



Informe mensual de actividades

Anexo WP1.2.4 Modelación de movimientos en
masa húmedos

Enero de 2026



Contrato
CCT 261 de 2025

Contenido

WP1.2.4 Modelación de movimientos en masa húmedos	2
Introducción	2
Área de estudio	2
Metodologías para la modelación de movimientos en masa húmedos	3
Resultados	12
Referencias	24

WP1

Observatorio de amenazas y riesgos

Este WP tiene como objetivo generar conocimiento que sirva como insumo para la alerta temprana y la toma de decisiones a partir del monitoreo, análisis, modelación y generación de alarmas y alertas sobre múltiples componentes físicos, a través de actividades de investigación y operaciones que permitan avanzar en la caracterización, entendimiento, seguimiento y pronóstico de múltiples amenazas ambientales y evaluación de riesgos asociados.

Se avanzará en la consolidación del observatorio de múltiples amenazas, el cual es fundamental dada la variedad de amenazas que pueden impactar la sociedad y el territorio. Para este fin, el WP1 está constituido por tres grandes grupos de actividades: WP1.1 - Caracterización y monitoreo de variables y procesos asociados con las amenazas. El grupo WP1.2 - Modelación y pronóstico de la calidad del aire, las lluvias y otros fenómenos asociados con las amenazas. Por último, el grupo WP1.3 - Información para la gestión y herramientas operacionales que permitan la consolidación del observatorio de amenazas y riesgos en su primera fase, para el apoyo a emergencias, se enfoca en la aplicación (transferencia) de esta investigación a las operaciones para generar alertas y apoyar la gestión, a través de la consolidación de un observatorio multi-amenaza.

WP1.2.4

Modelación de movimientos en masa húmedos

Introducción

Los movimientos en masa detonados por lluvia son una de las amenazas que cobra el mayor número de víctimas anuales en terrenos montañosos y ambientes tropicales, como el Valle de Aburrá (Aristizábal, 2019), donde las condiciones de pendiente, geología y régimen hidrometeorológico favorecen su ocurrencia. Estos procesos, que incluyen principalmente deslizamientos y flujos, tienen un alto potencial de afectar a la población, la infraestructura y los ecosistemas, por lo tanto, comprender y predecir estos fenómenos es fundamental para la planificación territorial y la gestión del riesgo.

Durante la vigencia pasada, se avanzó en la aplicación del modelo físico SHALSTAB (SHallow Landslide STABility) desarrollado por Montgomery and Dietrich (1994), tanto a escala de píxel como de unidades de ladera, complementado con una caracterización geotécnica que permitió mejorar la representación espacial de parámetros clave como la fricción, cohesión y permeabilidad de los suelos. Esta aproximación posibilitó una primera aproximación a la susceptibilidad a movimientos en masa en el diferentes zonas de estudio, identificando zonas críticas bajo condiciones de saturación.

En la presente vigencia, la línea de investigación busca realizar la comparación y validación de resultados mediante la incorporación progresiva de otros modelos físicos reconocidos en la literatura, que integran criterios de equilibrio límite y permiten calcular factores de seguridad bajo diferentes supuestos de geometría y condiciones hidrológicas. Modelos como TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration and Gridbased Slope-Stability) y los incluidos en el módulo de GRASS GIS r.slope.stability constituyen referentes relevantes en este campo y servirán de base para ampliar el análisis, contrastando sus resultados con los obtenidos previamente con SHALSTAB. Adicionalmente, se incluyó y estandarizó una herramienta computacional para el cálculo de volúmenes deslizados, con aplicaciones tanto en la evaluación de los modelos de estabilidad como en la gestión de emergencias.

Con este enfoque, se pretende no solo evaluar la coherencia entre distintos marcos de modelación, sino también generar insumos más robustos para la zonificación morfodinámica del territorio. Esta comparación permitirá identificar las fortalezas y limitaciones de cada metodología en función de la escala y los insumos requeridos, contribuyendo así al diseño de estrategias de monitoreo e instrumentación más precisas en zonas prioritizadas.

Área de estudio

El área de estudio corresponde al Valle de Aburrá (Figura 1), región ubicada en el centro-sur del departamento de Antioquia, en medio de la Cordillera Central de los Andes. Este valle, conformado por los municipios de Barbosa, Girardota, Copacabana, Bello, Medellín, Envigado, Itagüí, Sabaneta, La Estrella y Caldas, constituye el ámbito regional de análisis de la investigación. Sin embargo, para el desarrollo de la modelación física se selecciona inicialmente una cuenca piloto, la cuenca La Despensa, donde se evaluará el comportamiento local de los movimientos en masa a partir de parámetros geotécnicos y topográficos específicos.

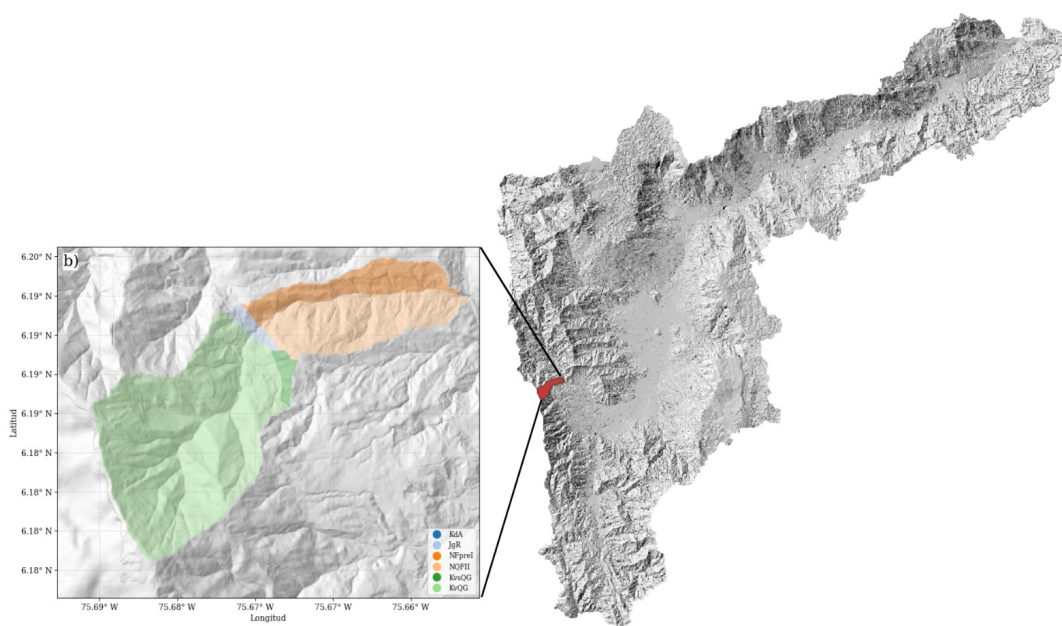


Figura 1. Área de estudio.

Metodologías para la modelación de movimientos en masa húmedos

SHALSTAB

El modelo SHALSTAB, que significa Estabilidad de Deslizamientos Superficiales en inglés (SHAllow Landslide STABility), se basa en el uso del modelo hidrológico TOPOG (O'Loughlin, 1986). TOPOG utiliza la precipitación en estado estacionario para configurar el patrón espacial de humedad, teniendo en cuenta el área de influencia de cada punto, la pendiente y la transmisividad del suelo. La humedad del suelo se calcula mediante la ecuación:

$$W = \frac{qa}{bT \sin \theta} \quad (1)$$

Donde q es la precipitación en condiciones estacionarias [mm/d], a es el área de drenaje [m^2], b es la

longitud de cada celda $[m]$, T es la transmisividad del suelo en condiciones saturadas $[m^2/d]$, y θ es la pendiente. Si consideramos que la transmisividad no varía con la profundidad, podemos simplificar la ecuación como:

$$W = \frac{h}{z} \quad (2)$$

Donde h es el espesor del suelo saturado y z es el espesor total del suelo. Al combinar las ecuaciones 1 y 2, obtenemos la saturación relativa del perfil de suelo:

$$\frac{h}{z} = \frac{qa}{bT \sin \theta} \quad (3)$$

En cuanto al componente geotécnico, el modelo SHALSTAB se basa en el análisis de equilibrio límite con un talud infinito y el criterio de falla de Mohr-Coulomb.

$$\rho_s g z \sin \theta \cos \theta = c' + \left(\rho_s - \rho_w \frac{h}{z} \right) g z \cos^2 \theta \tan \phi \quad (4)$$

Donde ρ_s es la densidad del suelo, ρ_w es la densidad del agua, g es la aceleración de la gravedad, c' es la cohesión efectiva del suelo, y ϕ es el ángulo de fricción. Al reformular la ecuación anterior en términos de la relación h/z :

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) + \frac{c'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} \quad (5)$$

Las dos condiciones que representan estabilidad independiente de la lluvia. Las celdas estables con el perfil de suelo completamente saturado ($h/z = 1$) se denominan estables incondicionalmente y cumplen:

$$\tan \theta < \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \tan \phi + \frac{c'}{\rho_s g z \cos^2 \theta} \quad (6)$$

Mientras que las celdas inestables en condiciones secas ($h/z = 0$) se denominan inestables incondicionalmente y cumplen:

$$\tan \theta \geq \tan \phi + \frac{c'}{\rho_s g z \cos^2 \theta} \quad (7)$$

Índice de estabilidad $\log(q/T)$ Finalmente, al integrar el modelo hidrológico y el modelo de estabilidad, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} \sin \theta \left[\frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) + \frac{c'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} \right] \quad (8)$$

La razón de q/T es pequeña porque la transmisividad siempre es mucho mayor que la precipitación efectiva. Para facilitar la comunicación, se utiliza el logaritmo de q/T (Dietrich et al., 1998). Este índice

de estabilidad es bajo en condiciones críticas mientras que valores altos indican alta estabilidad.

Estabilidad ante un escenario de precipitación Al reformular la ecuación para tener en cuenta la precipitación y su relación con la transmisividad, se pueden establecer categorías de estabilidad ante un determinado escenario de precipitación estacionaria.

$$\frac{a}{b} = \frac{T}{q} \sin \theta \left[\frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) + \frac{c'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} \right] \quad (9)$$

A partir de la ecuación 9, es posible establecer cuatro condiciones de estabilidad para cada celda de análisis. Las celdas donde la relación entre el área de drenaje aferente y la longitud de la celda (a/b) supera la expresión del lado derecho de la ecuación, corresponden a celdas inestables; de lo contrario, son celdas estables.

TRIGRS

El modelo *Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability* (TRIGRS) es un modelo físico basado en procesos que acopla la infiltración de agua de lluvia y el análisis de estabilidad de taludes, permitiendo evaluar la distribución espacial y temporal de deslizamientos superficiales poco profundos. Este modelo ha demostrado ser efectivo para representar los procesos hidrológicos y geotécnicos que conducen a la inestabilidad de laderas (Alvioli et al., 2014).

TRIGRS, a diferencia de SHALSTAB, utiliza como fundamento la ecuación de Richards para describir la infiltración vertical en suelos homogéneos e isotrópicos (Srivastava and Yeh, 1991). Las condiciones iniciales de humedad del suelo se definen a partir de la solución de Iverson (2000) y de sus posteriores extensiones desarrolladas por Savage et al. (2004). La solución hidrológica se compone de dos partes: (i) un flujo en estado estacionario, controlado por la pendiente del terreno y la conductividad hidráulica saturada, y (ii) un flujo transitorio, que asume un movimiento descendente unidireccional con difusividad hidráulica aproximadamente constante.

La solución general para la presión de poros transitoria $\psi(Z, t)$ puede expresarse como Baum et al. (2008):

$$\psi(Z, t) = (Z - d)\beta + 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_n}{K_s} H(t - t_n) \sqrt{D_1(t - t_n)} \operatorname{ierfc} \left(\frac{Z}{2\sqrt{D_1(t - t_n)}} \right) - \dots \quad (10)$$

donde Z es la profundidad medida desde la superficie, d es la profundidad del nivel freático, β ángulo de pendiente, K_s es la conductividad hidráulica saturada y I_n es la intensidad de lluvia en el intervalo n .

Sobre esta base hidrológica, TRIGRS integra el criterio de estabilidad de talud infinito con el criterio de falla de Mohr-Coulomb para estimar el Factor de Seguridad (FS) en cada celda:

$$FS = \frac{\tan \phi'}{\tan \delta} + \frac{c' - \psi(Z, t) \gamma_w \tan \phi'}{\gamma_s Z \sin \delta \cos \delta} \quad (11)$$

donde c' es la cohesión efectiva del suelo, ϕ' es el ángulo de fricción efectivo, δ es la pendiente, γ_s y γ_w son el peso unitario del suelo y del agua, respectivamente, y $\psi(Z, t)$ la presión de poros en función de la profundidad y el tiempo.

La condición de inestabilidad se alcanza cuando $FS < 1$, lo cual permite identificar de manera dinámica y distribuida las celdas potencialmente inestables durante un evento de lluvia. Esto hace de TRIGRS una herramienta poderosa para simular la evolución espacio-temporal de los deslizamientos superficiales y evaluar la influencia de las propiedades hidráulicas y las condiciones iniciales de saturación del suelo (Marin and Velásquez Mejia, 2020).

Paralelo al desarrollo principal, se implementa una herramienta basada en propiedades geotécnicas y condiciones de lluvia que determina el punto de inestabilidad y rotura. Esta herramienta utiliza los recursos disponibles en el repositorio del grupo de Mecánica Aplicada de la universidad EAFIT https://appliedmechanics-eafit.github.io/slope_stability/. En síntesis, la herramienta busca implementar el modelo de base física TRIGRS para la evaluación transitoria de la estabilidad del talud sometido a precipitación. Se analizan múltiples escenarios de lluvia con el objetivo de definir umbrales críticos de estabilidad. Inicialmente, se propone un modelo unidimensional que permita evaluar como la variabilidad de parámetros se manifiesta en una eventual inestabilidad. . Utiliza soluciones analíticas de flujo vertical 1D para simular la infiltración en suelos saturados/no saturados, permitiendo identificar cuándo y bajo qué condiciones de lluvia el talud puede fallar.

Para evaluar el modelo transitorio se establecieron los siguientes parámetros en las Tablas ??:

Tabla 1. Condiciones de lluvia utilizadas en la simulación.

Parámetro	Valor	Unidad / Descripción
Modelo hidro-geotécnico	UF	U: no saturado, F: profundidad finita
Intensidad de lluvia	5.0	mm/h
Duración acumulada	0 – 24	h
Tiempo de salida de resultados	0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21	h
Infiltración en equilibrio (I_{zlt})	$1,5 \times 10^{-7}$	m/s
Número de incrementos verticales (n_{zs})	20	discretización

Tabla 2. Parámetros geotécnicos utilizados en el modelo.

Parámetro	Valor	Unidad / Descripción
Cohesión efectiva (c')	$3,0 \times 10^3$	Pa
Ángulo de fricción efectiva (ϕ')	33,6	grados
Peso unitario saturado (γ_{sat})	$20,0 \times 10^3$	N/m ³
Difusividad hidráulica saturada (D_{sat})	$5,0 \times 10^{-5}$	m ² /s
Conductividad hidráulica saturada (K_{sat})	$1,0 \times 10^{-5}$	m/s
Contenido de agua saturado (θ_{sat})	0,41	adimensional
Contenido de agua residual (θ_{res})	0,06	adimensional
Parámetro α (van Genuchten)	3	1/m
Profundidad máxima analizada (z_{max})	1.0	m
Profundidad del nivel freático (d)	1.0	m
Pendiente del terreno	40	grados

r.slope.stability

El módulo **r.slope.stability** de GRASS GIS es una herramienta de modelación físico-basada que permite calcular el Factor de Seguridad (FS) mediante diferentes formulaciones de equilibrio límite, todas ellas fundamentadas en el criterio de falla de Mohr-Coulomb. Este módulo ofrece varias opciones, entre ellas los modelos de talud infinito, Hovland en diferentes modalidades (clases y capas) y sus versiones revisadas (Mergili et al., 2014).

En esta investigación se explora el modelo más simple: el *talud infinito*. Este modelo está diseñado para la evaluación de la estabilidad de deslizamientos superficiales poco profundos y se aplica celda por celda, bajo el supuesto de un plano de falla paralelo a la superficie topográfica y una ladera de longitud infinita. El FS se calcula como la relación entre las fuerzas estabilizadoras (resistencia al corte) y las fuerzas desestabilizadoras (fuerza cortante), de acuerdo con la siguiente expresión:

$$FS = \frac{c' A + W_s \cos \beta \tan \phi'}{W_s \sin \beta + S} \quad (12)$$

donde c' es la cohesión efectiva del suelo [N/m^2], ϕ' el ángulo de fricción interna efectiva, A el área de la superficie de falla de una celda [m^2], W_s el peso sumergido del suelo [N], β el ángulo de pendiente, y S la fuerza de filtración o empuje del agua [N].

Al igual que en TRIGRS la condición de inestabilidad ocurre cuando $FS < 1$, indicando que las fuerzas desestabilizadoras superan la resistencia del material. Dado su carácter simple, este enfoque es adecuado para simulaciones a gran escala o escenarios exploratorios, aunque no considera geometrías complejas ni

variaciones estratigráficas detalladas.

Insumos requeridos en los diferentes modelos de estabilidad

La implementación de los modelos físicos SHALSTAB, TRIGRS y `r.slope.stability` requiere la definición de un conjunto de variables de entrada que difieren en número y nivel de detalle, de acuerdo con los supuestos hidrológicos y geotécnicos de cada formulación. Mientras SHALSTAB requiere un grupo reducido de parámetros topográficos e hidráulicos, TRIGRS incorpora variables adicionales asociadas al proceso de infiltración transitoria, y `r.slope.stability` permite parametrizar escenarios con propiedades geotécnicas de distintas capas o clases de suelo. En la Tabla 3 se presenta un resumen comparativo de los principales insumos requeridos por cada modelo, junto con la disponibilidad de información en el área de estudio.

Tabla 3. Comparación de insumos requeridos por los modelos físicos SHALSTAB, TRIGRS y `r.slope.stability`, y disponibilidad de información en el área de estudio.

Insumo	SHAL-STAB	TRIGRS	r.slope.stability	Disponibilidad
Altitud (DEM)	X	X	X	Disponible
Pendiente	X	X	X	Disponible
Dirección de flujo	–	X	–	Disponible
Cohesión (c')	X	X	X	Disponible
Ángulo de fricción (ϕ')	X	X	X	Disponible
Peso unitario (γ_s)	X	–	X	Disponible
Peso unitario saturado (γ_{sat})	–	X	–	Disponible
Conductividad hidráulica saturada (K_s)	X	X	–	Disponible
Difusividad hidráulica	–	X	–	No disponible
Contenido de humedad residual	–	X	–	No disponible
Contenido de humedad saturada	–	X	–	No disponible
Profundidad inicial de nivel freático	–	X	–	No disponible
Espesor de suelo (z)	X	X	X	Calculado
Parámetro α (retención de agua)	–	X	–	No disponible
Profundidad mín./máx. para presión de poros	–	X	–	No disponible
Intensidad y duración de lluvia	–	X	–	Disponible
Contenido de humedad inicial	–	–	X	Disponible

En cuanto a los insumos identificados como no disponibles en la Tabla 3, estos se parametrizaron a partir de valores reportados en la literatura. De esta manera, variables como el contenido volumétrico de humedad saturada y residual, así como el parámetro α de la ecuación de van Genuchten, fueron tomados de Marin and Velásquez Mejía (2020), quienes los estimaron mediante funciones de pedotransferencia específicas para suelos tropicales (Hodnett and Tomasella, 2002). Por su parte, la difusividad hidráulica

(D_0) se calculó de forma indirecta siguiendo el criterio de Baum et al. (2011) y Marin and Velásquez Mejía (2020), en el que se asume $D_0 = 100 \cdot K_s$.

La única variable que no puede obtenerse directamente de la bibliografía es la profundidad inicial del nivel freático, la cual se trabajará en este estudio bajo el supuesto de un valor uniforme de 7 metros en toda el área de análisis. Adicionalmente, el espesor de suelo (z) se determinó de manera indirecta aplicando la metodología propuesta por Catani et al. (2010), que permite relacionar la pendiente del terreno con la profundidad del regolito a partir de datos morfométricos.

Simulación probabilista con TRIGRS

Para el análisis probabilista de la estabilidad del talud se implementó un esquema de simulación Monte Carlo acoplado a un modelo unidimensional de TRIGRS. El procedimiento consistió en generar múltiples realizaciones independientes de un modelo de celda, en las que se variaron de manera conjunta los parámetros geotécnicos, hidrológicos, geométricos y de lluvia, con el fin de explorar un amplio espacio de condiciones posibles para los suelos del Valle de Aburrá.

Los parámetros geotécnicos e hidrológicos se muestrearon a partir de distribuciones de probabilidad previamente definidas, utilizando rangos representativos de la Microzonificación Sísmica y de valores típicos reportados en la literatura para suelos residuales tropicales. La cohesión, la difusividad y la conductividad saturada se representaron mediante distribuciones lognormales, mientras que el ángulo de fricción y el peso unitario se modelaron con distribuciones normales truncadas. Los contenidos de agua y algunos parámetros hidráulicos se muestrearon a partir de distribuciones uniformes dentro de intervalos físicamente razonables. En la Tabla 4 se observa un resumen de los parámetros usados.

Tabla 4. Rangos de parámetros utilizados en el análisis probabilista.

Parámetro	Rango	Unidad / Descripción
Cohesión (c)	2 000 – 20 000	Pa
Ángulo de fricción (ϕ)	22 – 32	grados
Peso unitario saturado (γ_{sat})	15 000 – 22 000	N/m ³
Difusividad saturada (D_{sat})	1×10^{-6} – 5×10^{-3}	m ² /s
Conductividad saturada (K_{sat})	1×10^{-8} – 5×10^{-5}	m/s
Contenido de agua saturado (θ_{sat})	0,38 – 0,44	fracción
Contenido de agua residual (θ_{res})	0,04 – 0,08	fracción
Parámetro α	2 – 4	1/m
Pendiente (slope)	25 – 50	grados
Profundidad máxima (z_{max})	0,8 – 4,0	m
Profundidad nivel freático ($depth_{wt}$)	0 – 1,0	m

La caracterización de los eventos de lluvia se basó en las curvas Intensidad–Duración–Frecuencia (IDF) del IDEAM para la estación Olaya Herrera (Figura 2), considerando un período de retorno de 50 años. Para

cada iteración se seleccionó aleatoriamente una duración de lluvia entre 0.25 y 6 horas, y la intensidad base se obtuvo por interpolación de la curva IDF correspondiente. Con el fin de introducir variabilidad alrededor de la relación intensidad–duración y permitir la representación de eventos más intensos, la intensidad interpolada se perturbó mediante un factor aleatorio con distribución lognormal, manteniendo siempre la tendencia decreciente propia de la curva IDF y restringiendo los valores a un rango máximo de intensidad.

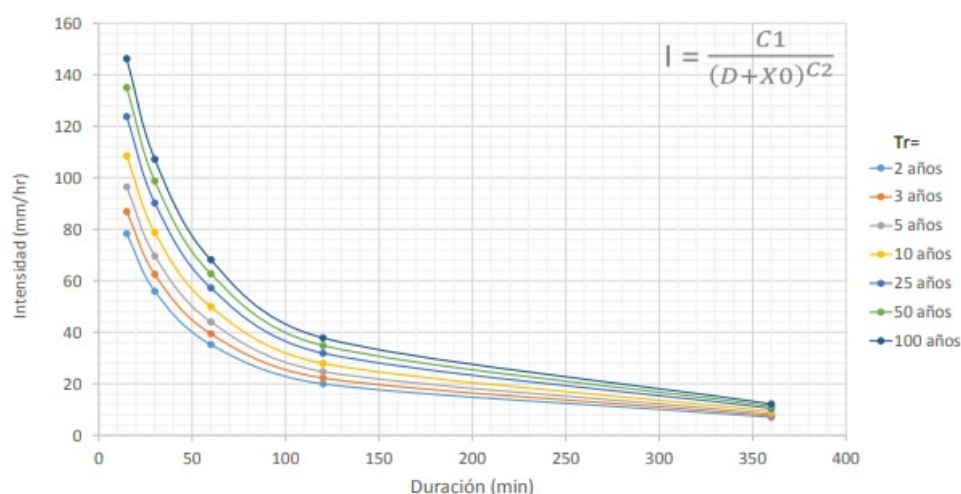


Figura 2. Curvas IDF para Medellín. Tomado del portal del IDEAM

Cada combinación de parámetros fue ingresada a un modelo 1D de TRIGRS adaptado para manejar duraciones variables de lluvia y tiempos de simulación ajustados al evento generado. Para cada simulación se ejecutó el modelo hasta completar la duración del evento de lluvia, registrando el factor de seguridad mínimo y su evolución temporal. Con base en estos resultados, cada iteración fue clasificada como estable ($FS > 1$), inestable ($FS \leq 1$) o descartada en caso de presentar inestabilidad inicial no física.

Este procedimiento permitió construir una base de datos consistente de respuestas del modelo frente a diferentes combinaciones intensidad–duración y propiedades del suelo, la cual sirve como insumo para el análisis posterior de resultados y la derivación de curvas umbral con significado probabilístico.

Umbralización probabilista a partir de percentiles

Con el fin de obtener curvas umbral intensidad–duración con significado probabilístico, se implementa un procedimiento basado en percentiles calculados sobre las simulaciones clasificadas como falla y estabilidad. Debido al desbalance natural del conjunto de datos (predominio de simulaciones estables), se aplica inicialmente un *undersampling* aleatorio de la clase estable para obtener una muestra balanceada con una relación 65–35 (estables–fallas). Esta estrategia reduce el sesgo hacia la clase mayoritaria y permite una delimitación más representativa de las zonas de transición.

A partir del subconjunto balanceado, se ajusta una relación base intensidad–tiempo mediante una regresión lineal en el espacio logarítmico, asumiendo una ley potencial de la forma $I = aT^b$. Es decir, se estimaron a y b mediante regresión de $\log(I)$ en función de $\log(T)$. Con este ajuste se calcula, para cada

punto, el residuo en escala logarítmica:

$$r = \log(I) - (\hat{\alpha} + \hat{\beta} \log(T)),$$

donde $\hat{\alpha}$ y $\hat{\beta}$ corresponden al intercepto y la pendiente del ajuste base.

Los umbrales probabilísticos se definieron como percentiles del conjunto de residuos. En particular, se utilizan los percentiles P25, P50 y P75 para representar, respectivamente, un límite inferior (bajo riesgo), una curva central (condición base) y un límite superior (alto riesgo). Para reducir la sensibilidad al muestreo y obtener estimaciones robustas, los percentiles se estimaron mediante *bootstrap* (muestreo con reemplazo), obteniendo además intervalos de confianza al 95 %.

Finalmente, las curvas umbral se reconstruyen en el espacio original como:

$$I_{P_p}(T) = \exp(\hat{\alpha} + \hat{\beta} \log(T) + P_p(r)),$$

donde $P_p(r)$ es el percentil p de los residuos.

Estimación de volúmenes

La estimación de la superficie de falla de deslizamientos se fundamenta en curvas spline cúbicas aplicadas sobre perfiles transversales verticales, empleando una herramienta computacional desarrollada originalmente en MATLAB por Prajapati and Jaboyedoff (2022), la cual ha sido estandarizada y adaptada para aplicaciones en modelación de estabilidad de taludes, gestión de emergencias y evaluación de amenazas por movimientos en masa. Esta metodología permite estimar volúmenes de deslizamientos de manera rápida y sistemática. Los archivos relacionados y el modo de uso se pueden consultar en el repositorio de GitHub del equipo de geotecnia de SIATA (<https://github.com/siatalandslides/LandslideVolumeEstimator.git>)

La metodología requiere tres inputs principales: un Modelo Digital de Elevación (DEM), en este caso obtenido mediante drones, en formato TIFF-Int16, un archivo KML delimitando el contorno del deslizamiento con el valor asociado de las cotas, y finalmente los ángulos de buzamiento de los flancos derivados de un Modelo Digital de Superficie (DSM) categorizado por pendientes (valores superior e inferior para perfiles derecho e izquierdo). El producto de elevación y el KML del deslizamiento deben estar en sistema de referencia WGS84. Inicialmente, el procedimiento identifica la línea de máxima pendiente conectando los puntos de mayor y menor elevación dentro del contorno. Para cada punto de la grilla del DEM, se construye un plano transversal perpendicular a esta línea. El sistema de coordenadas se rota un ángulo θ para que el eje Y quede paralelo a la línea de máxima pendiente, simplificando los cálculos. Cada sección transversal intersecta el contorno en dos puntos extremos con elevaciones z_0 y z_1 . Entre estos puntos se construye una curva spline cúbica, así:

$$S(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 \quad (13)$$

Aquí, los coeficientes se determinan mediante las condiciones de frontera:

$$S(x_0) = z_0, \quad S(x_1) = z_1, \quad S'(x_0) = \tan(\alpha_0), \quad S'(x_1) = \tan(\alpha_1) \quad (14)$$

donde α_0 y α_1 son los ángulos de buzamiento en los extremos. La metodología ofrece tres estrategias para asignar estos valores: ángulo constante (apropiado para superficies con estructuras geológicas uniformes), variación no lineal mediante ponderación por distancia inversa, o interpolación lineal (efectiva para contornos elípticos o convexos). En el caso de los deslizamientos analizados, para ambos se seleccionó la opción 2, apoyándose del DSM.

Evaluando $S(x)$ en cada punto de la grilla se obtiene la elevación de la superficie de falla $Z_{falla}(i, j)$, generando una superficie tridimensional continua. El volumen del deslizamiento se calcula mediante:

$$V_{total} = \Delta X \times \Delta Y \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (Z_{topo}(i, j) - Z_{falla}(i, j)) \quad (15)$$

donde ΔX y ΔY son las dimensiones de celda derivadas de la resolución del DEM:

$$\Delta X = \frac{\text{Long}_{\text{máx}} - \text{Long}_{\text{mín}}}{\text{N}^\circ \text{ columnas}}, \quad \Delta Y = \frac{\text{Lat}_{\text{máx}} - \text{Lat}_{\text{mín}}}{\text{N}^\circ \text{ filas}} \quad (16)$$

siendo $Z_{topo}(i, j)$ la elevación superficial del DEM y $Z_{falla}(i, j)$ la elevación calculada mediante spline, con n y m las dimensiones de la grilla.

Resultados

Modelos de estabilidad 2D

Los tres modelos físicos fueron ejecutados sobre la cuenca de estudio con el fin de evaluar las diferencias en la representación espacial de la inestabilidad de laderas. En el caso de SHALSTAB (3) y TRIGRS (5), se utilizó como condición de entrada una lluvia de 15 mm/día, mientras que para **r.slope.stability** (4) se definieron los porcentajes de humedad a partir de los ensayos de laboratorio realizados a las muestras recolectadas en la vigencia pasada. Para las unidades geológicas que no contaban con este parámetro, se asignaron valores de humedad estimados en función de las observaciones de campo en los afloramientos.

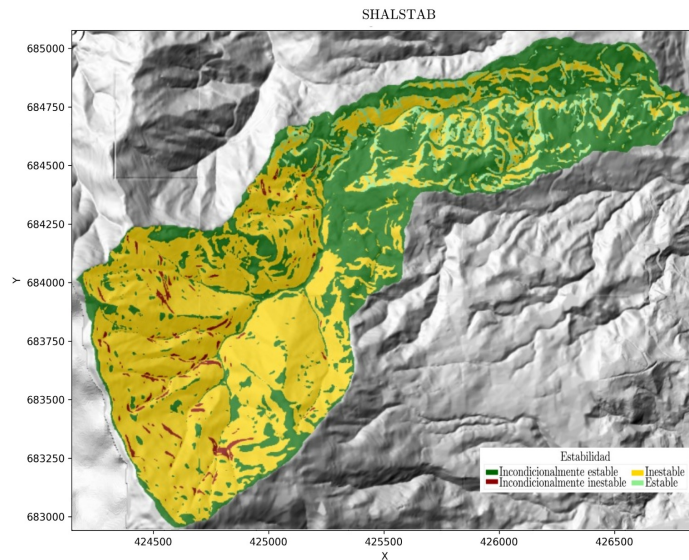


Figura 3. Condición de estabilidad de la cuenca resultante de SHALSTAB.

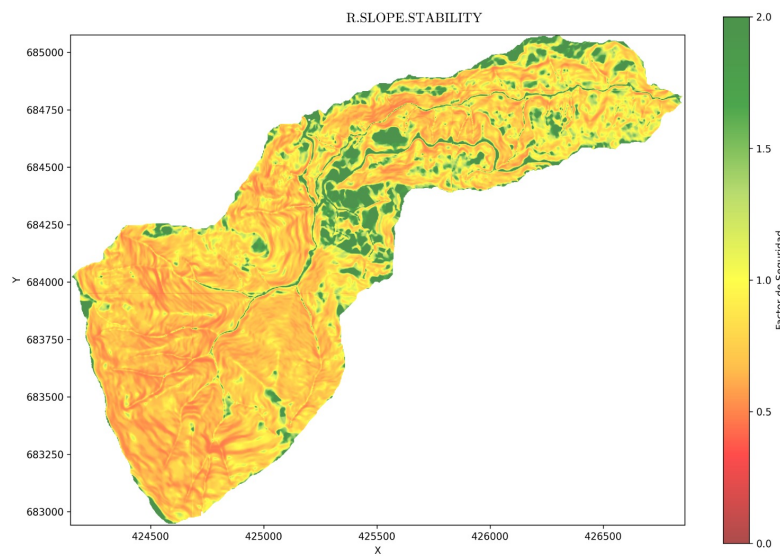


Figura 4. Condición de estabilidad de la cuenca resultante de r.slope.stability.

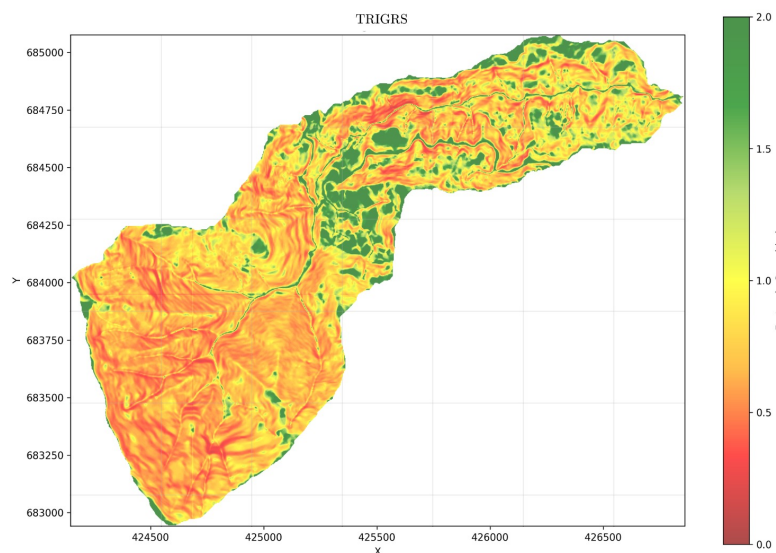


Figura 5. Condición de estabilidad de la cuenca resultante de TRIGRS.

Considerando como inestables aquellas celdas con un factor de seguridad (FS) menor a 1, los resultados indican que tanto **r.slope.stability** como TRIGRS reportan un porcentaje de área inestable cercano al 75 %. Sin embargo, se observan diferencias importantes en la magnitud del FS : en el caso de TRIGRS aparecen extensas zonas con valores significativamente más bajos (áreas rojas en la Figura), lo que evidencia mayor sensibilidad del modelo frente a la infiltración transitoria de la lluvia. Por el contrario, **r.slope.stability** muestra patrones espaciales similares en cuanto a la extensión de áreas inestables, pero con valores de FS menos críticos, lo que podría estar asociado a su esquema de parametrización más estático.

Por su parte, SHALSTAB clasifica como inestables y condicionalmente inestables aproximadamente el 55 % del área analizada, siendo el modelo más conservador de los tres. Esto refleja su formulación simplificada, basada en condiciones de lluvia estacionaria y en un menor número de parámetros hidrológicos. En consecuencia, SHALSTAB tiende a subestimar la extensión de áreas con FS muy bajos respecto a TRIGRS, aunque resulta útil como aproximación inicial de susceptibilidad.

Modelo de celda TRIGRS

La Figura 6 muestra el modelo unidimensional implementado en TRIGRS. Con los parámetros definidos en la sección anterior, el modelo predice la ocurrencia de falla alrededor de las 12 horas de lluvia, coincidiendo con el ascenso del nivel freático y el incremento de las cabezas de presión observadas en el gráfico izquierdo. Esta respuesta reproduce el comportamiento esperado del proceso de infiltración; sin embargo, la representación temporal del evento de lluvia introduce ciertas limitaciones que pueden afectar la precisión con la que se captura la evolución hidráulica del talud.

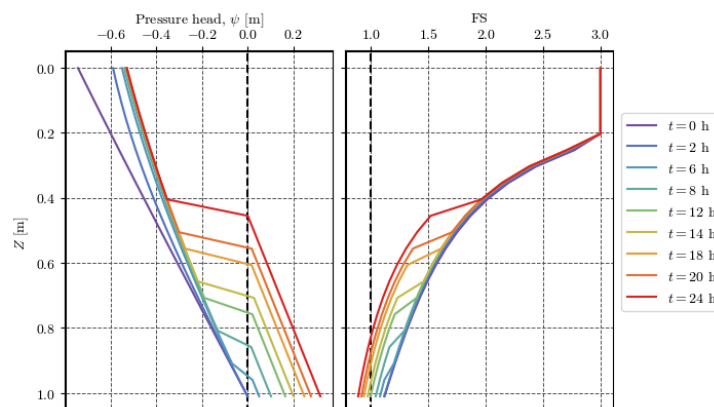


Figura 6. TRIGRS 1D

Simulación probabilista con TRIGRS

A partir del conjunto de simulaciones Monte Carlo realizadas con el modelo de celda TRIGRS, se obtuvo una base de datos que permite evaluar de manera conjunta la respuesta del talud frente a diferentes combinaciones de intensidad y duración de la lluvia, así como a la variabilidad de las propiedades geotécnicas e hidrológicas del suelo.

A escala del Valle de Aburrá

La Figura 7 resume las distribuciones de los parámetros muestreados en el análisis probabilista, las cuales reflejan la dispersión de propiedades representativas de los suelos del Valle de Aburrá. Estas distribuciones constituyen el marco estadístico sobre el cual se interpretan los resultados de estabilidad obtenidos.

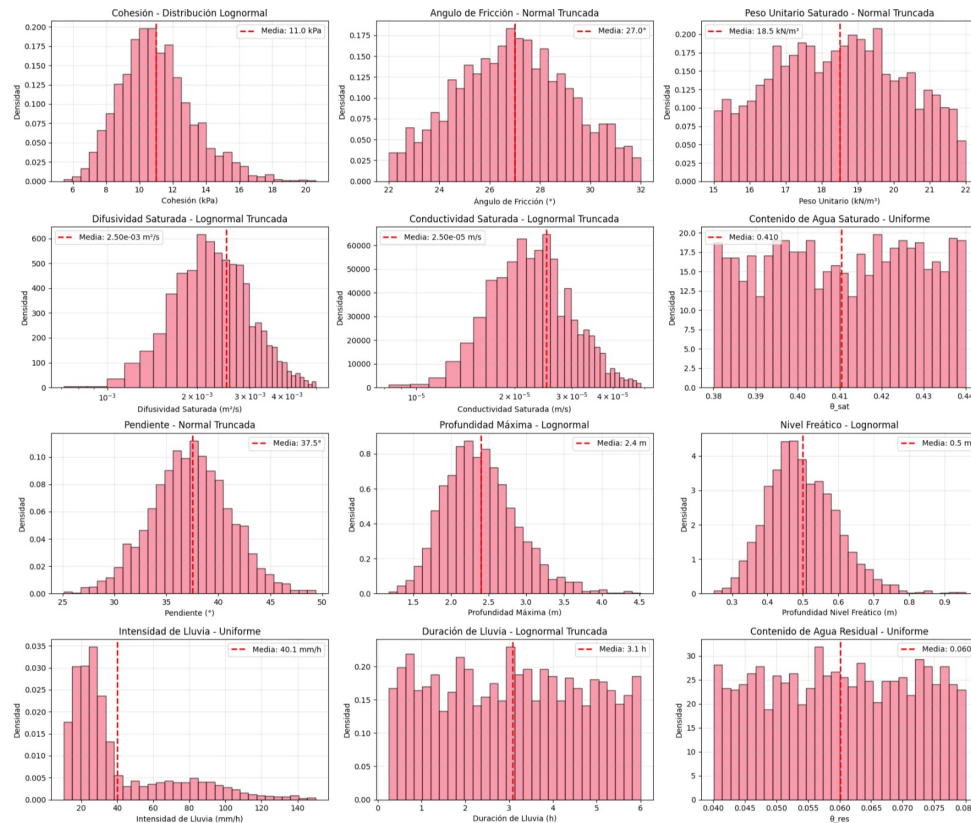


Figura 7. Distribuciones de probabilidad muestreadas para los parámetros del análisis Monte Carlo a escala de Valle de Aburrá.

Para cada simulación válida se identificó el factor de seguridad mínimo y el tiempo asociado a su ocurrencia, lo que permitió clasificar los casos en condiciones estables o inestables. Las simulaciones que presentaron inestabilidad desde el inicio fueron descartadas por corresponder a combinaciones no físicas y no se consideran en el análisis posterior.

La Figura 8 muestra la relación entre la intensidad de la lluvia y el tiempo hasta la falla para las simulaciones Monte Carlo válidas. En el diagrama se observa que la mayoría de las combinaciones intensidad–duración conducen a condiciones estables, evidenciando un amplio dominio de estabilidad incluso bajo intensidades elevadas o duraciones prolongadas.

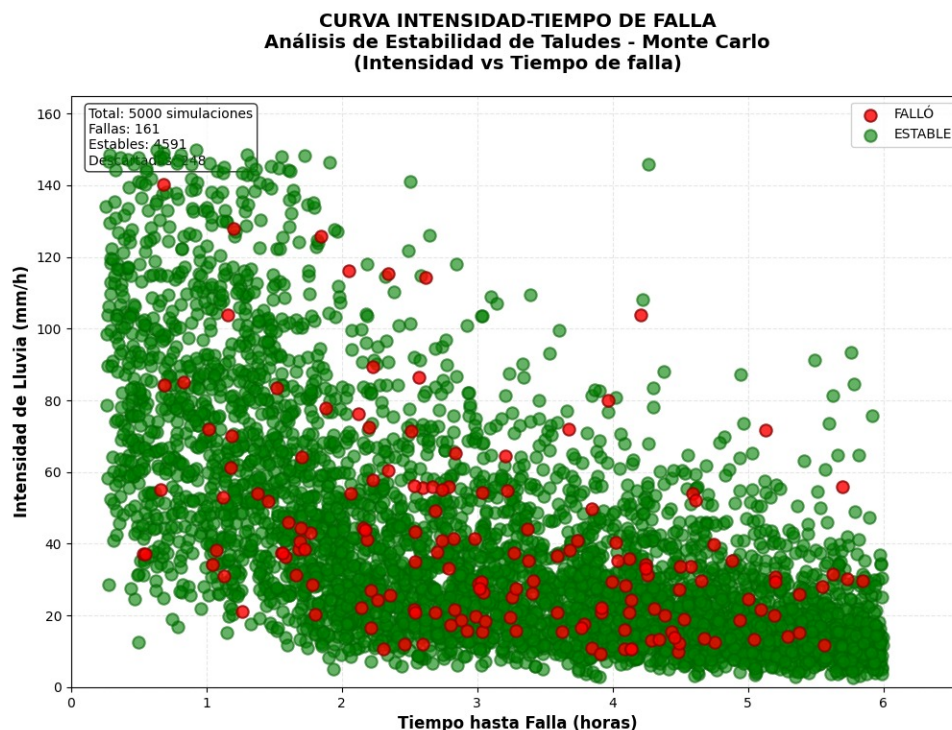


Figura 8. Relación intensidad–duración obtenida en las simulaciones Monte Carlo, indicando los casos que desarrollan inestabilidad (rojo) y aquellos que permanecen estables (verde).

Los casos inestables se distribuyen de forma dispersa dentro del espacio intensidad–duración y no se concentran en una única región del gráfico. Si bien se registran fallas asociadas a eventos de intensidad moderada a alta y duraciones cortas a intermedias, también se presentan inestabilidades bajo lluvias de menor intensidad pero mayor duración. Esto indica que la ocurrencia de la falla no depende únicamente de la intensidad o del tiempo de precipitación de manera aislada, sino de la combinación de ambos junto con las propiedades geotécnicas e hidrológicas del suelo.

El patrón observado sugiere que, para un mismo par intensidad–duración, pueden coexistir condiciones estables e inestables, reflejando la influencia dominante de la variabilidad del suelo en la respuesta del talud. En consecuencia, el gráfico no define un umbral determinista claro, sino una zona de transición en la que la probabilidad de falla aumenta gradualmente a medida que se combinan lluvias más intensas o más persistentes con configuraciones desfavorables del medio.

Este comportamiento resalta la naturaleza probabilista del problema y justifica el uso de un enfoque estadístico para la derivación posterior de curvas umbral intensidad–duración con significado probabilístico, en lugar de límites únicos y rígidos.

A escala de cuenca

Si bien el análisis probabilista a escala del Valle de Aburrá permite capturar la variabilidad regional de las propiedades geotécnicas e hidrológicas, la amplitud de dichas distribuciones introduce un alto nivel de dispersión en la respuesta de estabilidad, dificultando la identificación de umbrales lluvia-inestabilidad con

mayor precisión. La heterogeneidad litológica del valle hace que, para una misma combinación intensidad–duración, presenten comportamientos estables e inestables asociados principalmente a la variabilidad del suelo.

Con el objetivo de disminuir esta incertidumbre y mejorar la precisión en la definición de umbrales, se decide descender la escala de análisis y realizar la simulación probabilista de TRIGRS a escala de cuenca. En la literatura, algunos autores proponen la definición de umbrales a escala de unidad de ladera; sin embargo, en el marco de esta investigación se decide por trabajar a escala de cuenca, considerando una mejor opción para monitoreo.

La cuenca de La Raya fue seleccionada como caso de estudio, al corresponder a la cuenca piloto definida dentro de la investigación de avenidas torrenciales y priorizada para la implementación de sistemas de monitoreo. Esta cuenca presenta condiciones geomorfológicas e hidrológicas relativamente homogéneas en comparación con la escala regional, lo que permite acotar la variabilidad de los parámetros de entrada y obtener una respuesta más representativa de la estabilidad del terreno.

En la Figura 9 se presentan las distribuciones de probabilidad de los parámetros geotécnicos e hidrológicos empleados en el análisis Monte Carlo a escala de cuenca.

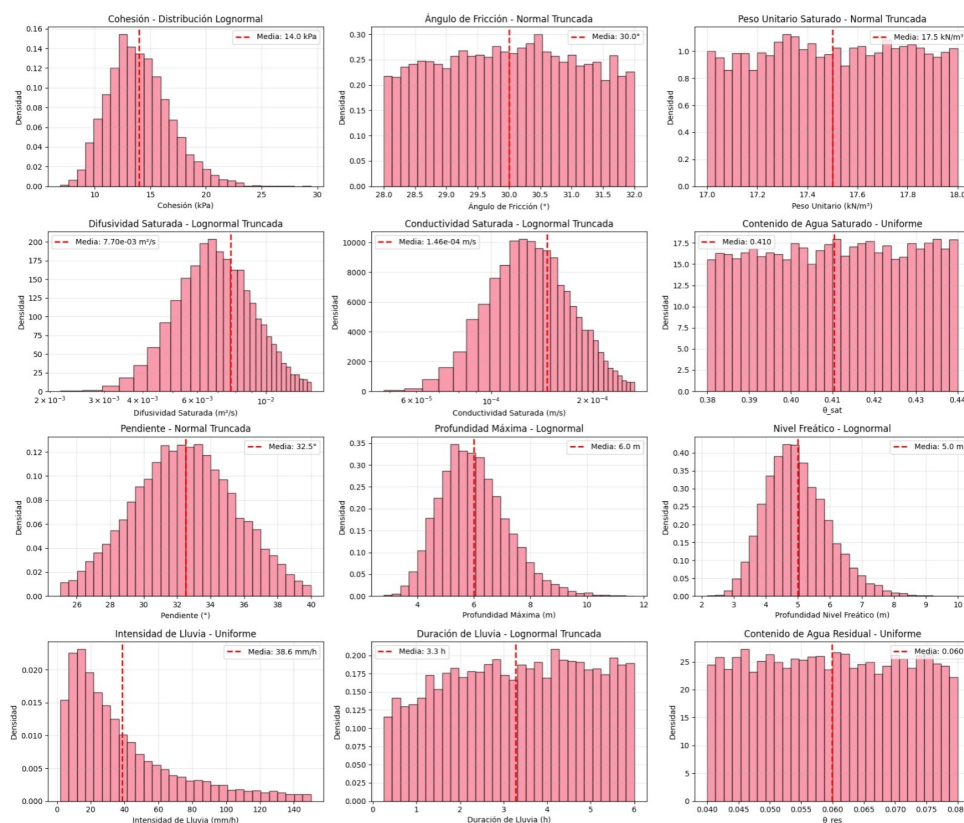


Figura 9. Distribuciones de probabilidad muestreadas para los parámetros del análisis Monte Carlo a escala de la cuenca La Raya.

En comparación con las distribuciones regionales, estas reflejan un rango de variabilidad más acotado, coherente con las condiciones locales del suelo en la cuenca de La Raya.

Umbralización probabilista a partir de percentiles

La Figura 10 presenta las curvas umbral derivadas a partir de percentiles de los residuos en el espacio log-log. La curva P50 representa la relación central intensidad-duración obtenida del ajuste base, mientras que las curvas P25 y P75 definen una banda probabilística que encapsula la dispersión observada en los datos y delimita una zona de transición entre estabilidad e inestabilidad.

En términos operativos, el espacio intensidad-duración se segmenta en tres dominios. En la región bajo P25 predominan las simulaciones estables, lo cual sugiere condiciones de lluvia que rara vez inducen inestabilidad dentro del conjunto de parámetros evaluado. Entre P25 y P75 se observa una mezcla de casos estables e inestables, consistente con un comportamiento de transición donde la ocurrencia de falla depende de combinaciones desfavorables de propiedades del suelo e historia de infiltración. Por encima de P75 aumenta la densidad relativa de simulaciones con falla, interpretándose como un dominio de mayor susceptibilidad.

La distribución de puntos confirma que no existe un límite determinista único; en cambio, la superposición entre clases dentro de la banda intermedia indica que la incertidumbre del sistema (variabilidad de parámetros y respuesta hidráulica) se refleja directamente en la amplitud del umbral. En este sentido, la zonificación por percentiles proporciona un criterio práctico para clasificar condiciones de lluvia según niveles de amenaza.

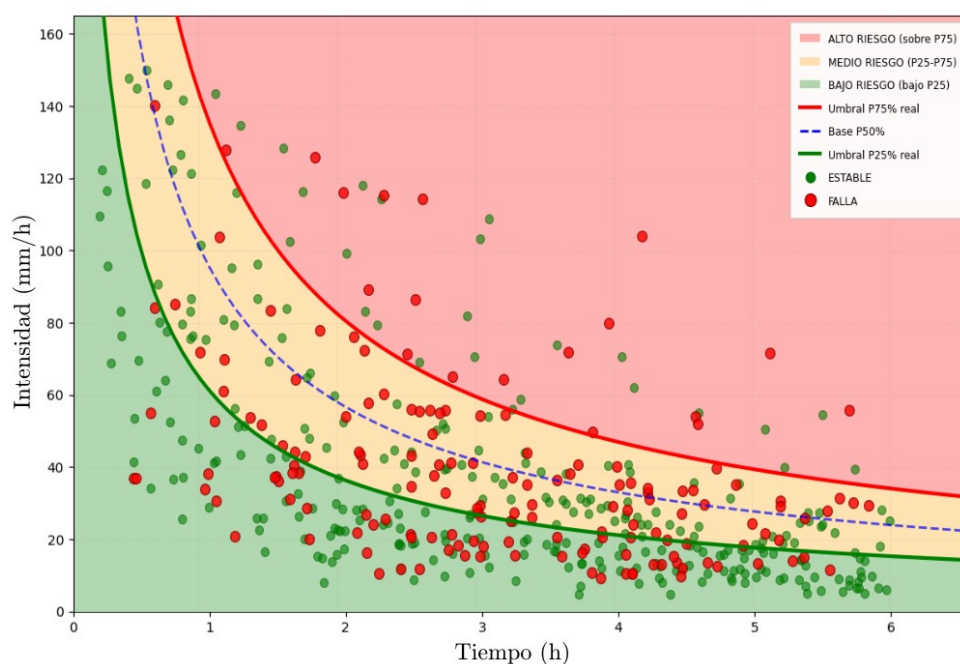


Figura 10. Curvas umbral probabilísticas derivadas mediante percentiles (P25, P50 y P75) sobre los residuos del ajuste log-log intensidad-duración. Las zonas sombreada verde, amarilla y roja representan dominios de baja, media y alta amenaza, respectivamente.

Umbralización probabilista mediante SVM a escala de cuenca

A escala de cuenca, la reducción de la variabilidad de los parámetros geotécnicos e hidrológicos permite adoptar un enfoque diferente para la clasificación probabilista de la inestabilidad inducida por lluvia. En este contexto, los resultados de las simulaciones Monte Carlo con TRIGRS fueron empleados para entrenar un modelo de *Support Vector Machine* (SVM), con el objetivo de discriminar entre condiciones estables e inestables en función de la duración y la intensidad de la precipitación.

El modelo SVM se entrena utilizando una representación log-lineal del espacio intensidad-duración, consistente con la formulación clásica de las curvas umbral tipo potencia. El conjunto de datos fue previamente balanceado y dividido en subconjuntos de entrenamiento (70 %) y validación (30 %), incorporando ponderación de clases para mitigar posibles sesgos asociados a la mayor proporción de casos estables. La capacidad predictiva del modelo fue evaluada mediante curvas ROC, obteniéndose valores elevados del área bajo la curva (AUC), lo que evidencia un buen desempeño en la discriminación entre ambos estados.

La Figura 11 muestra el resultado de la umbralización probabilista intensidad-duración obtenida mediante el modelo SVM. La línea punteada destaca el umbral probabilístico SVM, asociado a una probabilidad de falla cercana a $p \approx 0,5$, el cual corresponde a la frontera de decisión del clasificador. Este umbral puede expresarse mediante una relación tipo potencia entre la intensidad y la duración de la lluvia, en coherencia con la formulación clásica de los umbrales intensidad-duración. A diferencia de los enfoques deterministas, esta curva no define un límite rígido entre estabilidad e inestabilidad, sino una transición gradual entre dominios de menor y mayor susceptibilidad, en concordancia con la naturaleza probabilista del problema.

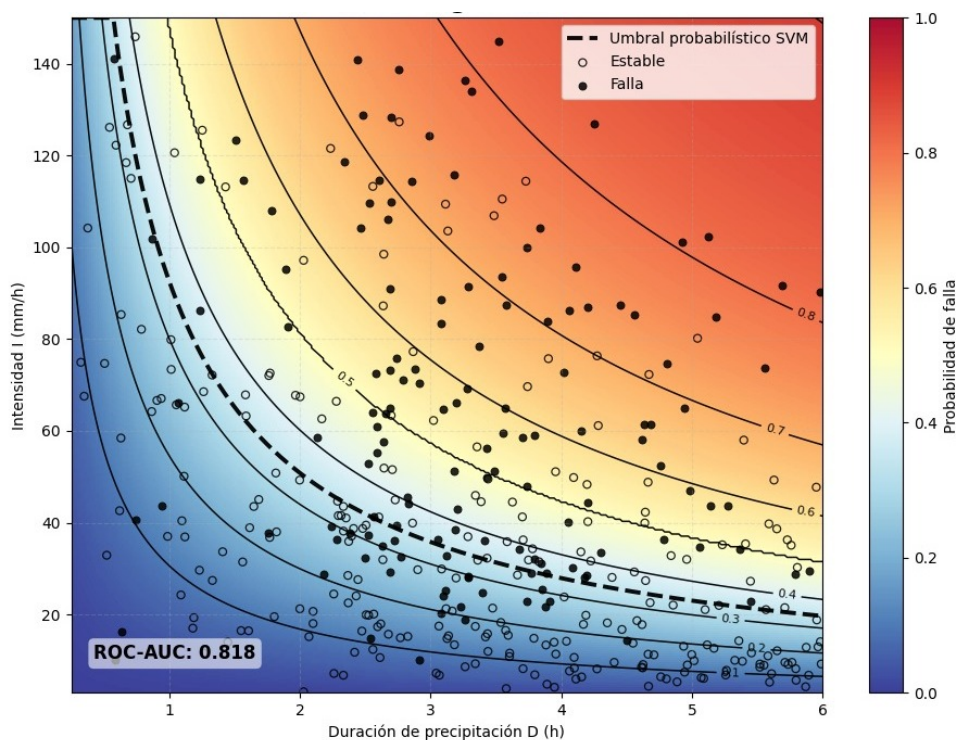


Figura 11. Umbral probabilístico intensidad-duración obtenido mediante un clasificador SVM entrenado en el espacio log-lineal a escala de cuenca.

Se observa una tendencia clara hacia mayores probabilidades de falla para combinaciones de lluvias más intensas o más persistentes, lo que respalda la coherencia física del umbral obtenido.

La Figura 12 presenta la curva ROC correspondiente a la validación del modelo SVM, utilizando un 30 % del conjunto de datos como subconjunto independiente de prueba. El valor del área bajo la curva (ROC-AUC = 0.818) indica una buena capacidad de discriminación entre condiciones estables e inestables, confirmando que el modelo captura adecuadamente la relación no lineal entre la intensidad, la duración de la lluvia y la respuesta de estabilidad del talud.

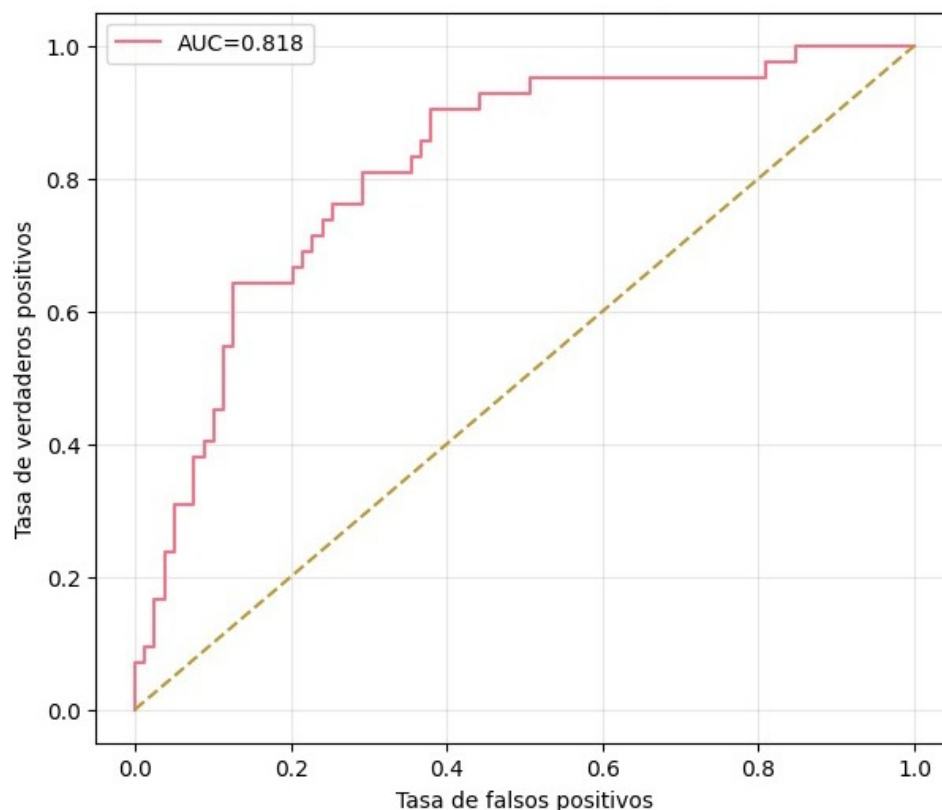


Figura 12. Curva ROC del modelo SVM log-lineal para la validación del 30 % del conjunto de datos, mostrando un buen desempeño en la discriminación entre estados estables e inestables (AUC = 0.818).

Modelo de volúmenes

Aplicando la metodología, se estimaron los volúmenes para los deslizamientos de Los Balsos y Bello Oriente en Medellín. A partir de los modelos de elevación digital procesados por el equipo de teledetección, se reconstruyó la topografía y se calculó el área y volumen desplazado. Adicionalmente, para cada deslizamiento se reportan los ángulos utilizados por flanco (véase Tabla 5).

Tabla 5. Parámetros y resultados de los deslizamientos analizados.

Localización	Volumen (m ³)	Área (m ²)	Diferencia mayor (m)	Ángulo derecho	Ángulo izquierdo
Los Balsos	78.272	12.994	18,32	Sup: 30° Inf: 15°	Sup: 35° Inf: 14°
Bello Oriente	72.651	15.265	12	Sup: 55° Inf: 20°	Sup: 60° Inf: 25°

En la Figura 13A se observa la topografía reconstruida del deslizamiento y la superficie de falla para Los Balsos. En la Figura 13B se muestra la diferencia entre la superficie topográfica reconstruida y las cotas registradas en el DEM durante la emergencia; las zonas rojas representan las áreas donde se movilizó mayor volumen de material. En la Figura 14A y B se puede apreciar este mismo análisis para Bello-Oriente.

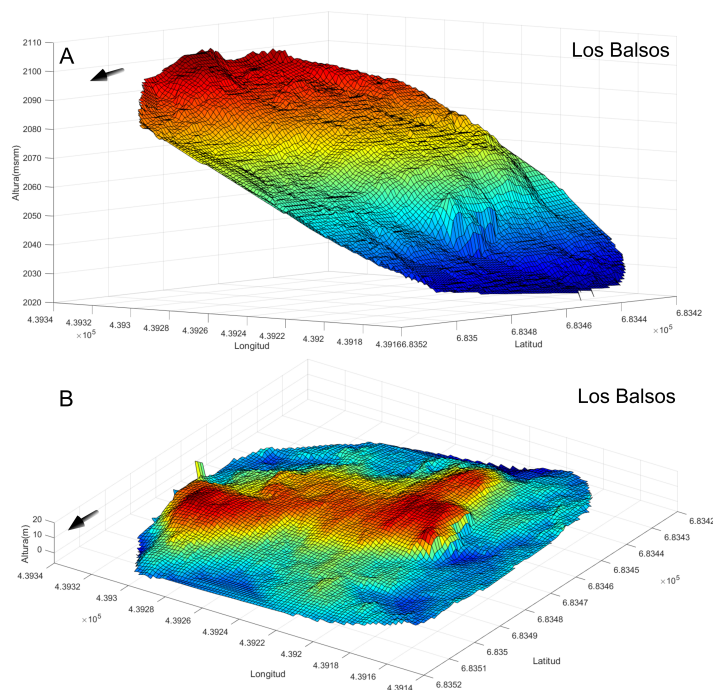


Figura 13. Superficie de falla y diferencia topográfica del deslizamiento Los Balsos. (A) Superficie reconstruida y superficie de falla. (B) Diferencia entre la topografía reconstruida y el DEM registrado durante la emergencia.

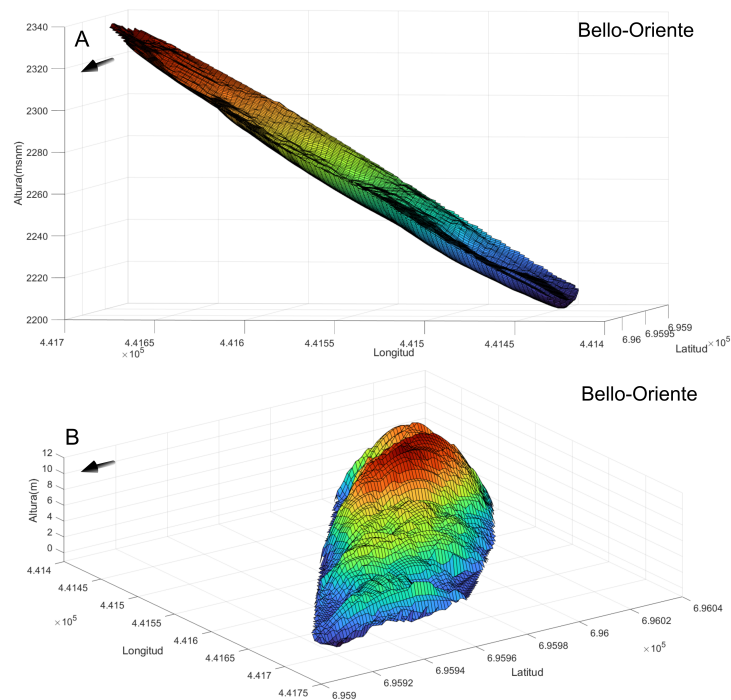


Figura 14. Superficie de falla y diferencia topográfica del deslizamiento Bello Oriente. (A) Superficie reconstruida y superficie de falla. (B) Diferencia entre la topografía reconstruida y el DEM registrado durante la emergencia.

Referencias

- Alvioli, M., Guzzetti, F., and Rossi, M. (2014). Scaling properties of rainfall induced landslides predicted by a physically based model. *Geomorphology*, 213:38–47.
- Aristizábal, E. (2019). Evaluación de la amenaza por movimientos en masa detonados por lluvias para una región de los andes colombianos estimando la probabilidad espacial, temporal, y magnitud. *Boletín de Geología*, 41:85–105.
- Baum, R. L., Godt, J. W., and Coe, J. A. (2011). Assessing susceptibility and timing of shallow landslide and debris flow initiation in the oregon coast range, usa. In *Proceedings of the 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, pages 825–834.
- Baum, R. L., Savage, W. Z., and Godt, J. W. (2008). Trigrs — a fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis, version 2.0. Open-File Report 2008-1159, U.S. Geological Survey.
- Catani, F., Segoni, S., and Falorni, G. (2010). An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water Resources Research*, 46.
- Dietrich, W. E., de Asua, R. R., Coyle, J., Orr, B., and Trso, M. (1998). A validation study of the shallow slope stability model, shalstab, in forested lands of northern california. *Stillwater Ecosystem, Watershed & Riverine Sciences. Berkeley, CA*.
- Hodnett, M. and Tomasella, J. (2002). Marked differences between van genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. *Geoderma*, 108(3):155–180.
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7):1897–1910.
- Marin, R. and Velásquez Mejia, M. F. (2020). Influence of hydraulic properties on physically modelling slope stability and the definition of rainfall thresholds for shallow landslides. *Geomorphology*, page 106976.
- Mergili, M., Marchesini, I., Alvioli, M., Metz, M., Schneider-Muntau, B., Rossi, M., and Guzzetti, F. (2014). A strategy for gis-based 3-d slope stability modelling over large areas. *Geoscientific Model Development*, 7(6):2969–2982.
- Montgomery, D. R. and Dietrich, W. E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water resources research*, 30(4):1153–1171.
- O’Loughlin, E. M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22(5):794–804.

- Prajapati, G. and Jaboyedoff, M. (2022). Method to estimate the initial landslide failure surface and volumes using grid points and spline curves in matlab. *Landslides*, 19(12):2997–3008. Published online: 16 August 2022.
- Savage, W., Godt, J., and Baum, R. (2004). Modeling time-dependent areal slope stability. *Landslides: Evaluation and Stabilization*, 1:23–36.
- Srivastava, R. and Yeh, T.-C. J. (1991). Analytical solutions for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils. *Water Resources Research*, 27(5):753–762.