

Umbrales de lluvia como detonante de movimientos en masa en el piedemonte de la cordillera Central en los Andes colombianos

Edier Aristizábal^{1*} ; Felipe Riaño² ; Julián Jiménez-Ortiz¹ 

¹Departamento de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. (*) evaristizabalg@unal.edu.co; ajjimenez@unal.edu.co

²Facultad de Ingeniería, Universidad Distrital Francisco José de Caldas, Bogotá, Colombia. afrianoq@unal.edu.co

Resumen

Los Andes colombianos se caracterizan por su clima tropical y topografía montañosa, donde los eventos de lluvia de corta duración y alta intensidad son comunes. Estas precipitaciones a menudo desencadenan amenazas de origen hidrometeorológico causados por procesos concatenados de naturaleza diversa. El análisis de registros históricos de precipitación se vuelve indispensable para entender la ocurrencia de movimientos en masa y su relación con la lluvia antecedente como factor detonante. Este análisis se realiza a partir de información satelital con resolución temporal diaria y espacial de 25 km², con el fin de encontrar un patrón de la lluvia acumulada antecedente a 90 días a partir de la ocurrencia de cada uno de los 100 movimientos en masa registrados en las bases de datos del SIMMA y DesInventar. Los resultados señalan que el papel de la lluvia como principal factor detonante en el piedemonte llanero está controlado por la permeabilidad de los suelos que conforman las laderas. En suelos finos la lluvia antecedente es fundamental, mientras que, para suelos arenosos juega un papel secundario. Esta relación permite proponer un Sistema de Alerta Temprana (SAT) basado en la lluvia detonante y las condiciones de lluvia antecedente histórica.

Palabras clave: Deslizamientos; Precipitación; Amenaza; Sistema de alerta temprana.

Rainfall thresholds as triggering factor in the Central cordillera of the Colombian Andes

Abstract

The Colombian Andes are characterized by its tropical climate and mountainous topography, where short duration and high intensity rainfall events are common. Rainfall often triggers hydrometeorological hazards caused by diverse concatenated processes. The analysis of historical rainfall records plays a key role for understanding landslide occurrence and its relationship with antecedent precipitation as triggering factor. This analysis was realized with satellite rainfall data with daily temporal resolution and 25 km² as spatial resolution, with the purpose to find a rainfall pattern of the antecedent cumulative rainfall for 90 days using 100 landslides registered in the database of SIMMA and DesInventar. The results indicate that the role of rainfall as the main triggering factor in the foothills of the Llanos is controlled by the soil permeability. In fine soils, antecedent rainfall is fundamental, while for sandy soils it plays a secondary role. This relationship makes it possible to propose an Early Warning System (SAT) based on triggering rainfall and historical antecedent rain conditions.

Keywords: Landslides; Rainfall; Hazard; Early warning system.

Forma de citar: Aristizábal, E.; Riaño, F.; Jiménez-Ortiz, J. (2022). Umbrales de lluvia como detonante de movimientos en masa en el piedemonte de la cordillera Central en los Andes colombianos. *Boletín de Geología*, 44(2), 183-197. <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n2-2022009>

Introducción

La lluvia es el principal factor detonante de los movimientos en masa (Collins y Znidarcic, 2004; Chen *et al.*, 2006; Guzzetti *et al.*, 2008). Durante eventos de lluvia, el agua se infiltra en el perfil del suelo reduciendo inicialmente la succión y posteriormente aumentando la presión de poros positiva, lo que conlleva a una reducción paulatina de la resistencia al corte a lo largo de una superficie potencial de falla (Wang y Sassa, 2003; Terlien, 1998; Crosta, 1998; Crosta y Frattini, 2003). Sin embargo, la lluvia antecedente juega un papel importante en función de la porosidad y permeabilidad de los materiales (Alonso *et al.*, 2003; Kay y Chen, 1995; Chen *et al.*, 2006; Collins y Znidarcic, 2004; García y Uchimura, 2007; Rahardjo *et al.*, 2001).

En paisajes montañosos y ambientes tropicales como Colombia, las temporadas invernales desencadenan la mayor cantidad de movimientos en masa durante eventos de lluvia intensos o después de eventos de lluvia de baja intensidad y larga duración (Iverson, 2000; Petley, 2010; Tsaparas *et al.*, 2002). La distribución global de movimientos en masa no cosísmicos refleja un patrón similar en zonas de altos relieves, intensas temporadas de lluvia e intervención antrópica (Petley, 2012). Desde el año 2007 al 2013, el Global Landslide Catalog registró 5741 movimientos en masa detonados por lluvia y 20.500 muertos acumulados a raíz de su ocurrencia (Kirschbaum *et al.*, 2015). La mayoría de estos movimientos se concentran en los Andes, el segundo cinturón montañoso más alto del mundo, formado por valles y zonas de pendiente densamente pobladas (Hermanns *et al.*, 2012). Sobre esta cadena de montañas se extiende gran parte del territorio colombiano donde, según DesInventar (2018), el 43% de los desastres generados por movimientos en masa han tenido causas atmosféricas y, de estos, el 4% se atribuye a condiciones atmosféricas extremas o a fenómenos de variabilidad climática interanual (tales como el “ENSO”); y aproximadamente el 96% a eventos de precipitación como desencadenante (Aristizábal y Sánchez, 2020). En Colombia, la distribución del nivel de exposición a movimientos en masa indica que el 8% del territorio nacional se encuentra en regiones con amenaza alta y un 30% con amenaza media (Campos *et al.*, 2012). Estos fenómenos, a pesar de generar, en la mayoría de los casos, impactos de carácter local son fenómenos de alta frecuencia que han acumulado desde 1970-2011 un número de pérdidas humanas mayor a las generadas por sismos durante el mismo periodo (5,252 contra 2,219 por ocurrencia de sismos) (Campos *et al.*, 2012). Según la base de datos de desastres del DesInventar, desde 1914 al año 2018 el 25% de los desastres inventariados

en Colombia corresponden a movimientos en masa, los cuales han ocasionado el 19% del total de muertes reportadas, el 12% de viviendas destruidas y el 32% de todos los desaparecidos reportados por desastres cotidianos.

Considerando la lluvia como el factor detonante por excelencia de los movimientos en masa, en las últimas décadas el análisis de la lluvia en función de los registros disponibles ha suscitado el interés de investigadores en geomorfología y amenazas naturales alrededor del mundo (Roccati *et al.*, 2018). En la literatura, se han propuesto varios métodos para definir las condiciones de lluvia necesarias para detonar movimientos en masa. Algunos de ellos son modelos basados en la física, que dependen de la comprensión que se hace de los diversos factores involucrados en la estabilidad de la pendiente (Anderson y Lloyd, 1991; Aristizábal *et al.*, 2016; Borga *et al.*, 1998; Burton y Bathurst, 1998; Montgomery y Dietrich, 1994; Wu y Sidle, 1995), y otros son los modelos con enfoque empírico, los cuales se basan en análisis estadísticos de los eventos de lluvia que desencadenaron movimientos en masa en el pasado.

Es posible determinar umbrales de lluvia detonantes mediante el análisis de las características de la lluvia desencadenante intensidad, magnitud y duración de la tormenta (Kay y Chen, 1995; Caine, 1980; Guzzetti *et al.*, 2008; Keefer *et al.*, 1987; Marra, 2019; Moser y Hohensinn, 1983; Reid y Page, 2003; Starkel, 1978); sin embargo la capacidad de estos métodos para evaluar las probabilidades de falla antes del evento desencadenante es limitada, ya que la ocurrencia de movimientos en masa no solo es función del evento de lluvia, sino además, de las condiciones de humedad del suelo, la cual es controlada por múltiples factores, entre ellos las propiedades hidráulicas del suelo y la lluvia en los días previos (Crosta y Frattini, 2001). Por tanto, para considerar el factor hidrológico de forma adecuada en el cálculo de los umbrales empíricos, algunos autores se han centrado en el papel de las lluvias antecedentes (Bogaard y Greco, 2018; Brocca *et al.*, 2012; Campbell, 1975; Chleborad *et al.*, 2006; Coe, 2012; Crosta, 1998; Crozier, 1999; Glade *et al.*, 2000; Mirus *et al.*, 2018; Valenzuela *et al.*, 2018). Sin embargo, las propiedades locales de los suelos y la lluvia antecedente no son normalmente tomadas en consideración para la definición de umbrales críticos. Muy pocos modelos para la definición de umbrales han sido propuestos que relacionen la lluvia, al igual que otros factores hidrológicos, con la respuesta hidrológicas de los suelos y las condiciones de estabilidad local (Crosta, 1998).

Por lo tanto, es fundamental ampliar el conocimiento sobre umbrales de lluvia desencadenantes de movimientos en masa en Colombia como posibles elementos dentro de un SAT. Algunos estudios adelantados han permitido encontrar relaciones entre los parámetros de lluvia útiles para implementar SAT por movimientos en masa detonados por lluvia en diferentes regiones del país y a diferentes escalas (Aristizábal *et al.*, 2010a, 2010b, 2011; Echeverri y Valencia, 2004; Moreno *et al.*, 2006; Van Westen *et al.*, 1994).

En el presente estudio se utilizan, a lo largo del piedemonte llanero, datos de acceso libre de series de lluvia obtenida con sensores satelitales y bases de datos de desastres para evaluar el papel de la lluvia detonante y lluvia antecedente en la ocurrencia de movimientos en masa de acuerdo con la granulometría y permeabilidad de los suelos. A partir de dichas relaciones es posible establecer umbrales de lluvia que puedan ser implementados en sistemas de alerta temprana.

Área de estudio

El piedemonte de la amazonia occidental corresponde a la franja de transición entre el sistema cordillerano andino y la llanura amazónica. Geográficamente se extiende entre los departamentos de Caquetá y Putumayo con un área aproximada de 6772 m². Conformando una región con cambios abruptos de pendiente, condición topográfica que configura un escenario propicio para la ocurrencia de procesos erosivos y depositacionales de materiales de ladera (SGC-IDEAM, 2015). Esta región presenta un nivel medio de amenaza relativa por movimientos en masa en las zonas de bajas pendientes, mientras que en la transición hacia la cordillera Oriental, donde la pendiente aumenta el nivel relativo de amenaza por movimientos en masa, va de alto a muy alto.

Las elevaciones sobre el nivel del mar del piedemonte varían entre los 300 y los 1100 m (Figura 1). Este amplio rango de elevaciones, su localización en la zona ecuatorial de América del Sur que influye en la incidencia semi vertical de la radiación solar durante casi todo el año y la presencia de sistemas convectivos locales y regionales (vientos alisios de NE y el SE y la ZCIT), determinan las características climáticas de esta región (Murcia-García *et al.*, 2007). Por tanto, hay presente una amplia variedad de microclimas. En

los páramos la temperatura media es inferior a 15°C, mientras que en la llanura amazónica el promedio de temperaturas puede llegar a superar los 30°C. La variación térmica y la alta humedad relativa, generan una alta evapotranspiración y neblinas espesas, que al moverse hasta las cumbres del nudo de los pastos (punto de bifurcación de la cordillera de los Andes) se generan lluvias más abundantes y constantes que en la llanura del Amazonas (Hernández y Naranjo, 2007), con un régimen fundamentalmente unimodal y valores medios multianuales cercanos a 3.300 mm, con máximos entre mayo-junio y mínimos de precipitación en diciembre y enero (Murcia-García *et al.*, 2007).

En términos de los materiales que conforman las laderas, el piedemonte amazónico corresponde a rocas metamórficas precámbricas, volcánicas jurásicas y sedimentarias del cretácico (SGC, 2010). El ambiente morfogénico de esta región es principalmente denudacional y, en menor medida, condicionado por factores estructurales.

Metodología

Se recopilaron reportes de movimientos en masa de las bases de datos SIMMA (<http://simma.sgc.gov.co>), el cual corresponde a un sistema de información público de movimientos en masa a cargo del SGC, y la base de datos del DesInventar (<https://www.desinventar.org/es>), el cual es un sistema de adquisición, consulta y despliegue de información sobre desastres para América Latina. Se obtuvo un total de 100 reportes en un periodo comprendido a partir de enero de 1990 y diciembre de 2015, cada registro cuenta con información sobre base de datos en la cual se reportó fecha de ocurrencia del evento, número de muertos, desaparecidos, viviendas destruidas y afectados, coordenadas geográficas y tipo de movimiento en masa reportados según la clasificación de la entidad encargada del reporte (Tabla 1).

La distribución a lo largo del piedemonte amazónico de cada uno de estos registros durante dicho periodo se presenta en la Figura 1.

En cuanto a la información de lluvia, se utilizaron registros satelitales de precipitación del programa CHIRPS (*Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data*) en formato TIFF, disponibles a partir del 1 de enero de 1990, con resolución temporal diaria, y con resolución espacial

de 25 km² (Figura 2). En cuanto a la información sobre materiales geológicos superficiales, se utilizó el mapa geológico del SGC a escala 1:100.000 de la Plancha 346 hasta la 431.

La intensidad de lluvia diaria estimada por el programa CHIRPS para cada día en el que se detonó un movimiento en masa en la zona varía entre 0 y 128 mm (Tabla 2).

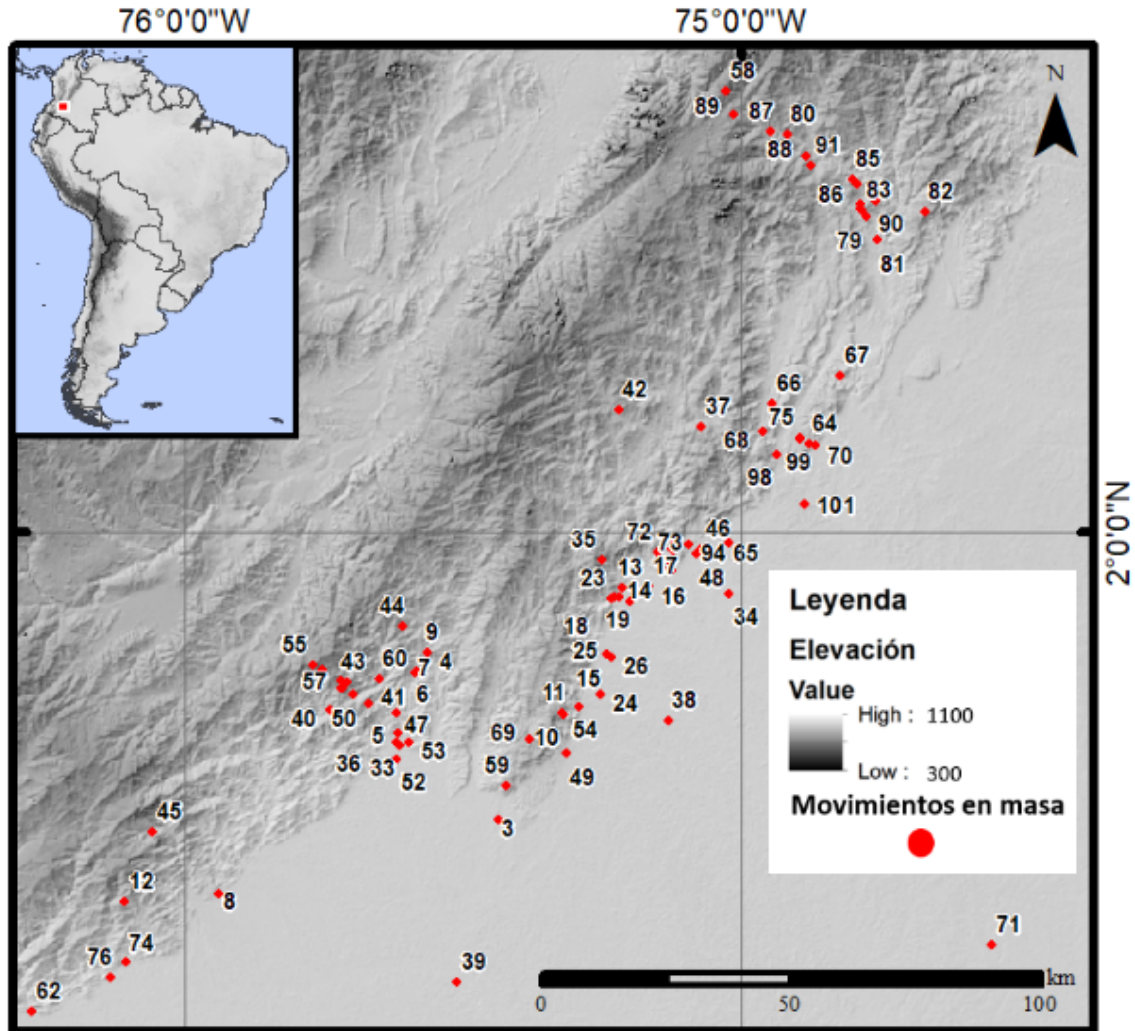


Figura 1. Ubicación área de trabajo y distribución geográfica de los movimientos en masa históricos.

Tabla 1. Tipos de movimientos en masa registrados desde enero de 1990 a diciembre de 2015 en la zona de estudio con datos de SIMMA y DesInventar.

Año	Caída	Deslizamiento	Flujo	Reptación	Volcamiento	Total
1990-2015	8	73	17	1	1	100

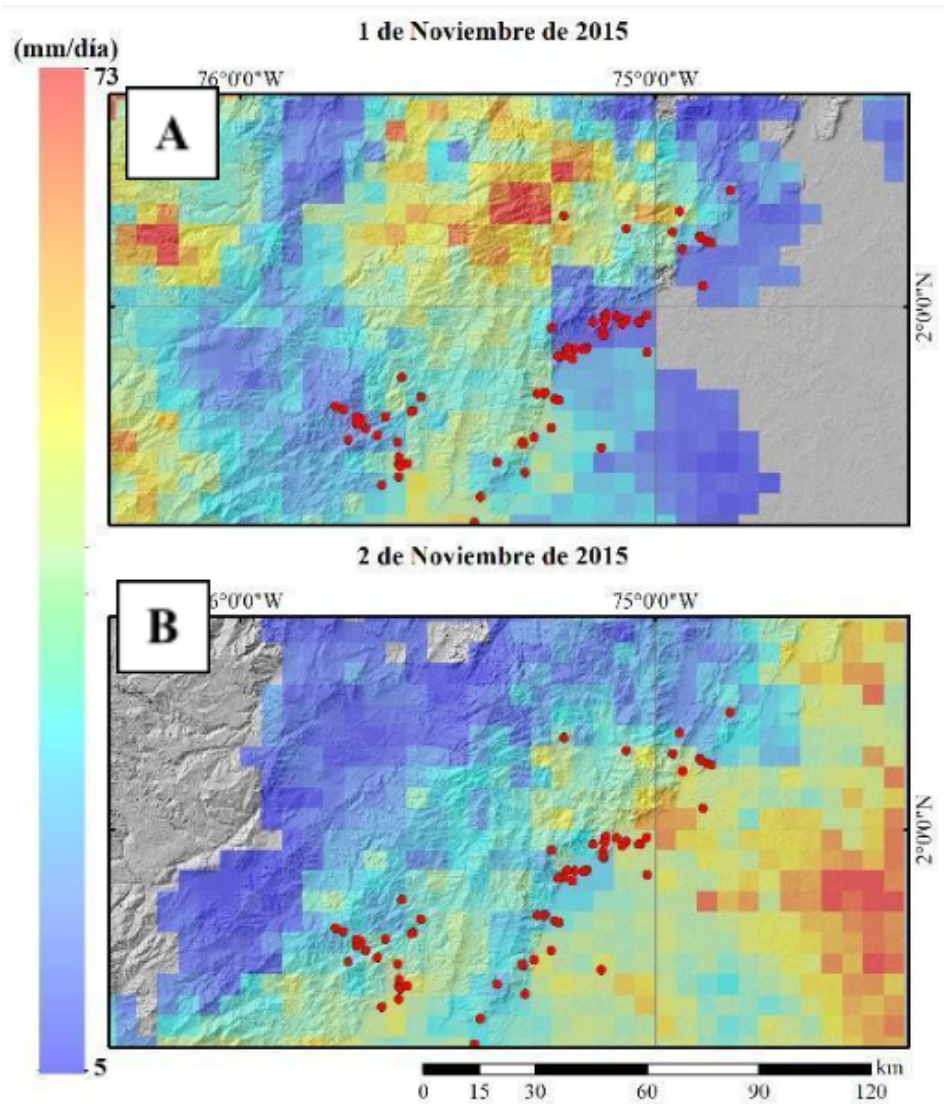


Figura 2. A. Intensidad diaria de lluvia registrada para el 01 noviembre de 2015 y **B.** para el 02 de noviembre de 2015 en la zona de estudio según la información satelital obtenida del satélite CHIRPS.

Tabla 2. Cantidad del registro de movimientos en masa (MenM) según rangos de precipitación registrada en CHIRPS para el día del evento.

Rango de precipitación día del evento (mm/día)	Proporción MenM (%)
0-5	67
6-21	16
22-128	17
Total general	100

A partir de estos datos satelitales se construyeron series gráficas de lluvia acumulada antecedente a 90 días de la ocurrencia de cada uno de los movimientos en masa. Se seleccionaron 90 días antecedentes considerando el ciclo trimestral de la lluvia en Colombia. Un ejemplo de ello es la serie obtenida para el movimiento en masa

de la **Figura 3**, en la cual se puede observar la lluvia acumulada 90 días previos al 7 de diciembre del 2014, fecha en la que se detonó este evento (SIMMA), hasta el 9 de septiembre del mismo año, el día 0 se denota como el día del evento y el 90 es la precipitación final acumulada de los 90 días anteriores. La serie resultante

se denota como AD (Lluvia Acumulada antecedente Detonante) (Figura 4).

También se obtienen series gráficas de lluvia acumulada Antecedente Histórica (AH). Consisten en series de lluvia acumulada a 90 días para todos los días anteriores a la ocurrencia del movimiento en masa, hasta el 30 de marzo de 1990. Se seleccionó este día como nivel de referencia para garantizar que las series sean completas, ya que la fecha más antigua de registros de lluvia disponible es a partir de enero de 1990, de tal forma que sea posible observar el histórico de precipitación en la zona de ocurrencia de cada movimiento en masa reportado y contrastarlo con las condiciones particulares de las lluvias antecedentes desencadenantes. Al superponer las series gráficas de AD del movimiento en masa sobre las series de lluvia acumulada AH, se obtienen gráficas como la Figura 3D. Este procedimiento se realizó para los 100 registros de movimiento en masa reportados en las bases de

datos. Estas gráficas, permiten realizar análisis de las condiciones de lluvia antecedente, de los tres últimos meses anteriores a la ocurrencia de movimientos en masa y su relación con las condiciones históricas de precipitación en la zona.

Resultados

Relación entre AD y AH

Las relaciones entre las series AD y AH que se obtienen para cada registro de movimiento en masa presentan tendencias muy variadas. La relación esperada entre estas curvas corresponde a un escenario de precipitación AD por encima del promedio histórico AH (ver Figura 4). Sin embargo, se observan movimientos en masa que exhiben comportamiento de la serie AD por debajo de la serie AH (ver Figura 5). Señalando que las condiciones de lluvia antecedente de 90 días que detonaron dicho movimiento en masa no fueron extraordinarias.

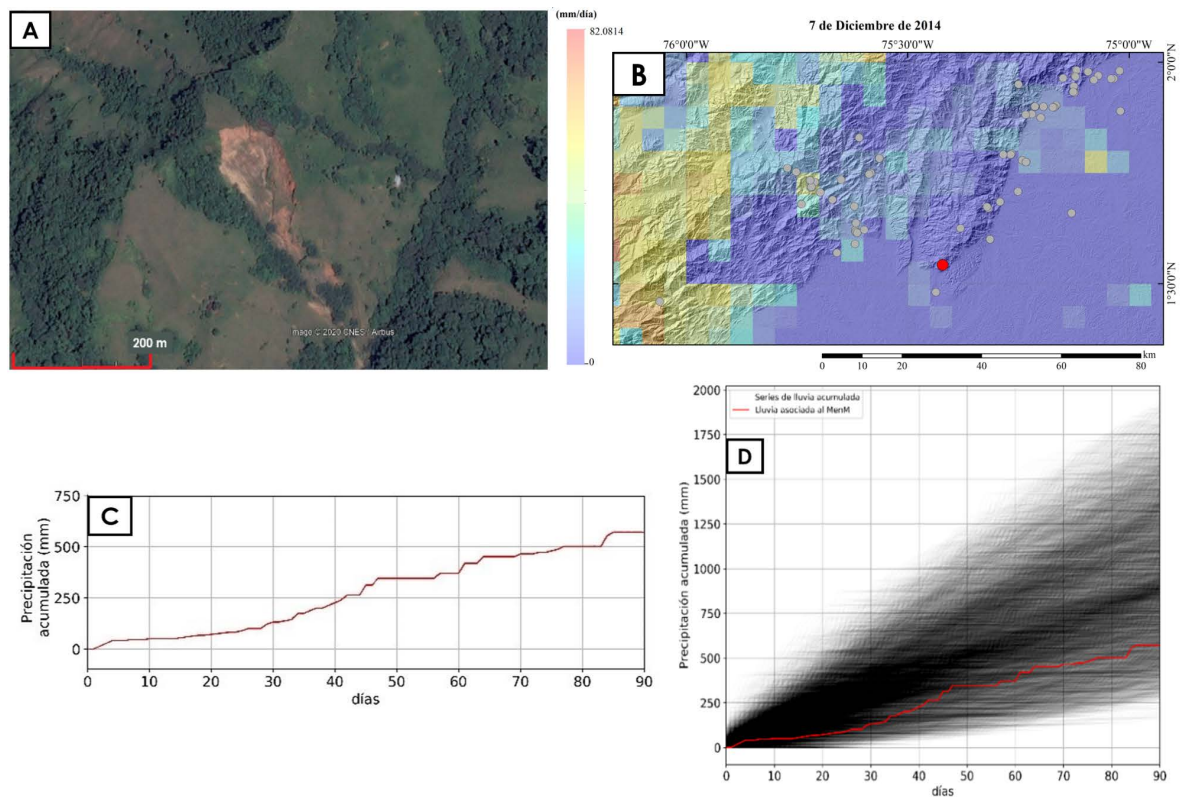


Figura 3. A. Cicatriz del deslizamiento detonado el 7 de diciembre del 2014. B. Ubicación geográfica e intensidad de lluvia para la fecha de ocurrencia registrada. C. Curva de precipitación antecedente detonante MenM 59. D. Curvas de precipitación antecedente histórica para el MenM 59.

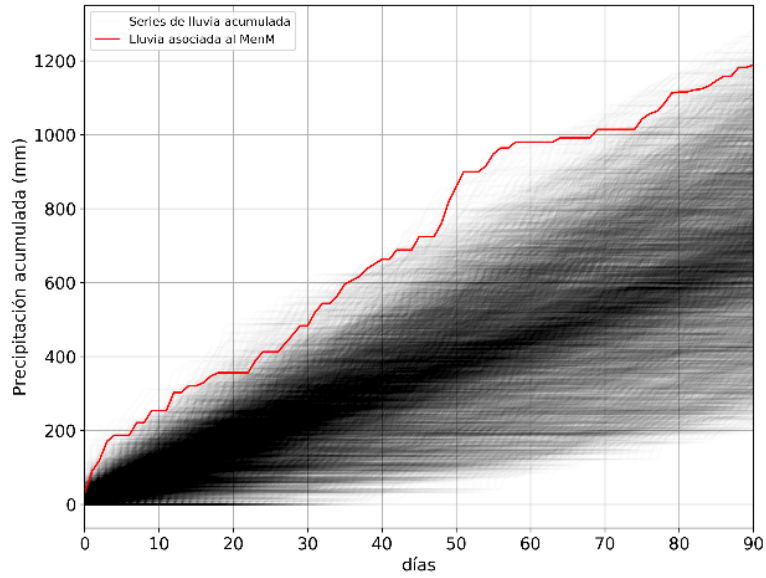


Figura 4. Representación gráfica de la serie de lluvia acumulada detonante (mm) por día a partir del día de ocurrencia del evento hasta los 90 días anteriores a este.

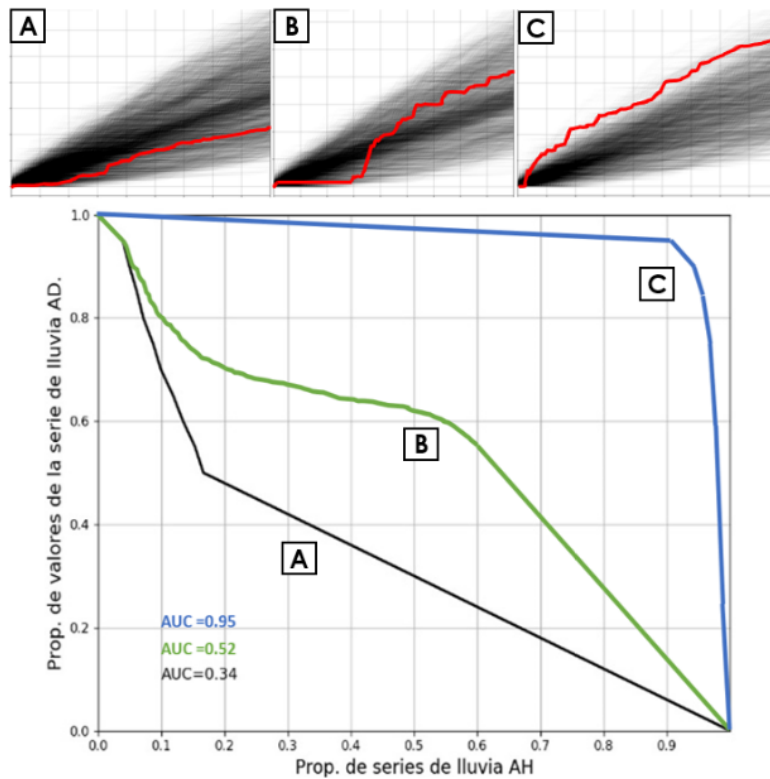


Figura 5. Relación entre la cantidad de valores de la serie de AD y la cantidad de series de AH que son menores a la serie detonante del MenM.

Para cuantificar esta relación entre AD y AH, es posible establecer la proporción de valores de AD que supera en cierta proporción AH. De esta forma, se calcula el porcentaje de las curvas AD que cumplen con el criterio de superar en un porcentaje x las series AH (eje y) y representar esa relación normalizada. La **Figura 5** presenta tres ejemplos de la relación que tienen la serie de lluvia acumulada antecedente al evento y sus registros antecedentes históricos.

La curva tiene un área bajo la curva (AUC) mayor a medida que la proporción de series de lluvia AH se acerca a 1. Es decir, cuantas más series de lluvia AH son superadas en un número determinado de veces por la serie acumulada de lluvia AD mayor será el AUC. Por tanto, mayor será la tendencia de las condiciones de precipitación antecedente histórica a verse superadas por las condiciones de lluvia acumulada detonante de los movimientos en masa. Valores de AUC cercanos a 1 significan condiciones de lluvia extremas comparadas con las condiciones históricas.

En la **Figura 5** se observan tres casos que marcan la relación de AD y AH. Para el caso de la curva A, las condiciones de AD fueron excepcionales comparadas con las condiciones AH, con un $AUC = 95\%$ indicando que solo fueron superadas por el 5% de los días anteriores a la ocurrencia del evento. El caso B representa un caso donde las condiciones de lluvia AD superan ligeramente las condiciones medias de AH; sin embargo, la forma de la curva señala que los días previos a la ocurrencia del evento se vio superados por AH lo que indica muy pocas lluvias, por el contrario, los días previos a partir del día 30 sí representan condiciones excepcionales de lluvia. Esto probablemente estaría señalando que la lluvia antecedente jugó un papel fundamental en la ocurrencia de este evento superando la influencia que pudo tener la lluvia detonante. Finalmente, la curva C representa un caso en el cual las condiciones de lluvia AD fueron superadas en gran medida por AH, señalando probablemente que dicho evento no tuvo una influencia importante, ni de la lluvia histórica ni de la lluvia detonante, y es posible que exista un detonante diferente.

Los resultados para los 100 registros de movimientos en masa indican que el 40% de los eventos superaron un AUC de 50%, el 8% presentan $AUC > 90\%$, y el 17% de los casos está en un rango $60\% < AUC < 90\%$. Estos resultados aparentemente contrastan con la hipótesis de la lluvia como principal factor detonante. Es necesario revisar en detalle, entonces, los factores condicionantes en la ocurrencia de cada evento, los

cuales pueden afectar la influencia de la lluvia como factor condicionante y/o detonante.

Influencia de los suelos

Debido a que el mecanismo de falla en ladera está controlado por las respuestas hidráulicas del suelo a la precipitación (Li *et al.*, 2005), tanto la intensidad de la precipitación como la permeabilidad del suelo controlan el tiempo en el que se da la falla en el terreno. Tsaparas *et al.* (2002) determinaron que entre mayor sea el valor de la permeabilidad saturada de un suelo, menos influencia tiene la lluvia antecedente en la ocurrencia de movimientos en masa detonados por lluvia, por tanto, la estabilidad en taludes formados por suelos arenosos es más crítica cuando se presentan lluvias de alta intensidad. Por el contrario, su estabilidad generalmente no se ve afectada por lluvias de larga duración y baja intensidad (Rahimi *et al.*, 2010).

En ese sentido, uno de los factores que determina la respuesta de la ladera a eventos de precipitación es su granulometría. Suelos granulares con altas permeabilidades tienden a fallar ante eventos de precipitación súbitos de altas intensidades, mientras que los suelos formados por partículas finas son afectados por lluvias antecedentes.

Por lo tanto, con el fin de determinar la relación que tiene la lluvia antecedente con las características granulométricas del material de las laderas en el piedemonte llanero, se clasificó el regolito producto de la meteorización de los cuerpos de roca de la región en suelos finos y suelos gruesos. Para ello, se clasifica a partir de las características texturales y mineralógicas descritas en la cartografía geológica realizada a escala 1:100.000 por el SGC, entre unidades con producción de regolitos fino-granulares y grueso-granulares (**Figura 6**).

Los materiales fino-granulares son el producto de la meteorización de rocas con alto contenido de feldespatos y minerales máficos que al verse expuestos a los agentes atmosféricos suelen alterarse en minerales arcillosos. Dentro de esta categoría se encuentran suelos generados a partir de alteración de rocas sedimentarias de grano fino del Grupo Orito (SGC, 2015a), rocas volcanoclásticas de la Formación Saldaña formadas por cristales de biotita, plagioclasa y anfíboles que alteran a filosilicatos del grupo de las arcillas (Morales *et al.*, 2001), arcillolitas y lutitas del Grupo Güejar (SGC, 2015b) y rocas carbonatadas intercaladas con shales de la Formación Villeta (Gómez, 2002).

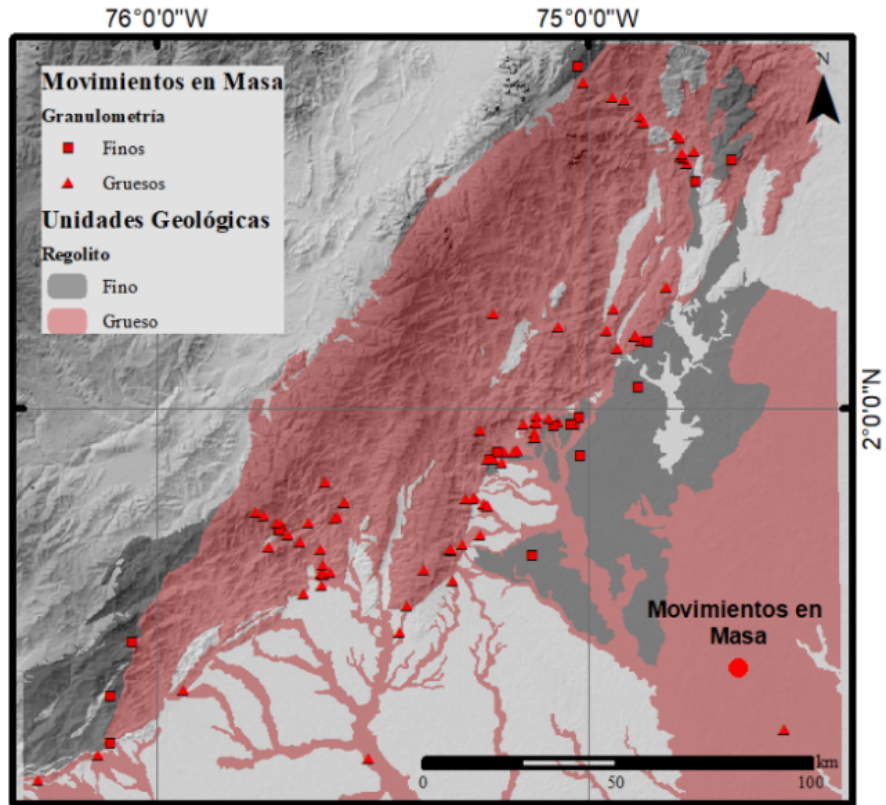


Figura 6. Distribución geográfica de suelos según tamaño de grano en el área de trabajo.

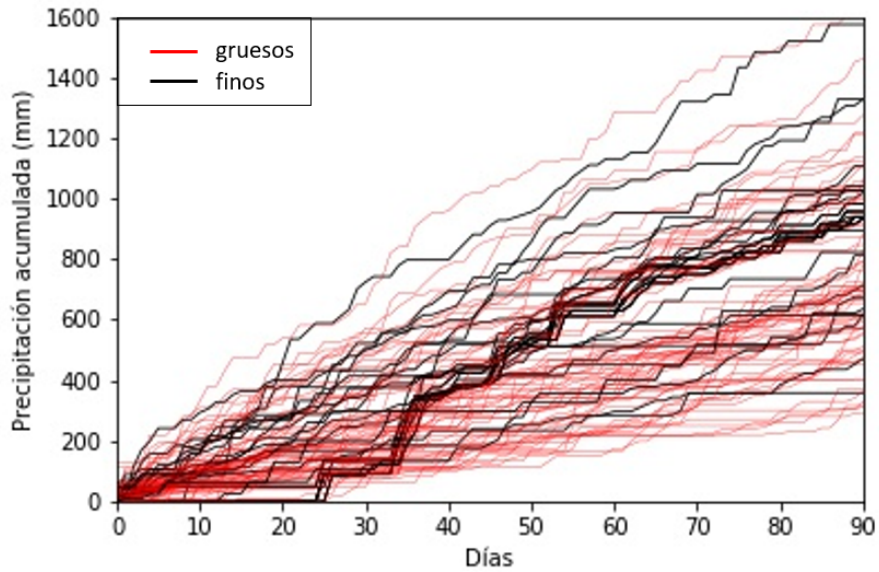


Figura 7. Total de las series de precipitación AD clasificadas según la granulometría de los materiales superficiales adyacentes.

Los regolitos grueso-granulares corresponden a materiales producto de la meteorización de rocas ácidas con alto contenido de cuarzo, debido a la alta resistencia a la meteorización de estos cuerpos. Incluye los cuerpos: conglomeráticos y de arenitas ricas en chert de la Formación Pepino, conglomerados y cuarzoarenitas de grano medio a grueso asociadas a la Formación Caballos (Mora *et al.*, 1998) y materiales superficiales depositados en forma de abanicos y terrazas aluviales.

La Figura 7 presenta las curvas de lluvia antecedente de 90 días de los 100 registros de movimientos en masa, separados de acuerdo con el saprolito donde se presentó el evento. Se puede observar un claro patrón diferencial para los movimientos en masa en suelos gruesos y en suelos finos de acuerdo con la lluvia antecedente. Los eventos que se presentaron en suelos gruesos tienen curvas en la parte baja señalando que las condiciones de lluvia antecedente no fueron extraordinarias, con valores muy bajos de precipitación. Mientras que los movimientos en masa que ocurrieron en laderas conformadas por suelos finogranulares presentan curvas AD en la parte alta, indicando valores muy altos de precipitación acumulada.

Estos contrastes entre ambos tipos de suelos en la ocurrencia de movimientos en masa se pueden explicar a partir de la influencia de la permeabilidad controlada por el tamaño de los granos ampliamente descrita por autores como Pradel y Raad (1993), Reid (1997), Cho y Lee (2001, 2002), Wang y Sassa (2003), Li *et al.* (2005), Wang y Shibata (2007), Rahardjo *et al.* (2007) y Muntohar y Liao (2008).

De acuerdo a dichos autores en suelos grueso granulares los valores de permeabilidad son altos, por lo que la presión de poros en dichos suelos responde rápidamente a las condiciones de lluvia o no lluvia. Es decir, ante eventos de lluvia, rápidamente el agua precipitada se infiltra aumentando la presión de poros en una tasa similar, y si las condiciones de intensidad de la lluvia son lo suficientemente altas para incrementar la presión de poros y reducir la resistencia al cortante, el movimiento en masa ocurre durante el evento de lluvia. Pero luego del evento de lluvia las presiones de poros se disipan rápidamente como resultado de las condiciones de permeabilidad altas; por lo tanto, ante nuevos eventos de lluvia las presiones de poros se han restablecido, lo que significa que dichos suelos no tienen memoria y la lluvia antecedente no juega un papel importante. El principal papel lo juega la intensidad de la lluvia detonante.

Caso contrario ocurre en suelos finogranulares, donde la lluvia se infiltra lentamente en el suelo controlada por las bajas tasas de permeabilidad que presentan los suelos finos. Por lo tanto, aunque los eventos de lluvia tengan una intensidad alta, el agua que se logra infiltrar es reducida. Una vez finalizado el evento de lluvia, las presiones de poros que se lograron incrementar en los suelos finos, también son disipadas lentamente debido al control de la baja permeabilidad. Esto significa que ante nuevos eventos de lluvia dichos suelos pueden presentar presiones de poros incrementadas por eventos anteriores, es decir conservan las presiones de poros señalando una influencia importante de la lluvia antecedente. Por lo que estos suelos no requieren lluvias intensas para aumentar las presiones de poros y reducir la resistencia al cortante, sólo requieren un incremento que sea suficiente para la ocurrencia del evento. En muchos casos, este incremento lo puede aportar lluvias de baja intensidad precedidas por lluvias históricas.

Los resultados obtenidos confirman la importancia de la lluvia antecedente para establecer umbrales de lluvia críticos. La estabilidad de las laderas ante eventos de lluvia está sujeta, entre otros aspectos, al contenido de agua en el suelo y esta, a su vez, de la lluvia antecedente histórica, pero también de la granulometría y permeabilidad del suelo (Iverson, 2000; Crosta y Frattini, 2001). Esto permite que parámetros hidráulicos del suelo puedan ser incluidos en la definición de umbrales, sin embargo no existen aún propuestas en el estado del arte. Es necesario profundizar en el entendimiento del flujo del agua en el suelo y, especialmente, en suelos tropicales donde intensos procesos de erosión química dan lugar a nuevas estructuras en el suelo que afectan su comportamiento mecánico e hidráulico. Este trabajo propone como aproximación la inclusión de la lluvia antecedente histórica de 90 días de acuerdo con la granulometría de los suelos.

Sistema de Alerta Temprana

Considerando la lluvia antecedente y la granulometría de los suelos se propone un SAT para esta región del piedemonte dividido en 3 niveles (alto, medio y bajo), de acuerdo con la densidad de curvas en cada nivel.

La Figura 8 presenta los tres niveles de alerta con las curvas de los 100 movimientos en masa registrados. La mayor densidad de curvas, a partir de los 1000 mm de lluvia acumulada antecedente detonante a 90 días, corresponde al nivel crítico de color rojo. Bajo estas condiciones se pueden presentar movimientos en

masa en suelos finos y gruesos. Bajo condiciones de lluvia antecedentes altas, es posible que se presenten movimientos en masa, tanto en ladera conformadas por suelos finos, como en suelos grueso granulares. En este nivel se han presentado el 60% de los movimientos en masa en la región.

En color naranja se encuentra el nivel medio con el 25% de los registros. Este representa un nivel de alerta intermedio para laderas en suelos finogranulares, ya que se están generando las condiciones propicias para la ocurrencia de movimientos en masa. Pero, en laderas con suelos granulares de tipo arenoso o arenolimosos puede representar condiciones críticas, por lo cual exige tomar medidas urgentes en dichos tipos de suelo.

El nivel bajo está representado por el color verde con tan solo el 15% de los eventos. En estas condiciones, se presenta un porcentaje muy bajo de movimiento en masa. Para laderas en suelos finogranulares es muy poco probable la ocurrencia; sin embargo, para laderas en suelos grueso granulares se deben mantener medidas preventivas, especialmente, durante tormentas de alta intensidad donde dichos suelos responden rápidamente al incremento de las presiones de poros.

Finalmente, es importante resaltar el número de variables condicionantes que inciden en la ocurrencia

de movimientos en masa tales como la pendiente, el área de drenaje acumulada, la curvatura horizontal y vertical, entre otros. Incorporar estas variables en la definición de umbrales de lluvia críticos puede permitir establecer no solo la temporalidad en la ocurrencia sino, además, la espacialidad; es decir, el lugar de la posible ocurrencia, lo cual es una de las grandes limitantes de los umbrales empíricos. Adicionalmente, el componente antrópico es un factor que debe también evaluarse con detalle. En este estudio, se seleccionó un área rural donde la intervención antrópica es mucho menor que en áreas urbanas. Sin embargo, los sistemas de alerta temprana son precisamente requeridos en áreas urbanas o con elementos antrópicos expuestos, lo cual hace mucho más difícil implementar dichos umbrales a partir de bases de datos de movimientos en masa en áreas urbanas. Proponer umbrales en áreas rurales puede ser una buena aproximación, pero es importante considerar los niveles de incertidumbre que son incorporados. La emisión de falsos positivos (alertas emitidas sin la ocurrencia posterior de un movimiento en masa) reducen en el mediano y largo plazo la confianza de las comunidades y, al mismo tiempo, la emisión de falsos negativos (la ocurrencia de movimientos en masa sin una alerta previa) se puede manifestar en pérdidas humanas. Bajo este complejo escenario de posibles errores e incertidumbres inherentes al estado del arte, siempre será más deseable la ocurrencia de falsos positivos.

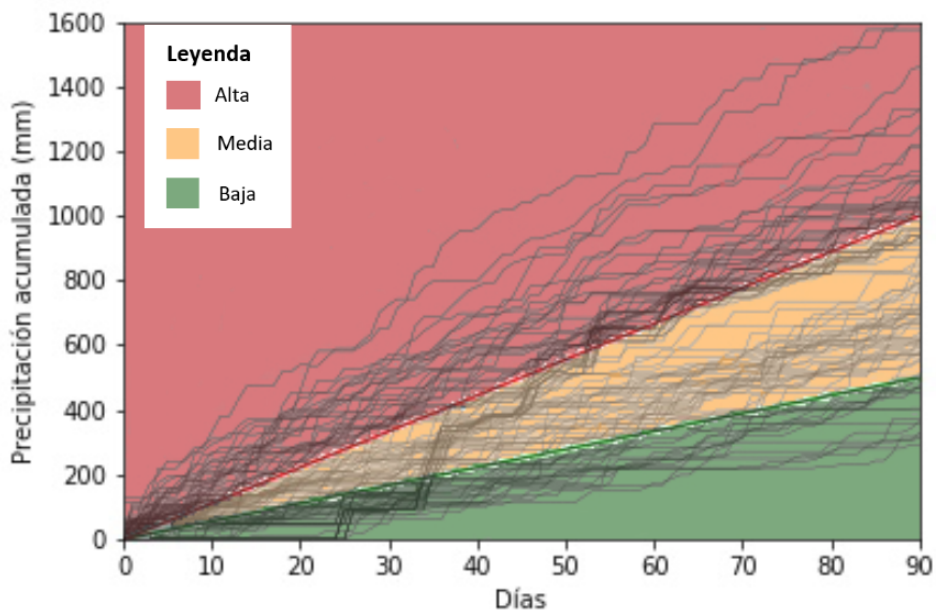


Figura 8. Propuesta Sistema de Alerta Temprana con alerta alta, media y baja a partir de las curvas con AUC>0,5.

Conclusiones

Los eventos de lluvia intensas son uno de los principales factores detonantes en la ocurrencia de movimientos en masa. Sin embargo, la lluvia acumulada antecedente juega un papel fundamental, en muchos casos, de mayor relevancia a los eventos de lluvia detonantes. Para el caso del piedemonte llanero, se pudo evidenciar que dicha influencia está controlada por la permeabilidad de los materiales que conforman las laderas. En suelos fino granulares la lluvia antecedente es fundamental, mientras que para suelos grueso granulares juega un papel secundario.

Entendiendo esta relación, en el presente trabajo se propone un sistema de alerta temprana basado en AD y las condiciones de lluvia AH utilizando un criterio cuantitativo como lo es el AUC. Este tipo de sistema puede ayudar a las entidades territoriales a tomar medidas preventivas que reduzcan los niveles de vulnerabilidad y riesgo en las comunidades.

Finalmente, es importante resaltar la necesidad de continuar estudiando la relación entre la lluvia y la ocurrencia de movimientos en masa, involucrando tanto los factores detonantes como la lluvia, pero también los factores condicionantes que determinan en gran medida la respuesta de una ladera ante dichos eventos de lluvia. En este caso se evalúa la lluvia antecedente y la granulometría de los suelos, pero seguramente existen otra gran cantidad de parámetros que controlan esta relación.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, y en especial a la Facultad de Minas por el apoyo a esta investigación.

Referencias

- Alonso, E.E.; Gens, A.; Delahaye, C.H. (2003). Influence of rainfall on the deformation and stability of a slope in overconsolidated clays: A case study. *Hydrogeology Journal*, 11(1), 174-192. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0245-1>
- Anderson, M.; Lloyd, D. (1991). Using a combined slope hydrology - Stability model to develop cut slope design charts. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 91(4), 705-718. <https://doi.org/10.1680/iicep.1991.17486>
- Aristizábal, E.; Gamboa, M.F.; Leoz, F.J. (2010a). Sistema de alerta temprana por movimientos en masa inducidos por lluvia para el Valle de Aburrá, Colombia. *Revista EIA*, 13, 155-169.
- Aristizábal, E.; Martínez, H.; Vélez, J.I. (2010b). Una revisión sobre el estudio de movimientos en masa detonados por lluvias. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 34(131), 209-227.
- Aristizábal, E.; González, T.; Montoya, J.D.; Vélez, J.I.; Martínez, H.; Guerra, A. (2011). Análisis de umbrales empíricos de lluvia para el pronóstico de movimientos en masa en el Valle de Aburrá, Colombia. *Revista EIA*, 15, 95-111.
- Aristizábal, E.; Vélez, J.I.; Martínez, H.E.; Jaboyedoff, M. (2016). SHIA_Landslide: a distributed conceptual and physically based model to forecast the temporal and spatial occurrence of shallow landslides triggered by rainfall in tropical and mountainous basins. *Landslides*, 13(3), 497-517. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0580-7>
- Aristizábal, E.; Sánchez, O. (2020). Spatial and temporal patterns and socioeconomic impact of landslides in the tropical and mountainous Colombian Andes. *Disasters*, 44(3), 596-618. <https://doi.org/10.1111/disa.12391>
- Bogaard, T.; Greco, R. (2018). Invited perspectives: Hydrological perspectives on precipitation intensity-duration thresholds for landslide initiation: Proposing hydro-meteorological thresholds. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(1), 31-39. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-31-2018>
- Borga, M.; Dalla-Fontana, G.; Da Ros, D.; Marchi, L. (1998). Shallow landslide hazard assessment using a physically based model and digital elevation data. *Environmental Geology*, 35(2-3), 81-88. <https://doi.org/10.1007/s002540050295>
- Brocca, L.; Ponziani, F.; Moramarco, T.; Melone, F.; Berni, N.; Wagner, W. (2012). Improving landslide forecasting using ASCAT-derived soil moisture data: a case study of the torgiovanetto landslide in central Italy. *Remote Sensing*, 4(5), 1232-1244. <https://doi.org/10.3390/rs4051232>

- Burton, A.; Bathurst, J.C. (1998). Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale. *Environmental Geology*, 35(2-3), 89-99. <https://doi.org/10.1007/s002540050296>
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62(1-2), 23-27. <https://doi.org/10.2307/520449>
- Campbell, R.H. (1975). Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California. U.S. Geological Survey Professional. <https://doi.org/10.3133/PP851>
- Campos, A.; Holm-Nielsen, N.; Díaz, C.; Rubiano, D.M.; Costa, C.; Ramírez, F.; Dickson, E. (2012). Resumen ejecutivo. Análisis de la gestión del riesgo de desastres en Colombia. Un aporte para la construcción de políticas públicas. Banco Mundial, Bogotá.
- Chen, H.; Dadson, S.; Chi, Y.G. (2006). Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan. *Geomorphology*, 77(1-2), 112-125. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.002>
- Chleborad, A.F.; Baum, R.L.; Godt, J.W. (2006). Rainfall thresholds for forecasting landslides in the Seattle, Washington, area—Exceedance and probability. U.S. Geological Survey, Open-File Report, 2006-1064. <https://doi.org/Open-File-Report-2006-1064>
- Cho, S.E.; Lee, S.R. (2001). Instability of unsaturated soil slopes due to infiltration. *Computers and Geotechnics*, 28(3), 185-208. [https://doi.org/10.1016/S0266-352X\(00\)00027-6](https://doi.org/10.1016/S0266-352X(00)00027-6)
- Cho, S.E.; Lee, S.R. (2002). Evaluation of surficial stability for homogeneous slopes considering rainfall characteristics. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 128(9), 756-763. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2002\)128:9\(756\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2002)128:9(756))
- Coe, J.A. (2012). Regional moisture balance control of landslide motion: Implications for landslide forecasting in a changing climate. *Geology*, 40(4), 323-326. <https://doi.org/10.1130/G32897.1>
- Collins, B.D.; Znidarcic, D. (2004). Stability Analyses of Rainfall Induced Landslides. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130(4), 362-372. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2004\)130:4\(362\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2004)130:4(362))
- Crosta, G. (1998). Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology*, 35(2-3), 131-145. <https://doi.org/10.1007/s002540050300>
- Crosta, G.B.; Frattini, P. (2001). Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow. *Siena*, 1, 463-487.
- Crosta, G.B.; Frattini, P. (2003). Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 81-93. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-81-2003>
- Crozier, M.J. (1999). Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(9), 825-833. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199908\)24:9<825::AID-ESP14>3.0.CO;2-M](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199908)24:9<825::AID-ESP14>3.0.CO;2-M)
- DesInventar (2018). Colombia - Inventario de Desastres Antioquia - DAPARD. 1894 - 2018-04-09.
- Echeverri, O.; Valencia, Y. (2004). Análisis de los deslizamientos en la cuenca de la Quebrada La Iguaná de la ciudad de Medellín a partir de la integración lluvia - pendiente - formación geológica. *DYNA*, 71(142), 33-45.
- García, E.; Uchimura, T. (2007). Study of failure mechanism in embankments induced by rainfall infiltration by monitoring pore water pressures and water contents. *Dyna*, 74(152), 125-135.
- Glade, T.; Crozier, M.; Smith, P. (2000). Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical “antecedent daily rainfall model”. *Pure and Applied Geophysics*, 157(6-8), 1059-1079. <https://doi.org/10.1007/s000240050017>
- Gómez, J. (2002). Esquema de ordenamiento territorial municipio de Ataco, Tolima. Documento Técnico II: Geología, geomorfología y fisiografía. Jorge H. Morales G.
- Guzzetti, F.; Peruccacci, S.; Rossi, M.; Stark, C.P. (2008). The rainfall intensity-duration control of

- shallow landslides and debris flows: An update. *Landslides*, 5(1), 3-17. <https://doi.org/10.1007/s10346-007-0112-1>
- Hermanns, R.L.; Valderrama, P.; Fauqué, L.; Penna, I.M.; Sepúlveda, S.; Moreiras, S.; Zavala-Carión, B. (2012). Landslides in the Andes and the need to communicate on an interandean level on landslide mapping and research. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(3), 321-327.
- Hernández, O.L.; Naranjo, L.G. (2007). Geografía del Piedemonte Andino – Amazónico. En: L.G. Naranjo (ed.). *Escenarios de conservación en el piedemonte Andino-Amazónico de Colombia* (pp. 1-6). WWF Colombia - Instituto de Investigación de Recursos Biológicos Alexander von Humboldt - Unidad de Parques Nacionales Naturales de Colombia.
- Iverson, R.M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7), 1897-1910. <https://doi.org/10.1029/2000wr900090>
- Kay, J.N.; Chen, T. (1995). Rainfall-Landslide relationship for Hong Kong. *Geotechnical Engineering*, 113(2), 117-118. <https://doi.org/10.1680/igeng.1995.27592>
- Keefer, D.K.; Wilson, R.C.; Mark, R.K.; Brabb, E.E.; Brown, W.M.; Ellen, S.D.; Harp, E.L.; Wiczorek, G.F.; Alger, C.S.; Zarkin, R.S. (1987). Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*, 238(4829), 921-925. <https://doi.org/10.1126/science.238.4829.921>
- Kirschbaum, D.; Stanley, T.; Zhou, Y. (2015). Spatial and temporal analysis of a global landslide catalog. *Geomorphology*, 249, 4-15. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.016>
- Li, A.G.; Yue, Z.Q.; Tham, L.G.; Lee, C.F.; Law, K.T. (2005). Field-monitored variations of soil moisture and matric suction in a saprolite slope. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(1), 13-26. <https://doi.org/10.1139/t04-069>
- Marra, F. (2019). Rainfall thresholds for landslide occurrence: Systematic underestimation using coarse temporal resolution data. *Natural Hazards*, 95(3), 883-890. <https://doi.org/10.1007/s11069-018-3508-4>
- Mirus, B.B.; Becker, R.E.; Baum, R.L.; Smith, J.B. (2018). Integrating real-time subsurface hydrologic monitoring with empirical rainfall thresholds to improve landslide early warning. *Landslides*, 15(10), 1909-1919. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0995-z>
- Montgomery, D.R.; Dietrich, W.E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30(4), 1153-1171. <https://doi.org/10.1029/93WR02979>
- Mora, A.; Venegas, D.; Vergara, L. (1998). Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el Sector Norte de la Cuenca del Putumayo, Departamento del Caquetá, Colombia. *Geología Colombiana*, 23, 31-77.
- Morales, C.J.; Caicedo, J.C.; Velandia, F.A.; Núñez, A. (2001). Geología de la Plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS.
- Moreno, H.A.; Vélez, M.V.; Montoya, J.D.; Rhenals, R.L. (2006). La lluvia y los deslizamientos de tierra en Antioquia: análisis de su ocurrencia en las escalas interanual, intraanual y diaria. *Revista EIA*, 5, 59-69.
- Moser, M.; Hohensinn, F. (1983). Geotechnical aspects of soil slips in Alpine regions. *Engineering Geology*, 19(3), 185-211. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(83\)90003-0](https://doi.org/10.1016/0013-7952(83)90003-0)
- Muntohar, A.S.; Liao, H.J. (2008). Analysis of rainfall-induced infinite slope failure during typhoon using a hydrological-geotechnical model. *Environmental Geology*, 56(6), 1145-1159. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1215-2>
- Murcia-García, U.G.; Cardona-Vanegas, G.I.; Alonso, J.C.; Salazar-Cardona, C.A.; Acosta, L.E.; Giraldo, B.; Cárdenas, D.; Hernández, M.S.; Rodríguez, C.H.; Zubieta, M. (2007). *Balance anual sobre el estado de los ecosistemas y el ambiente de la Amazonia colombiana 2006*. Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial de Colombia – Instituto Amazónico de Investigaciones Científicas SINCHI.
- Petley, D. (2010). Landslide hazards. In: I. Alcántara-Ayala, A. Goudie (eds.). *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention* (pp. 63-74). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807527.006>

- Petley, D. (2012). Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*, 40(10), 927-930. <https://doi.org/10.1130/g33217.1>
- Pradel, D.; Raad, G. (1993). Effect of permeability on surficial stability of homogeneous slopes. *Journal of Geotechnical Engineering*, 119(2), 315-332. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1993\)119:2\(315\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9410(1993)119:2(315))
- Rahardjo, H.; Leong, E.C.; Rezaur, R.B.; Tang, S.K.; Qua, C.N. (2001). Rainfall-induced slope failures: mechanism and assessment. *Civil Engineering Research Bulletin*, 14, 1-4.
- Rahardjo, H.; Ong, T.H.; Rezaur, R.B.; Leong, E.C. (2007). Factors controlling instability of homogeneous soil slopes under rainfall. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 133(12), 1532-1543. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2007\)133:12\(1532\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2007)133:12(1532))
- Rahimi, A.; Rahardjo, H.; Leong, E.C. (2010). Effect of hydraulic properties of soil on rainfall-induced slope failure. *Engineering Geology*, 114(3-4), 135-143. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.04.010>
- Reid, L.M.; Page, M.J. (2003). Magnitude and frequency of landsliding in a large New Zealand catchment. *Geomorphology*, 49(1-2), 71-88. [https://doi.org/10.1016/s0169-555x\(02\)00164-2](https://doi.org/10.1016/s0169-555x(02)00164-2)
- Reid, E.M. (1997). Slope instability caused by small variations in hydraulic conductivity. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 123(8), 717-725.
- Roccati, A.; Faccini, F.; Luino, F.; Turconi, L.; Guzzetti, F. (2018). Rainfall events with shallow landslides in the Entella catchment, Liguria, Northern Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(9), 2367-2386. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2367-2018>
- SGC (2010). Memoria técnica de la plancha 5-18: Mapa de permeabilidades de Colombia en escala 1:500.000. Bogotá. Servicio Geológico Colombiano.
- SGC (2015a). Geología de la plancha 304: La Uribe. Bogotá. Servicio Geológico Colombiano.
- SGC (2015b). Geología de la plancha 391: Lusitania. Bogotá. Servicio Geológico Colombiano.
- SGC-IDEAM. (2015). Mapa de amenaza relativa por movimientos en masa 1:100.000.
- Starkel, L. (1978). The role of extreme meteorological events in the shaping of mountain relief. *Geographia Polonica*, 41, 13-20.
- Tsaparas, I.; Rahardjo, H.; Toll, D.G.; Leong, E.C. (2002). Controlling parameters for rainfall-induced landslides. *Computers and Geotechnics*, 29(1), 1-27. [https://doi.org/10.1016/S0266-352X\(01\)00019-2](https://doi.org/10.1016/S0266-352X(01)00019-2)
- Terlien, M. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology*, 35(2-3), 124-130. <https://doi.org/10.1007/s002540050299>
- Valenzuela, P.; Domínguez-Cuesta, M.J.; Mora-García, M.A.; Jiménez-Sánchez, M. (2018). Rainfall thresholds for the triggering of landslides considering previous soil moisture conditions (Asturias, NW Spain). *Landslides*, 15(2), 273-282. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0878-8>
- Van Westen, C.J.; Soeters, R.; Rengers, N. (1994). GISSIZ: training package Geographical Information Systems in slope instability zonation. University of Twente.
- Wang, G.; Sassa, K. (2003). Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69(1-2), 109-125. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)00268-5](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00268-5)
- Wang, F.; Shibata, H. (2007). Influence of soil permeability on rainfall-induced flowslides in laboratory flume tests. *Canadian Geotechnical Journal*, 44(9), 1128-1136. <https://doi.org/10.1139/T07-042>
- Wu, W.; Sidle, R.C. (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research*, 31(8), 2097-2110. <https://doi.org/10.1029/95wr01136>

Fecha de recibido: 17 de marzo de 2021

Fecha de aprobado: 21 de mayo de 2022
