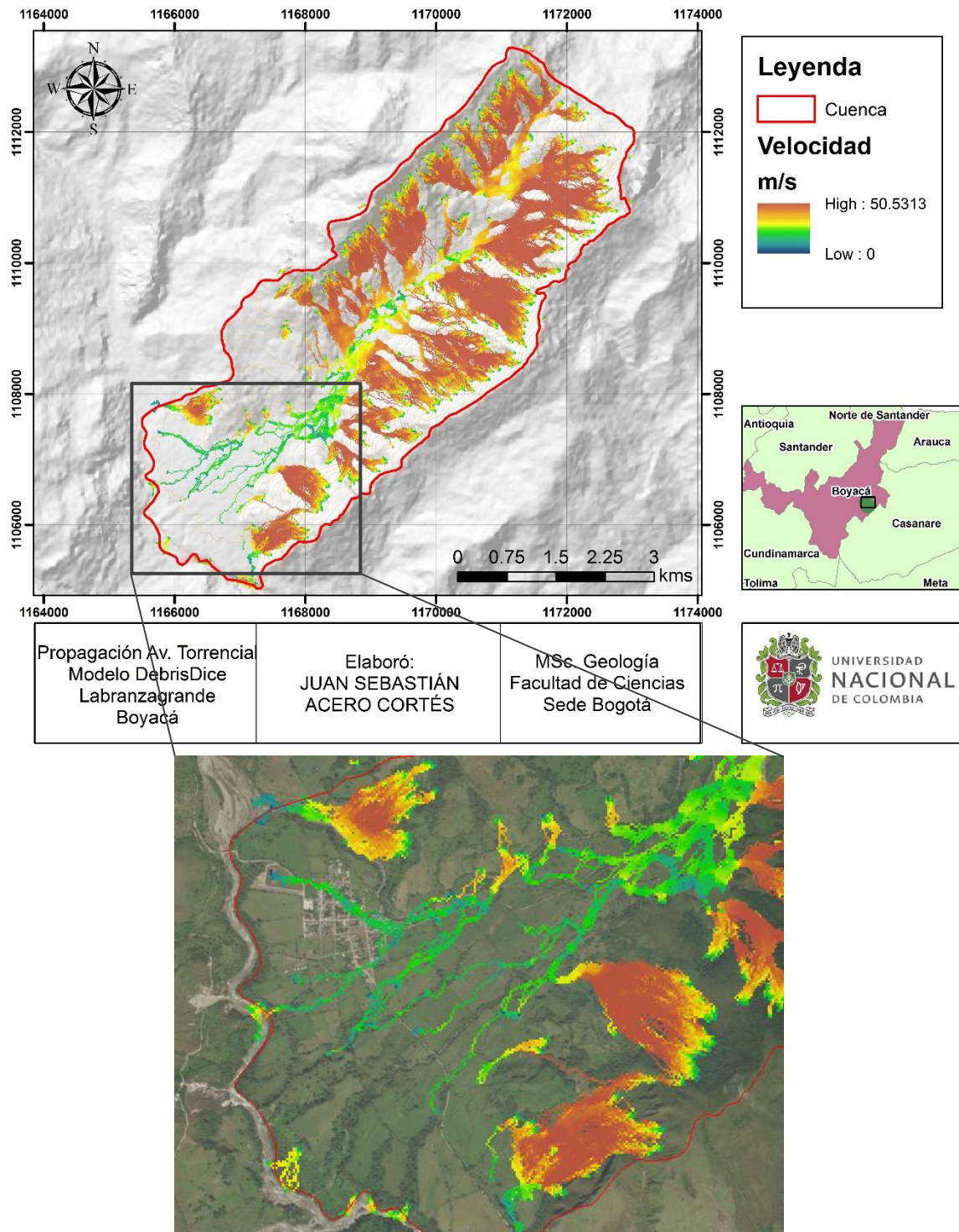
De acuerdo con los escenarios de probabilidad resultantes del algoritmo de iniciación Shalstab, se observa que el escenario más probable es el que más se asemeja al panorama de lo ocurrido en el evento de 1954, alcanzando velocidades de flujo cercanas a los 10m/s en las vertientes y máximas de 40m/s en la zona de tránsito, disminuyendo a medida que desciende topográficamente sobre el abanico y deteniéndose antes de llegar a la zona urbana. En el escenario realizado con los polígonos de iniciación iguales al inventario de movimientos en masa se observa un mayor alcance longitudinal de los depósitos, frenando en su mayoría antes de llegar a la zona urbana, pero continuando su tránsito de manera canalizada por los cauces de las quebradas Grande y el Zorro, así como por otros cauces y depresiones topográficas a una velocidad cercana a los 5m/s.

Figura 6-2: Escenario Baja Probabilidad, iniciación Shalstab



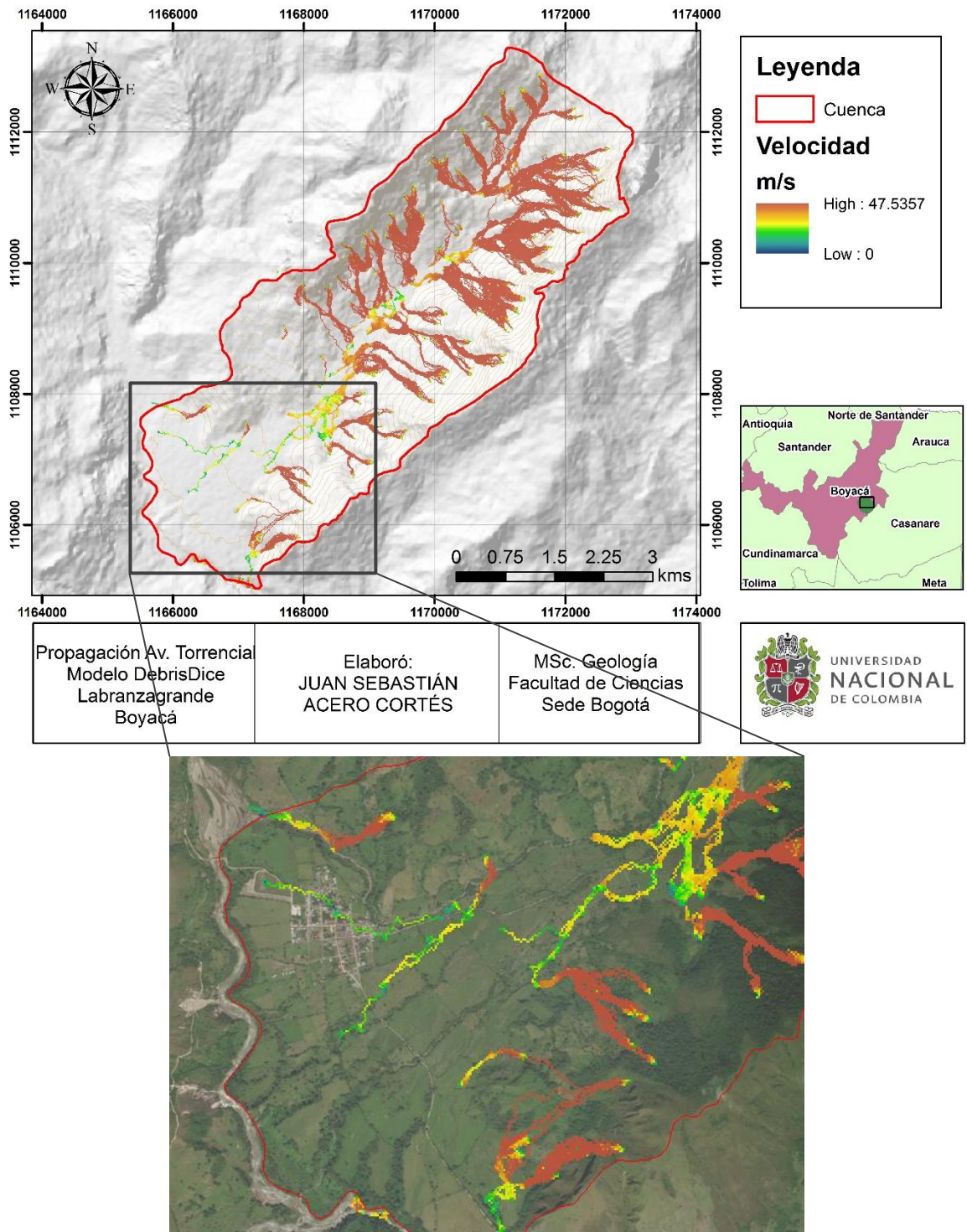
Fuente: Autor

Figura 6-3: Escenario Media Probabilidad, iniciación Shalstab



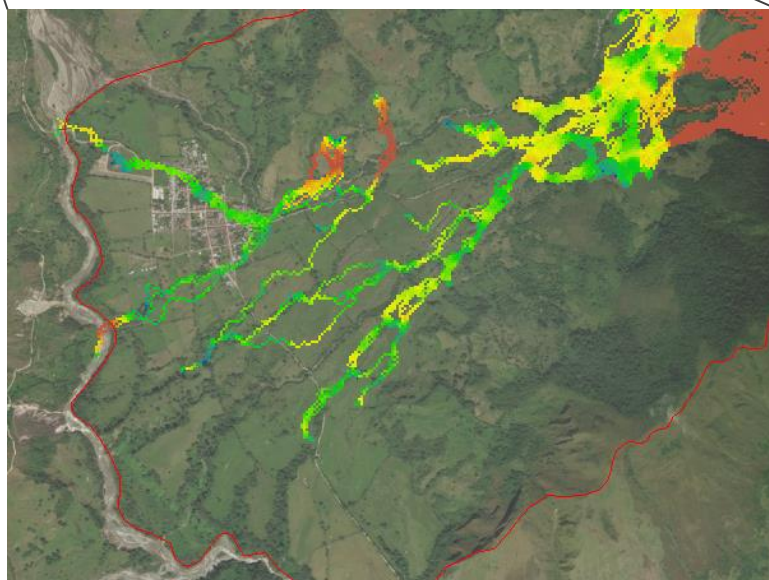
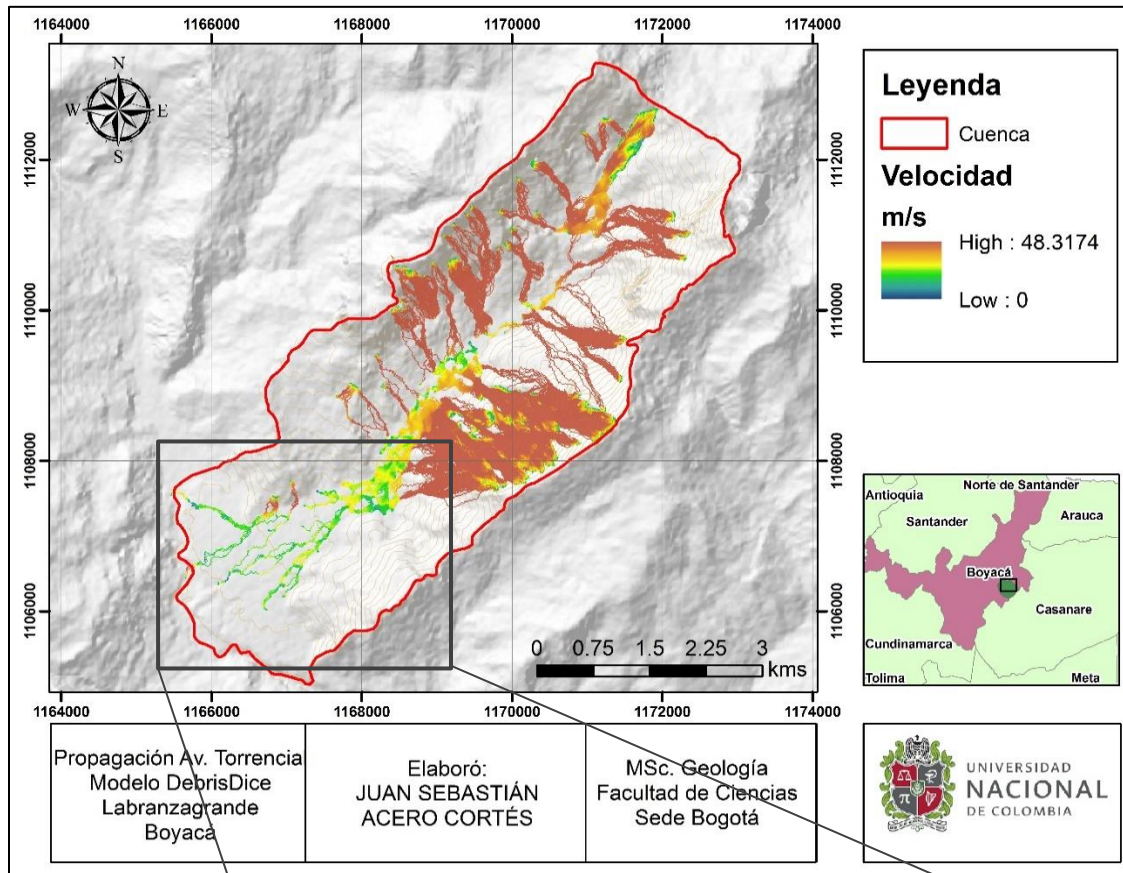
Fuente: Autor

Figura 6-4: Escenario Alta probabilidad, iniciación Shalstab



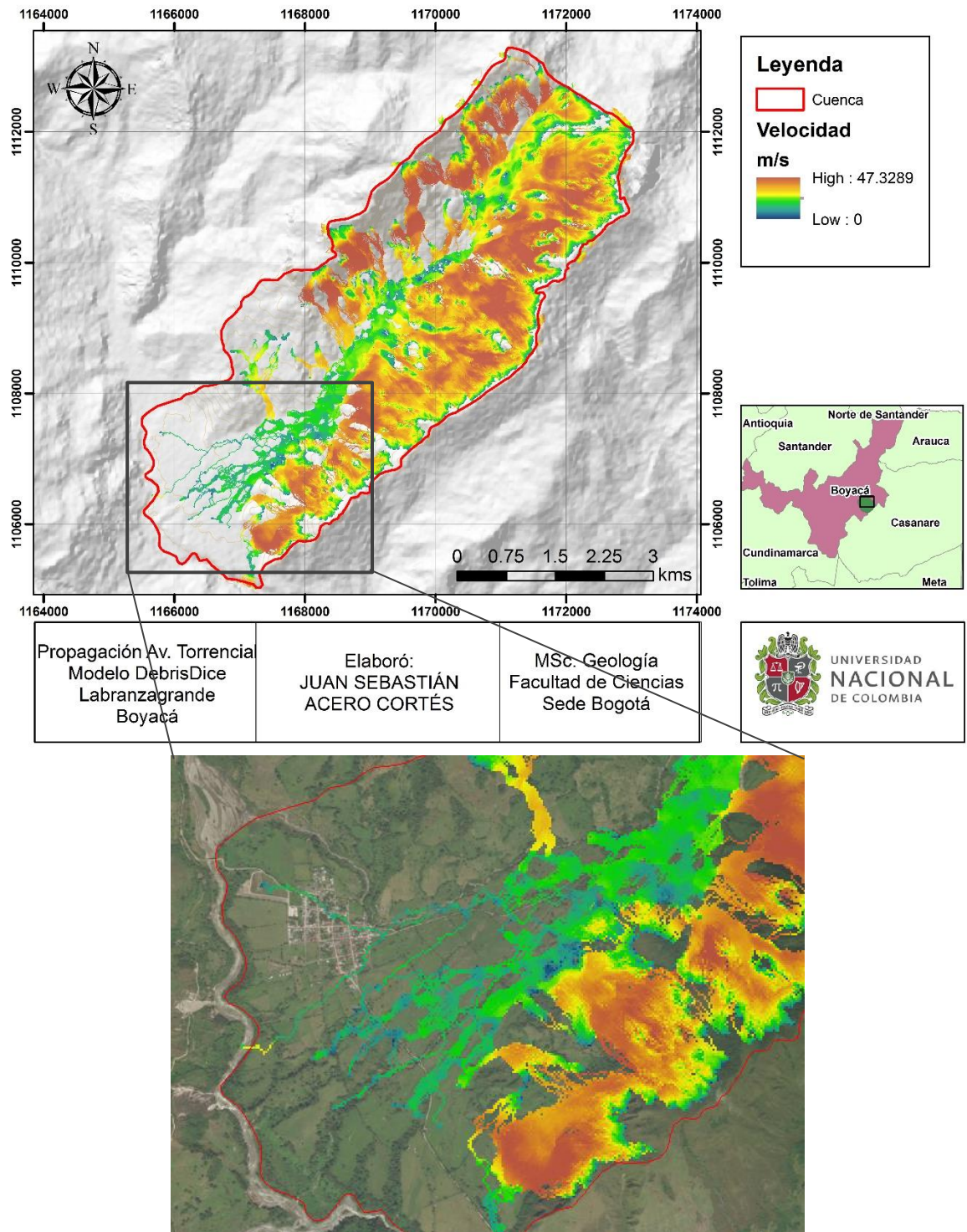
Fuente: Autor

Figura 6-5: Escenario iniciación con el inventario del análisis multitemporal



Fuente: Autor

Figura 6-6: Escenario Susceptibilidad media y alta (probabilidad > 0.38)



Fuente: Autor

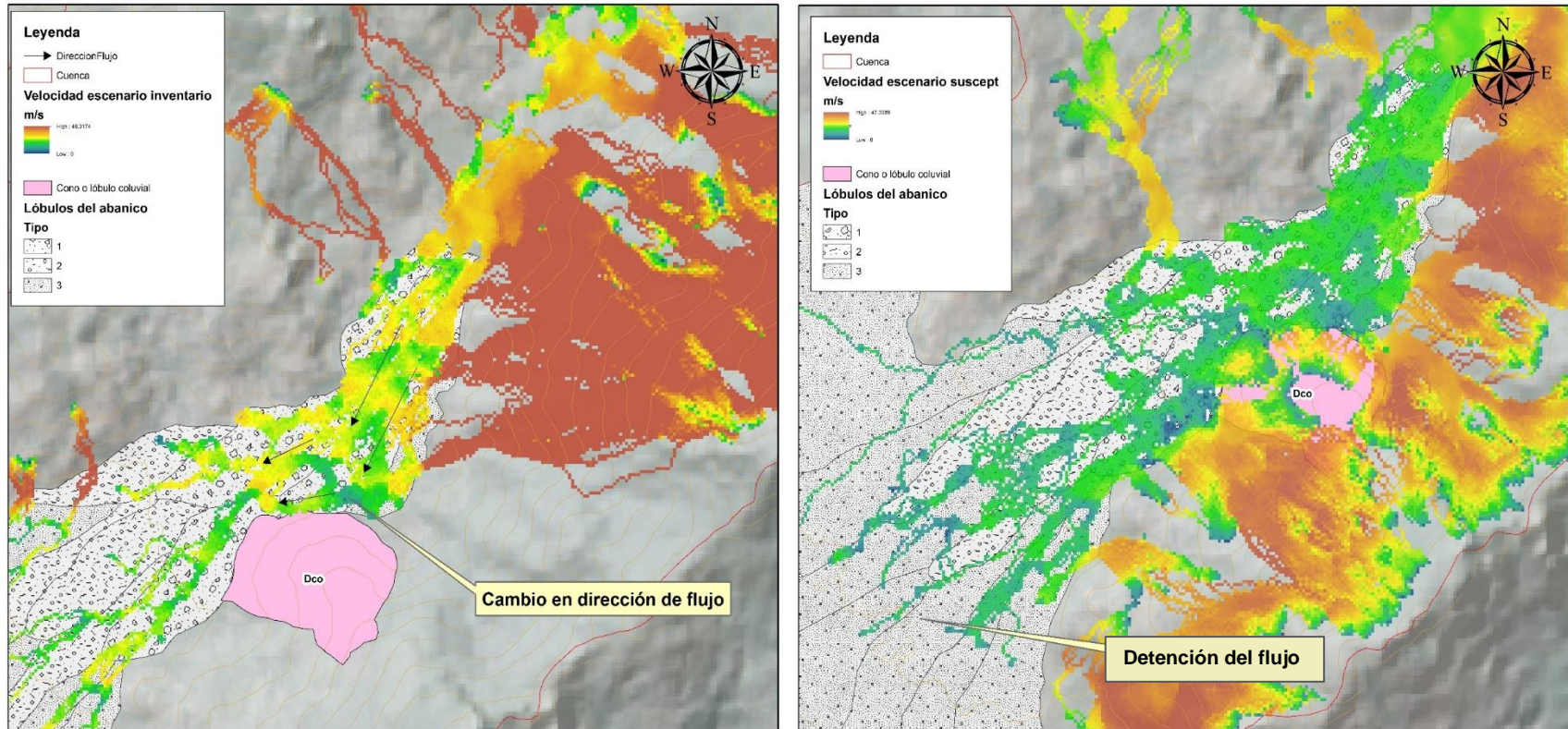
6.1 Análisis de resultados

Para el escenario construido a partir del modelo de susceptibilidad suponiendo la ocurrencia de movimientos en masa para aquellos píxeles con probabilidad igual o mayor a 0.38 (valor en el cual se tienen la mejor relación de verdaderos positivos sobre falsos positivos según la curva ROC), se encontró que la velocidad máxima para los movimientos en masa en las vertientes de la cuenca fue de 47m/s, y la velocidad mínima antes de detenerse a la altura de la vía Labranzagrande-Yopal se encuentra en un rango entre 2m/s y 7 m/s, donde el flujo continúa de manera canalizada por los diferentes drenajes de la zona terminal del abanico.

Al integrar el análisis geomorfológico de los lóbulos que componen el abanico y los resultados del modelo de propagación, se tiene que los lóbulos de tipo 1 de granulometrías más gruesas coinciden con el alcance de los modelos de los escenarios más probables (Alta probabilidad con iniciación del algoritmo Shalstab y el de iniciación con el inventario procesos históricos), en donde la trayectoria del depósito se detiene en inmediaciones de los depósitos de conos coluviales que conforman la vertiente suroriental de la cuenca actuando como barrera del flujo (**Figura 6-7**).

En los escenarios menos probables (media y baja probabilidad con iniciación del algoritmo Shalstab y escenario de ocurrencia del mapa de susceptibilidad en píxeles con probabilidad >0.38), el flujo se propaga hasta llegar a la zona de los lóbulos tipo 2 de granulometrías medias e incluso se interna en la zona de los lóbulos tipo 1, puesto que parte del material de los conos coluviales de la vertiente suroriental se ve involucrado en el proceso, contribuyendo a que no se detenga el flujo en la zona de quiebre vista en los escenarios más probables (**Figura 6-7**).

Figura 6-7: Diferencias en trayectorias y alcances de flujo entre escenarios de detonación simultánea del inventario de procesos morfodinámicos (izquierda), y el de detonación simultánea para píxeles de susceptibilidad mayor a 0.38 (derecha)

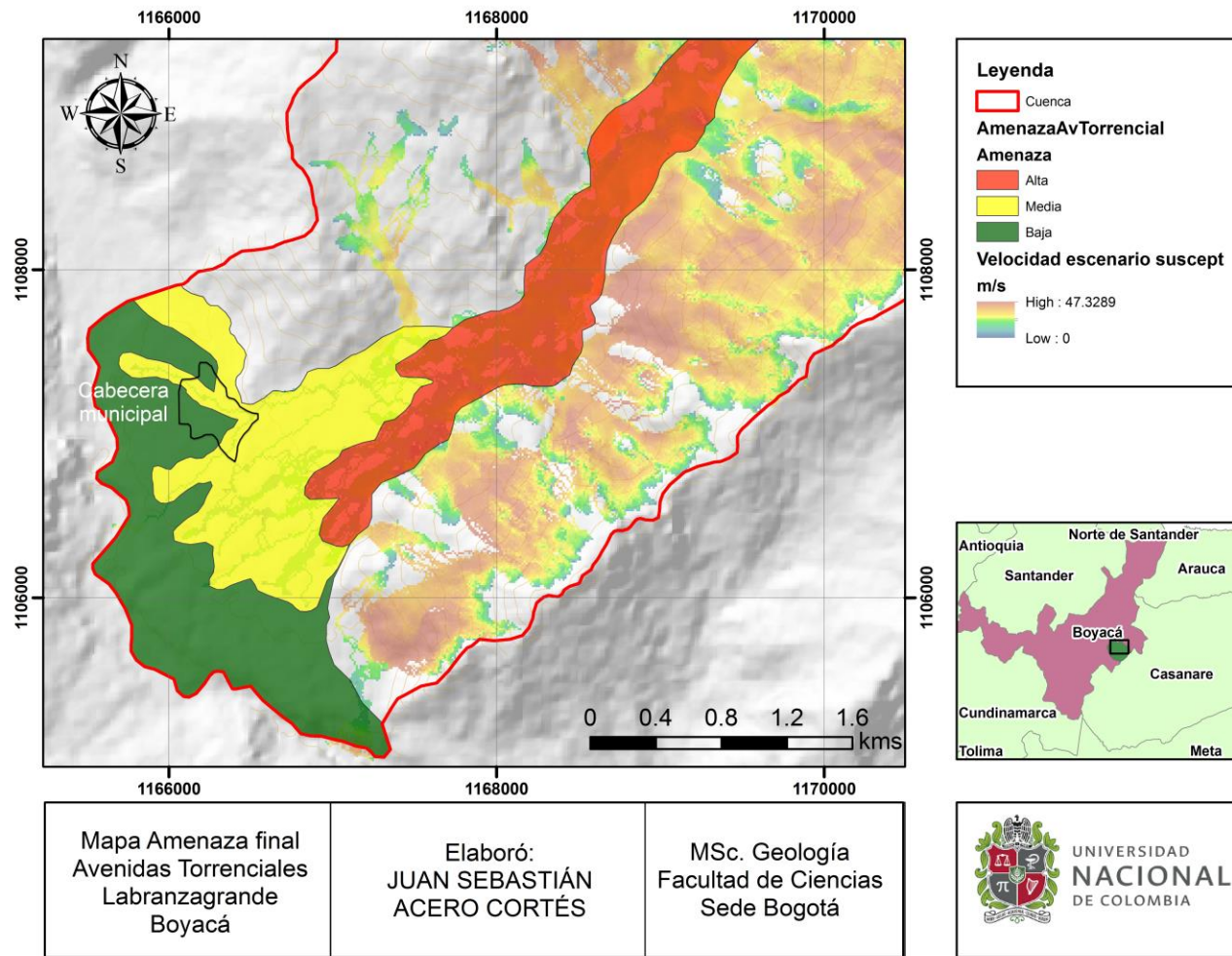


Fuente: Autor

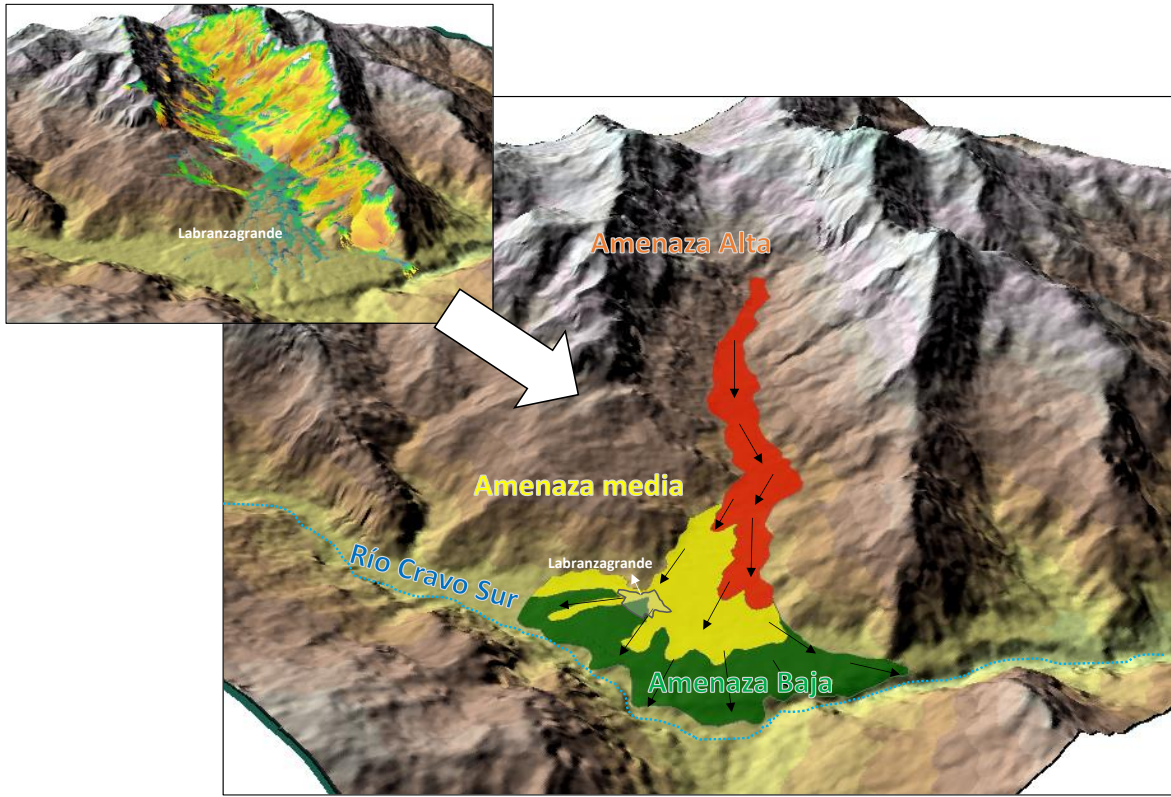
De los análisis de los escenarios presentados se evidencia que ninguno de los modelos de propagación, incluso presentando mayor cantidad de área con movimientos en masa iniciadores de un flujo torrencial, refleja un aporte de sedimentos suficiente como para cubrir de manera completa el área del abanico actual, lo cual se debe a un estado avanzado de degradación de la cuenca donde el levantamiento tectónico ha sido contrarrestado por los agentes erosivos de manera histórica.

Con los resultados del escenario con iniciación en zonas de susceptibilidad alta y muy alta se construyó el mapa de amenaza por avenidas torrenciales, que como se puede ver en vista de planta (**Figura 6-8**), y en vista 3D (**Figura 6-9**), representa una categoría media para la zona oriental y parte de las franjas norte y sur de la cabecera municipal de Labranzagrande. Los eventos reportados desde 1938 y observados en las fotografías históricas han tenido un alcance máximo muy similar a las áreas de amenaza media, gradando a depósitos finogranulares con tamaños máximos de clastos de hasta 20cms y posteriormente tamaño arena en la zona de amenaza baja. Sin embargo, el trazo actual de la Quebrada Grande se constituye como una amenaza hidrológica media a alta, puesto que la escorrentía que es capaz de transportar todo su sistema de drenaje como caudal líquido en el lecho mayor del abanico puede ser conducido aguas abajo hacia la población de Labranzagrande arrastrando consigo gran cantidad de sedimentos que se encuentran inconsolidados, superando el nivel actual de banca llena de su cauce a la altura del puente del pueblo y depositándose sobre las calles del pueblo, con un alto potencial de causar inundaciones, arrastre de vehículos y daños moderados en infraestructura. Una de las limitantes para encontrar resultados semejantes a este proceso es la resolución espacial del Modelo Digital de Terreno utilizado, puesto que el tamaño del píxel es superior al ancho del cauce, evitando así que se reconozca parcialmente la presencia del canal en ciertos sectores, así mismo, presenta ruido en el lecho mayor del abanico, representado como montículos u obstrucciones inexistentes en la realidad y que se representan como vacíos en la propagación del flujo.

Figura 6-8: Mapa final de amenaza por flujos de detritos y avenidas torrenciales en el área de estudio



Fuente: Autor

Figura 6-9: Vista 3D de las áreas de amenaza

Fuente: Autor

Las condiciones geomorfológicas encontradas, el histórico de eventos y los resultados de las respectivas modelaciones permiten en conjunto dar cuenta del potencial poder destructivo de los flujos descendentes por el abanico de Labranzagrande principalmente en la zona apical y media del abanico, a pesar de que los análisis morfométricos tradicionalmente usados para evaluar la torrencialidad en cuencas como el IVET y el índice de Melton indiquen tendencias parcialmente contrarias (capítulo 3.3.2), lo cual conlleva a discutir sobre la incertidumbre y aplicabilidad real de estos índices en todo tipo de cuencas, o en parámetros utilizados en su cálculo que no representan las condiciones de torrencialidad real de la cuenca tal como el índice de variabilidad, en donde los caudales tomados de la curva de duración de caudales representan principalmente la variabilidad intranual del régimen hidrológico pero no la respuesta inmediata de la cuenca a tormentas o lluvias extremas que corresponden a eventos de corta duración.

En cuanto a la predicción de los eventos más probables, entendida como la trayectoria y el conjunto de eventos que puedan suceder en el valle de la quebrada Grande de manera más frecuente, se tiene que la ocurrencia de lluvias en 24 horas que superen el valor de 45mm hacia la parte alta de la cuenca, genere una sobresaturación del subsuelo y las unidades superficiales que conforman principalmente la vertiente suroriental (asociada al cerro La Vieja), lo que desencadenaría en una ocurrencia masiva de movimientos en masa de distintos tipos (deslizamientos rotacionales, en cuña y flujos), que descenderían por la ladera de manera canalizada (si son superficiales), o no canalizada (si la superficie de rotura es profunda). A su vez, la transformación de lluvia en escorrentía podría alcanzar el caudal límite suficiente para el arrastre del material que ha descendido sobre esta área, desplazando la masa de sedimento y roca aguas abajo por el valle, de manera que se deposite en función del gradiente topográfico con las granulometrías más gruesas (tipo bloque) antes de la llegada a la Cabecera Municipal de Labranzagrande, y en su fase fina y líquida remanente hacia la parte distal del abanico. Así mismo, si el caudal no es suficiente, la masa descendida de la ladera podría generar represamientos en el cauce activo de las quebradas Grande y Colorada, con lo cual, si continúan las precipitaciones, se puede generar un evento de rotura de presa natural, generando un escenario de flujo hiperconcentrado que descienda con mayor velocidad por el valle de la quebrada Grande, y que podría llegar con velocidades de entre 8 y 20m/s a la cabecera municipal, y principalmente a las áreas norte y sur de la misma donde se determinó una categoría de amenaza media por avenidas torrenciales.

La disminución del factor analizado en esta investigación, que es la amenaza, y siguiendo el marco de la gestión del riesgo en Colombia para las etapas posteriores de mitigación y reducción del riesgo, se considera viable la exploración de medidas que se enfoquen en el monitoreo de la fuente y detonante, es decir, que pueden ir desde la instalación de inclinómetros en las laderas del área suroriental de la cuenca hasta la medición continua telemétrica de las lluvias y el caudal en la parte alta de la cuenca. Así mismo, para aumentar el conocimiento de la amenaza se recomienda realizar ensayos geotécnicos para el cálculo de estabilidad de los taludes, que fue uno de los objetivos específicos de esta investigación pero que no fue posible desarrollarlo por limitaciones de recursos. Respecto a medidas estructurales, se recomendaría mejorar las vías de evacuación del agua hacia el mismo sector, contemplando la posibilidad de construir canales o zanjas de

drenaje impermeables, que a su vez eviten la infiltración y acumulación de agua en las zonas inestables.

7. Conclusiones y recomendaciones

El análisis de las características geoambientales y del comportamiento multitemporal de las zonas de ladera y los drenajes asociados permitió definir aquellas áreas históricamente más involucradas en procesos de movimientos en masa, que corresponden a la vertiente suroriental de la cuenca en el cerro La Vieja, donde las causas están relacionadas a factores como el ángulo de buzamiento de las rocas, la inclinación de la ladera, el desarrollo pobre de suelo, el grado de fracturamiento de rocas de la Formación Une, y las coberturas naturales de pastos o áreas desnudas como pudo constatarse a partir de las curvas de probabilidad logística de cada variable en el análisis de susceptibilidad.

Se logró la elaboración de un modelo de predicción de ocurrencia futura de movimientos en masa en términos de probabilidad espacial, a partir del inventario de procesos históricos georreferenciados de la cuenca de la quebrada Grande y otro de un área de calibración geomorfológicamente similar dentro del dominio de la cordillera oriental en su transición al piedemonte llanero. Este instrumento se constituye como el mapa de susceptibilidad por este tipo de eventos, y cual cuenta con capacidad de predicción aceptable medido según la curva ROC. Las categorías de susceptibilidad alta y muy alta comprenden principalmente la vertiente suroriental y la zona norte de la cuenca, coincidente con la observación de depósitos y cicatrices de movimientos en masa históricos a partir del análisis fotointerpretativo y de campo. Con los resultados obtenidos se concluye que este tipo de métodos, y en especial el de Máxima Entropía, funciona satisfactoriamente en el contexto colombiano siempre y cuando las áreas de calibración y validación tengan similitud en condiciones geológicas, geomorfológicas, climáticas y de coberturas del suelo

En cuanto a la evaluación de las lluvias extremas detonantes se determinó la probabilidad de ocurrencia de un evento igual o superior a aquel umbral de lluvia que históricamente

detonó varios eventos en la cuenca por medio de la construcción de una función de distribución de probabilidad (FDP) que mejor se ajustara a los datos, la cual fue del tipo Johnson SB, y que arrojó una probabilidad de ocurrencia de estas lluvias de 0.03, que se traduce en esa probabilidad de excedencia anual o a un evento con un periodo de retorno de 60 años aproximadamente, resultado parcialmente concordante con los datos de las curvas IDF de la estación meteorológica más similar que fue la de Corinto localizada a 23 km del área de estudio, y que fueron construidas con las series de precipitación máxima en 24 horas. A partir del modelo de susceptibilidad y el análisis de probabilidad de ocurrencia del detonante fue posible la obtención del mapa de amenaza por movimientos en masa en el área de estudio. Estos resultados pueden ser usados para estudios posteriores requeridos, por ejemplo, en la construcción de obras civiles para calcular la tormenta de diseño en modelos hidrológicos e hidráulicos detallados, y sirven de base para la secretaría de planeación del municipio en cuanto a la toma de decisiones y la planificación de nuevas estrategias de manejo por parte del Consejo Municipal para la Gestión del Riesgo.

La modelación de propagación de un flujo o avenida torrencial con diferentes áreas de iniciación asociada a la ocurrencia masiva de movimientos en masa o MORLE, reflejó en varios escenarios de iniciación la intensidad de un evento similar al ocurrido en el año 1954 en la cuenca en términos de velocidad y distribución de sus depósitos, lo cual resultó similar a lo encontrado en campo y en el análisis multitemporal en términos de forma y granulometría los lóbulos coalescentes que componen el denominado Abanico de Labranzagrande.

Se recomiendan realizar nuevos estudios que permitan establecer tanto la geometría real del gran depósito de Labranzagrande por métodos directos o indirectos, como la edad absoluta de los diferentes eventos que lo componen. Se sugiere además realizar estudios detallados de amenaza y riesgo por movimientos en masa para toda la zona del Cerro La Vieja y drenajes afluentes de la quebrada Colorada, y de avenidas torrenciales para el área urbana y de expansión urbana del municipio de Labranzagrande, que contribuyan al conocimiento del riesgo para, posteriormente y según los lineamientos de la política nacional de gestión del riesgo, pasar a la fase de reducción del riesgo y analizar la posibilidad de realizar obras de intervención estructurales o no estructurales, las cuales pueden ir desde la construcción de canales para mejor el sistema de drenaje en eventos

de lluvia fuertes, hasta la revegetalización y restauración de las coberturas boscosas como medios para la amortiguación del flujo descendente por el abanico de Labranzagrande.

A. Anexo: Serie de precipitación diaria estación Corinto

Este anexo se presenta como medio magnético.

B. Anexo: Serie de precipitación diaria del satélite CHIRPS en la zona de estudio

Este anexo se presenta como medio magnético.

Bibliografía

- Bishop, A. W., & Morgenstern, N. (1960). Stability coefficients for earth slopes. *Geotechnique*, 10(4), 129–153. <https://doi.org/10.1680/geot.1960.10.4.129>
- Bregoli, F., Medina, V., Chevalier, G., Hürlimann, M., & Bateman, A. (2015). Debris-flow susceptibility assessment at regional scale: Validation on an alpine environment. *Landslides*, 12(3), 437–454. <https://doi.org/10.1007/s10346-014-0493-x>
- Bürgl, H. (1961). Historia geológica de Colombia. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias*, XI–43, 137–191. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.581>
- Campos, A. (1992). *Procesos del ciclo hidrológico* (Vol. 2).
- Chow, V. . (1994). *Hidrología aplicada* (McGraw-Hil).
- Chung, C. F., Fabbri, A. G., & Van Westen, C. J. (1995). Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation, In: A. Carrara and F. Guzzetti (eds). In *Geographic Information Systems in Assessing Natural Hazards* (pp. 107–133).
- Conoscenti, C., Ciaccio, M., Caraballo-arias, N. A., Gómez-gutiérrez, Á., Rotigliano, E., & Agnesi, V. (2015). Assessment of susceptibility to earth- flow landslide using logistic regression and multivariate adaptive regression splines : A case of the Belice River basin (western Sicily , Italy). *Geomorphology*, 242, 49–64. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.020>
- Conoscenti, C., Di Maggio, C., & Rotigliano, E. (2008). GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). *Geomorphology*, 94, 325–339.
- Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A., & Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79(10), 1421–1443. <http://archives.datapages.com/data/bulletns/1994-96/data/pg/0079/0010/1400/1421.htm>
- Corominas, J., & García Yagüe, A. (1997). Terminología de los movimientos de ladera. *IV Simposio Nacional Sobre Taludes y Laderas Inestables*, 1051–1072.

- Corominas, J., van Westen, C., Frattini, P., Cascini, L., Malet, J. P., Fotopoulou, S., Catani, F., Van Den Eeckhaut, M., Mavrouli, O., Agliardi, F., Pitilakis, K., Winter, M. G., Pastor, M., Ferlisi, S., Tofani, V., Hervás, J., & Smith, J. T. (2013). Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73(2), 209–263. <https://doi.org/10.1007/s10064-013-0538-8>
- Corporinoquia. (2018). *Actualización del Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica del río Cravo Sur*.
- Corporinoquia. (2019). *Actualización del Plan de Ordenación y Manejo de la cuenca del río Tua*.
- Costanzo, D., Chacón, J., & Irigaray, C. (2014). *Forward logistic regression for earth-flow landslide susceptibility assessment in the Platani river basin (southern Sicily, Italy)*. 11(4), 639–653. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0415-3>
- Crudden, D., & Varnes, D. J. (1996). Landslide Types and Processes. In *Landslides: Investigation, and Mitigation* (Transporta).
- Diaz, O., & Rosas, G. (2016). *Guía metodológica de monitoreo municipio de Labranzagrande*. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia.
- Dirección de geoamenazas SGC. (2015). *Propuesta metodológica sistemática para la generación de mapas geomorfológicos analíticos aplicados a la zonificación de amenaza por movimientos en masa escala 1:100.000 (Anexo A Glosario de términos geomorfológicos)*.
- Felícísimo, Á. M., Cuartero, A., Remondo, J., & Quirós, E. (2013). Mapping landslide susceptibility with logistic regression, multiple adaptive regression splines, classification and regression trees, and maximum entropy methods: A comparative study. *Landslides*, 10(2), 175–189. <https://doi.org/10.1007/s10346-012-0320-1>
- García, E. (2017). *Hidrología superficial*. Instituto Tecnológico de México.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Otuño, L., & Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica* (Pearson Educación (ed.)). Prentice-Hall.
- Guerrero, J. (1993). *Magnetostratigraphy of the upper part of the Honda Group and Neiva Formation. Miocene uplift of the Colombian Andes [Ph.D. thesis]*. Duke University.
- Guerrero, J. (2002). A proposal on the classification of Systems Tracts: Application to the Allostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin.

- Geología Colombiana*, 27, 27–49.
- Guerrero, J., & Sarmiento, G. (1996). Estratigrafía Física, Palinológica, Sedimentológica y Secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en Exploración Petrolera. *Geología Colombiana*, 20, 3–66.
- Guzzetti, F. (2005). *Landslide hazard and risk assessment*. Universtität Bonn.
- Horton, R. E. (1932). Drainage basin characteristics. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 13(1), 350–361. <https://doi.org/10.1029/TR013i001p00350>
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins, hydrophyical approach to quantitative morphology. *Nihon Ringakkai Shi/Journal of the Japanese Forestry Society*, 37(6), 257–262. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56)
- Hosmer, D. W., & Lemeshow, S. (2000). *Applied Logistic Regression.pdf* (2nd ed.). <https://doi.org/10.1038/461726a>
- Hubach, E. (1931). *Geología petrolífera del departamento de Norte de Santander: Servicio Geológico Nacional, Informe no. 176*.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J., & Hutchinson, J. N. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7(3), 221–238. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.7.3.221>
- Hungr, Oldrich. (2007). Dynamics of rapid landslides. *Progress in Landslide Science*, 47–57. https://doi.org/10.1007/978-3-540-70965-7_4
- Hungr, Oldrich, Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- Hürlimann, M., Rickenmann, D., Medina, V., & Bateman, A. (2008). Evaluation of approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment. *Engineering Geology*, 102(3–4), 152–163. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.012>
- IDEAM. (2010). Leyenda Nacional de Coberturas de la Tierra. Metodología Corine Land Cover adaptada para Colombia Escala 1:100.000. In *Ideam*. Instituto de Hidrología, Metereología y Estudios Ambientales.
- IDEAM. (2013). *Lineamientos conceptuales y metodológicos para la Evaluación Regional del Agua*.
- Kerekes, A. H., Poszet, S. L., & Gál, A. (2018). Landslide susceptibility assessment using the maximum entropy model in a sector of the Cluj – Napoca Municipality , Romania.

- Geomorfologie*, 20(December), 130–146. <https://doi.org/10.21094/rg.2018.039>
- Koethe, R., & Lehmeier, F. (1996). *SARA - System zur Automatischen Relief-Analyse*. 2.
- Leiva, O., Moya Berbeo, H., Trejos González, G., & Carvajal, J. (2012). Propuesta Metodológica Sistemática Para La Generación De Mapas Geomorfológicos Analíticos Aplicados a La Zonificación De Amenaza Por Movimientos En Masa Escala 1:100.000. *Servicio Geológico Colombiano*, 88.
- Llamas, J. (1993). *Hidrología general, principios y aplicaciones* (Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco (ed.)).
- Mantovani, F., Soeters, R., & Van Westen, C. J. (1996). Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. *Geomorphology*, 15, 213–225.
- Mejía, B. (2017). *Estimación de curva IDF a partir de lluvias máximas en 24 horas en el Departamento del Atlántico* (Vol. 13, Issue 3). Universidad de la Costa.
- Melton, M. (1957). An Analysis of the Relations Among Elements of Climate, Surface Properties and Geomorphology. *Technical Report*, 11, 102.
- Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible. (2014). *Guía técnica para la Formulación de los Planes de Ordenación y Manejo de Cuencas Hidrográficas*.
- Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible, & Universidad Nacional de Colombia. (2013). *Informe Final: Metodología para la Evaluación del Riesgo en los POMCAS*.
- Montgomery, D., & Dietrich, W. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30(4), 1153–1171.
- Montoya, D., Numpaque, A., Martín, C., & Alcárcel, F. (2013). *Geología de la plancha 193 Yopal Escala 1:100.000*.
<http://recordcenter.sgc.gov.co/B14/23008010024627/documento/pdf/2105246271101000.pdf>
- Montoya, L., Silva, S., & González, J. E. (2009). Evaluación De Zonas De Amenaza Por Avenidas Torrenciales Utilizando Metodologías Cualitativas. Caso De Aplicación a La Quebrada Doña María. *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 8(30), 11–29. <http://www.scielo.org.co/pdf/rium/v8n15/v8n15a02.pdf>
- Morisawa, M. . (1985). *Rivers: forms and process*.
- O'Callaghan, J., & Mark, D. (1984). The extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28(1), 323–344. [https://doi.org/10.1016/0734-189X\(89\)90053-4](https://doi.org/10.1016/0734-189X(89)90053-4)

- Ohlmacher, G. C., & Davis, J. C. (2003). Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. *Engineering Geology*, 69, 331–343.
- Padilla, J. (1992). *Reconocimiento geológico Municipio de Labranzagrande (Boyacá)*.
- Pérez, G., & Salazar, A. (1978). Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe. *Geología Colombiana*, 10, 7–86.
- Portilla Gamboa, M. E. (2014). Reconstrucción y análisis de ocurrencias regionales de múltiples eventos de movimientos en masa generados por lluvias históricas en los Pirineos [UNIVESITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA]. In *Tesis Doctoral*.
<http://hdl.handle.net/2117/95519>
- Proyecto multinacional Andino: Geociencias para las comunidades andinas. (2007). *Movimientos en masa en la región Andina: una guía para la evaluación de amenazas*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Remondo, J., González-Díez, A., Díaz de Terán, J. R., & Cendrero, A. (2003). Landslide susceptibility models utilising spatial data analysis techniques. A case study from the lower Deba Valley, Guipúzcoa (Spain). *Natural Hazards*, 30(3), 267–279.
<https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000007202.12543.3a>
- Ross, S. (1996). *Stochastic Processes* (Second edi).
- Servicio Geológico Colombiano. (2003). *Mapa geológico plancha 193, Yopal*.
- Servicio Geológico Colombiano. (2015). *GUÍA METODOLÓGICA PARA ESTUDIOS DE AMENAZA, VULNERABILIDAD Y RIESGO POR MOVIMIENTOS EN MASA*.
- Servicio Geológico Colombiano. (2017). *Guía Metodológica para la Zonificación de Amenaza por Movimientos en Masa Escala 1:25.000*. SGC.
<https://doi.org/10.1002/chem.201301917>
- Servicio Geológico Colombiano. (2018). *Memoria Explicativa Del Mapa Geomorfológico Aplicado a Movimientos En Masa Escala 1:100.000 Plancha 192 – Laguna de Tota* (Issue 031).
- Sicard, C. (1938). *Reporte visita técnica al municipio de Labranzagrande*.
- Strahler, A. (1957). Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38(6), 913–920.
- Strahler, A. (1986). *Geografía física* (Omega).
- Ulloa, C., Rodríguez, E., Fuquen, J., & Acosta, J. (2001). *Geología de la Plancha 192 Laguna de Tota escala 1:100.000 memoria explicativa*.

- UNGRD. (2017). Terminología sobre Gestión del Riesgo de Desastres y Fenómenos Amenazantes. In *Comité Nacional para el Conocimiento del Riesgo SNGRD*. <http://repositorio.gestiondelriesgo.gov.co/bitstream/handle/20.500.11762/20761/Terminologia-GRD-2017.pdf;jsessionid=1ADDEE38CA0713C6B15CC4D150169677?sequence=2>
- Urrea, V., Ochoa, A., & Mesa, O. (2016). Validación de la base de datos de precipitación CHIRPS para Colombia a escala diaria, mensual y anual en el periodo 1981-2014. *XXVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, November, 11*. https://www.researchgate.net/publication/310844678_Validacion_de_la_base_de_datos_de_precipitacion_CHIRPS_para_Colombia_a_escaladidaria_mensual_y_anual_en_el_periodo_1981-2014
- Van der Hammen, T. (1954). *Los deslizamientos en el municipio de Labranzagrande*.
- Van Westen, C. J., Rengers, N., & Soeters, R. (2003). Use of geomorphological information in indirect Landslide Susceptibility Assessment. *Natural Hazards, 30*(2), 399–419. <https://doi.org/10.1023/B>
- Vargas, G., Rotigliano, E., & Conoscenti, C. (2019). Prediction of debris-avalanches and flows triggered by a tropical storm by using a stochastic approach: An application to the events occurred in Mocoa (Colombia) on 1 April 2017. *Geomorphology, 339*(December 1999), 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.04.023>
- Varnes, D. J. (1954). Landslide Types and Processes. *Highway Research Board Special Report, July*, 1–4. <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>
- Verstappen, H. (1983). Geomorphology of the Agri Valley, Southern Italy. *ITC, 4*, 291–301.
- Voellmy, A. (1955). Über die Zerstörungskraft von Lawinen. *Schweizerische Bauzeitung, 73*, 212–285.
- Wilford, D. J., Sakals, M. E., Innes, J. L., Sidle, R. C., & Bergerud, W. A. (2004). Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides, 1*(1), 61–66. <https://doi.org/10.1007/s10346-003-0002-0>
- Wilson, J., & Gallant, J. (2000). *Digital Terrain Analysis in Terrain Analysis: Principles and Applications* (Vol. 479, Issue May 2016).