

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/234076770>

Una revisión sobre el estudio de movimientos en masa detonados por lluvias

Article · June 2010

CITATIONS

30

READS

6,386

3 authors:



[Edier Aristizábal](#)

Universität Potsdam

86 PUBLICATIONS 673 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



[Hernán Eduardo Martínez](#)

Integral S.A. Ingenieros Consultores

84 PUBLICATIONS 562 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



[Jaime Ignacio Velez](#)

National University of Colombia

85 PUBLICATIONS 838 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



MiRIO-TuRIO [View project](#)



Gestión para la utilización conjunta del agua superficial y subterránea [View project](#)

UNA REVISIÓN SOBRE EL ESTUDIO DE MOVIMIENTOS EN MASA DETONADOS POR LLUVIAS

Por

Edier Aristizábal¹, Hernán Martínez², Jaime Ignacio Vélez³

Resumen

Aristizábal E., H. Martínez & J. I. Vélez: Una revisión sobre el estudio de movimientos en masa detonados por lluvias. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **34** (131): 209-227, 2010. ISSN 0370-3908.

El presente artículo pretende dar una mirada detallada a los avances y retos asociados al estudio de los movimientos en masa detonados por lluvias, los cuales son característicos y comunes en ambientes tropicales como Colombia. Los movimientos en masa constituyen una de las causas más frecuentes de desastres alrededor del mundo. Las pérdidas económicas asociadas son millonarias y aumentan debido a la expansión urbana sobre áreas montañosas de estabilidad precaria. Los avances más importantes en esta materia alrededor del mundo han sido aplicados en los últimos años en la determinación de umbrales críticos, definidos a partir de modelos físicos o estadísticos, combinados con pronósticos de lluvias y monitoreo en tiempo real como parte integral y fundamental de los sistemas de alerta temprana. Los procesos de remoción en masa tienen múltiples causas, tales como las condiciones geológicas, geomorfológicas y la intervención antrópica; sin embargo, un solo factor como la precipitación, es considerado el estímulo externo que puede generar una respuesta casi inmediata de movilizar los materiales que conforman la vertiente, sea por el rápido incremento de los esfuerzos o por la reducción de la resistencia. La lluvia como factor detonante en la ocurrencia de movimientos en masa ha sido estudiada por numerosos autores, algunos de estos estudios han abordado esta problemática utilizando la estadística, definiendo umbrales críticos que relacionan generalmente la intensidad y la magnitud de la lluvia con la ocurrencia de los movimientos. Igualmente son explorados modelos físicos basados en patrones geotécnicos e hidrológicos que relacionan lluvias, presión de poros y estabilidad de vertientes.

Palabras clave: movimientos en masa, lluvia, modelos estadísticos, modelos físicos.

¹ Área Metropolitana del Valle de Aburrá, Calle 41 No. 53-07, Medellín, Colombia. Correo electrónico: edier.aristizabal@metropol.gov.co

² Universidad Nacional de Colombia, Escuela de Ingeniería Civil, Cra. 80 No. 65-223, Medellín (Colombia). Correo electrónico: hemartinezca@unal.edu.co

³ Universidad Nacional de Colombia, Escuela de Geociencias y Medioambiente, Cra. 80 No. 65-223, Medellín (Colombia). Correo electrónico: jivelezu@unal.edu.co

Abstract

This article attempts to give a very detailed perspective to the challenge and advances associated to rainfall-triggered landslides, which are characteristic and very common in tropical environments, such as Colombia. Landslides are one of the most common hazards around the world. Economic losses caused by landslides are huge, and are often exaggerated due to urban sprawl. Recent findings in this topic around the world have been applied for determining critical thresholds by physical or statistical models, combined with rainfall forecasting and near real time monitoring as fundamental component of an early warning system. Landslides are caused by several phenomena, including geological, geomorphologic and anthropogenic dynamics; however, one variable - precipitation - has a uniquely strong capability to cause rapid, intense slope failure. A review of several studies of rainfall-triggered landslides is presented some of who have used statistical tools that define critical thresholds based on intensity and duration rainfall. Other authors have focused upon physical based models combining hydrological and geotechnical aspects of rainfall, water pore pressure and slope stability.

Key words: landslides, rainfall, statistical models, physical models.

1. Introducción

Los movimientos en masa constituyen una de las causas más frecuentes de pérdidas humanas y económicas alrededor del mundo (Schuster, 1996; Sidle & Ochiai, 2006), por lo que la evaluación de la amenaza por movimientos en masa y la capacidad de predecir dichos movimientos ha sido un tema de gran interés para la comunidad científica (Aleotti & Chowdhry, 1999; Chacón *et al.*, 2006). En ambientes tropicales, caracterizados por perfiles de meteorización profundos y alta pluviosidad, un número importante de investigadores se ha concentrado en entender la lluvia como factor detonante en la ocurrencia de estos movimientos en masa (Caine, 1980; Montgomery & Dietrich, 1994; Finlay *et al.*, 1997; Crosta, 1998; Terlien, 1998; Crozier, 1999; Polemio & Petrucci, 2000; Iverson, 2000; Larsen, 2008).

Pérdidas humanas y económicas generadas por movimientos en masa se presentan cada año en todos los países del mundo, sin embargo el nivel de impacto varía considerablemente de acuerdo con las condiciones geológicas locales y la vulnerabilidad socio-económica (Alcantara - Ayala, 2002; Harp *et al.*, 2009). Datos presentados por Sidle & Ochiai (2006) señalan al continente asiático con el de mayor número de víctimas, donde Nepal sobresale con 186 víctimas mortales por año, seguido por Japón y China, con 170 y 140-150 respectivamente; en Latinoamérica, Brasil ocupa el primer lugar con un promedio de 88 personas muertas por año. En términos económicos Japón es la nación más afectada por movimientos en masa, con un estimado de pérdidas de 4 mil millones de dólares anuales; seguido por Italia, Estado Unidos e India con pérdidas que varían entre 1 a 2 mil millones de dólares

al año (Cruden *et al.*, 1989; Schuster, 1996; Schuster & Highland, 2001; Sidle & Ochiai, 2006).

Aunque los movimientos en masa representan modificaciones del terreno dentro del ciclo geomorfológico natural y continuo (Scheidegger, 1998) su ocurrencia en las últimas décadas ha estado íntimamente ligada al crecimiento de la población mundial y consecuente expansión urbana sobre laderas susceptibles a este tipo de procesos. La población urbana de los países en vía de desarrollo se ha incrementado por 5 en tan sólo 40 años y continuará aumentando rápidamente (ONU, 1994; UNFP, 2007), donde las mayores pérdidas se presentan en países de la región circunpaciífica, conocida como el Cinturón de Fuego (Alcantara - Ayala, 2002), estimativos realizados por Varnes (1981) indican que el 89% de las muertes a causa de movimientos en masa se localizan en estos países.

Aunque los movimientos en masa han golpeado a Colombia durante su historia reciente, no se cuenta hasta el momento con una base de datos sistemática que permita hacer un inventario y valoración de las pérdidas económicas y humanas ocurridas. Algunos esfuerzos regionales se realizan para la implementación del Software DesInventar desarrollado por la Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina -La Red-, sin embargo faltan aun acciones más decididas al respecto desde el nivel nacional (Saldarriaga, 2003; Aristizábal & Gómez, 2007). Para el caso del Valle de Aburrá, una de las áreas más afectadas en Colombia por este tipo de eventos y que concentran un total de 3.4 millones de habitantes, los movimientos en masa corresponden a 3 de cada 10 desastres que ocurren en la región y dejan como saldo trágico el 75% de la totalidad de víctimas anuales. Sólo los movimientos

en masa le han reportado a la región 1390 personas fallecidas y pérdidas económicas superiores a los 21 mil millones de pesos en el periodo 1880-2007 (**Aristizábal & Gómez**, 2007). Para Colombia, estudios recientes han estimado que el 70% de la red vial nacional se ve afectado por la ocurrencia de movimientos en masa (**Montero**, 2005). De acuerdo a la Base de Datos Internacional sobre Desastres (EM-DAT por sus siglas en inglés) elaborado por la Universidad Católica de Louvain (www.emdat.be), en Colombia se han reportado durante el último siglo 36 desastres generados por movimientos en masa de magnitud considerable, el más catastrófico corresponde a Villatina, ocurrido el 27 de septiembre de 1987 en la ciudad de Medellín, con un estimado de 640 personas muertas.

Debido a esta grave problemática numerosos estudios se han adelantado en los últimos años, que han permitido entender las causas que involucran dichos procesos morfodinámicos. **Sidle & Ochiai** (2008) presentan una excelente revisión al respecto. Sin embargo debido a la complejidad que envuelve este tipo de eventos aún existe gran incertidumbre específicamente en la predicción de su ocurrencia. Diferentes acercamientos se realizan al respecto. La determinación de umbrales críticos, definidos a partir de modelos físicos o estadísticos, combinados con pronósticos de lluvias y monitoreo en tiempo real ha sido aplicada en los últimos años como parte integral y fundamental de los sistemas de alerta temprana.

En Colombia se han adelantado pocos estudios acerca de la precipitación como factor detonante de los movimientos en masa. Sobresalen los estudios realizados por van **Westen et al.** (1994) y **Terlien** (1997) en la cuenca del Río Chinchiná y en la ciudad de Manizales respectivamente, donde evalúan la estabilidad de las vertientes integrando un modelo hidrológico que evalúa la posición y fluctuación del nivel freático de acuerdo a la precipitación. Dicho análisis revela que movimientos superficiales son detonados por lluvias diarias superiores a los 70 mm, mientras movimientos profundos son detonados por lluvias acumuladas antecedentes sobre 200 mm en 25 días, combinadas con lluvias diarias las cuales se reducen cuando la lluvia antecedente incrementa. Para el departamento de Antioquia **Moreno et al.** (2006) estudian la relación entre lluvia y movimientos en masa para el periodo 1929-1999, y proponen umbrales de acuerdo a la lluvia antecedentes de 15 días y la lluvia precedente de 3 días, con valores de 150 mm y 75 mm respectivamente. Recientemente **Suarez** (2008) analiza los datos históricos registrados hasta el año 2005 para la ciudad de Bucaramanga, y propone niveles de alerta por movimientos en masa utilizando un árbol de decisiones, a partir del cual obtiene como umbrales críticos de

lluvia acumulada de 150 mm para 15 días, 55 mm para lluvias antecedentes de las 24 horas y magnitudes de 120 mm para un solo evento.

2. Características y mecanismos de los movimientos en masa detonados por lluvias

Los movimientos en masa son el producto de diversos elementos, donde la configuración morfológica y evolución de las laderas juegan un papel determinante (**Brunsdén**, 2002; **Griffiths et al.**, 2002; **Hutchinson**, 1995). La definición más simple y ampliamente aceptada es la dada por **Cruden** (1991), quien define el término como el movimiento de una masa de roca, escombros o tierra a lo largo de una ladera. Bajo esta definición existe una gran variedad de movimientos en masa. Algunos son lentos, pequeños e imperceptibles, en tanto otros involucran grandes volúmenes de material y alcanzan altas velocidades con una gran poder destructivo (**GEMMA**, 2007). La clasificación de movimientos en masa más ampliamente conocida y aceptada es propuesta por **Varnes** (1978) y actualizada por **Cruden & Varnes** (1996). Estos autores emplean como criterio principal para la clasificación, el tipo de movimiento y el tipo de material. Los tipos de movimientos definidos por estos autores son caídas, volcamientos, deslizamientos, flujos, y propagación lateral. En tanto los materiales los dividen en suelo y roca. Una gran complejidad de movimientos puede surgir de la combinación de estos criterios sencillos.

Los movimientos en masa son el producto del debilitamiento progresivo de las propiedades mecánicas de los materiales de las vertientes por procesos naturales tales como meteorización, levantamientos tectónicos y actividades humanas que activan movimientos lentos, generalmente imperceptibles (**Costa & Baker**, 1981; **Soeteres & van Westen**, 1996), sin embargo, un solo factor, comúnmente la precipitación o un sismo, es considerado como el estímulo externo que puede generar una respuesta casi inmediata de movilizar los materiales que conforman la ladera, sea por el rápido incremento de los esfuerzos o por la reducción de la resistencia (**Wang & Sassa**, 2006).

De esta forma los factores que controlan la ocurrencia y distribución de los movimientos en masa pueden dividirse en dos categorías: las variables cuasi-estáticas o condicionantes y las variables dinámicas o detonantes. Las variables cuasi-estáticas, tales como las propiedades de los suelos, la topografía contribuyen a la susceptibilidad de las vertientes y definen la distribución espacial de los movimientos en masa. En tanto, las variables dinámicas, tales como el grado de saturación del suelo y la

cohesión controlan los factores detonantes de laderas susceptibles. La climatología, los procesos hidrológicos, y las actividades humanas controlan a su vez las variables dinámicas, y caracterizan el patrón temporal de los movimientos en masa (**Crosta & Fratiini**, 2003).

Los movimientos en masa detonados por lluvias, generalmente denominados deslizamientos superficiales planares o *soil slip*, se caracterizan por su pequeño espesor (0,3-2 m) mucho menor a la longitud del movimiento, superficie de falla sub paralela a la pendiente y escarpe de área reducida (**Anderson & Sitar**, 1995). Estos movimientos son generados durante eventos intensos de lluvia por el aumento rápido de la presión de poros o por la pérdida del componente de cohesión aparente (**Wang & Sassa**, 2003; **Terlien**, 1998; **Crosta**, 1998; **Crosta & Frattini**, 2003). Posteriormente el material desplazado, por procesos de licuefacción o reducción rápida de la resistencia al cortante en condiciones no drenadas (**Anderson & Sitar**, 1995), se convierte en un flujo que se propaga ladera abajo erodando y transportando sedimentos del canal, incrementando el volumen de material inicial desplazado (**Wang & Sassa**, 2003; **Wieczorek et al.**, 2000). Para suelos parcialmente saturados, **Li et al.** (2005) describen dicho proceso como el resultado de la infiltración de lluvia que reduce la succión de la matriz de los suelos en la ladera, esa reducción reduce a su vez la resistencia al cortante del material. Una vez el suelo está completamente saturado, la succión desaparece completamente, y un nivel freático colgado con presión de poros positiva se desarrolla. Esta presión de poros positiva reduce aun más la resistencia al cortante aumentando la probabilidad de ocurrencia de un movimiento.

Gostelow (1991) e **Iiritano et al.** (1998) consideran que la lluvia puede actuar de dos formas diferentes en la estabilidad de las laderas: (1) eventos de lluvia muy intensos que causan una reducción de la resistencia al cortante por reducción de la cohesión aparente generando movimientos inicialmente superficiales y (2) eventos de lluvia de larga duración que causan el incremento en la presión de poros sobre una superficie de falla potencial generando movimientos de masa mucho más profundos y frecuentemente a lo largo de superficies de cizalla pre-existentes. Los movimientos superficiales son usualmente detonados por lluvias cortas e intensas (**Crosta**, 1998), en tanto que los movimientos profundos están más relacionados con la distribución y variación de la lluvia en periodos largos (**Aleotti**, 2004).

Wilson & Wieczorek (1995) sugieren que la precipitación puede inducir la generación de una zona saturada con

el incremento lógico del nivel freático, especialmente para perfiles poco profundos; y por otro lado, **Rahardjo et al.** (1995) sugieren que un nivel freático colgado y temporal se forma en perfiles de suelo profundos, entre la superficie del terreno y el frente húmedo, reduciendo la presión de poros negativa e iniciando un flujo paralelo a la ladera que contribuye a la inestabilidad de la vertiente (**Crosta**, 1998). Estas consideraciones permiten evaluar la presión de poros generada por el aumento de una capa saturada sobre una superficie de falla crítica predefinida, o por el contrario evaluar el desarrollo de la presión de poros a partir del avance de un frente húmedo.

Collins & Znidarcic (2004) proponen dos distintos mecanismos de falla generados por la infiltración. En el primer mecanismo la falla ocurre el aumento en la presión de poros positiva originando licuefacción del material, en tanto el segundo mecanismo la falla ocurre en presiones de poros negativas donde el material está aun en estado no saturado y la falla ocurre por reducción de la succión y la masa se comporta similar a un cuerpo rígido. Suelos de grano fino y baja infiltración no tienden a desarrollar presiones de poros positivas y la falla ocurre generalmente por reducción de la resistencia al cortante causada por pérdida de succión. En general los movimientos en masa superficiales están asociados con el desarrollo de presiones de poros positivas mientras movimientos más profundos están asociados a pérdida de succión (**Collins & Znidarcic**, 2006).

Las propiedades del suelo y la intensidad de la lluvia (I) son un factor primario que controla la inestabilidad de los taludes; la magnitud y rata de reducción en el factor de seguridad (FS) es directamente proporcional a la magnitud de la intensidad de lluvia, a mayor intensidad más rápidamente decrece el factor de seguridad (**Rahardjo et al.**, 2007). Adicionalmente pequeñas variaciones en la conductividad hidráulica (k) controlan la localización de la ocurrencia de movimientos en masa, lo que explica de cierta forma el carácter aleatorio en la distribución de los movimientos sobre una misma ladera aparentemente homogénea (**Reid**, 1997). **Cho & Lee** (2001) y **Cho & Lee** (2002) estudian los mecanismos de falla en taludes conformados por suelos residuales no saturados donde encuentran que el campo de los esfuerzos es modificado por la distribución de la presión de poros (ψ), la cual es controlada por las variaciones espaciales de la conductividad hidráulica durante la infiltración de la lluvia. Y aunque el talud es homogéneo texturalmente, la conductividad hidráulica tiene una distribución no homogénea ya que es una función del contenido de agua o de la succión.

3. Variables de los movimientos en masa detonados por lluvias

La complejidad en encontrar las probabilidades de alcanzar una profundidad de saturación crítica y por lo tanto pronosticar la ocurrencia de movimientos en masa detonados por lluvias es función de una gran cantidad de parámetros involucrados e íntimamente relacionados (ver Figura 1). El flujo de agua que entra al suelo (I_n) es función de las propiedades del suelo, la lluvia (P) y la morfología de la ladera (ML); las características hidráulicas y la succión (ψ) son propiedades dominantes del suelo; mientras la intensidad de la lluvia (I) y su duración (D) son condiciones externas que inciden en la saturación del suelo (Crosta, 1998; Wang & Shibata, 2007; Rahardjo *et al.*, 2007). Otros factores que controlan la duración y cantidad de la precipitación crítica son el contenido de humedad del suelo (θ) y la lluvia antecedente. En conclusión la mecánica, las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos, el espesor del perfil de meteorización (Z), y la cobertura vegetal (V) contribuyen a la resistencia de los suelos y las condiciones de flujo sub-superficial, induciendo condiciones variables de inestabilidad como respuesta a los patrones de lluvia (Crosta, 1998).

Pocos estudios han investigado la influencia de la permeabilidad o conductividad hidráulica (k) en la ocurrencia de movimientos en masa superficiales detonados por lluvias (Pradel, 1993; Wang & Sassa, 2003; Li *et al.*, 2005; Setyo & Liao, 2008). La permeabilidad es una propiedad básica del suelo, e indudablemente juega un papel esencial desde el punto de vista del balance que debe existir entre la generación de la presión de poros y su disipación, lo cual es fundamental para la inicialización del movimiento (Wang & Shibata, 2007). Laderas conformadas por suelos homogéneos con bajo coeficiente de permeabilidad saturado ($k_s \leq 10^{-6}$ m/s) son más seguras ante lluvias de corta duración ($T_r \leq 24$ h) sin importar la intensidad de la lluvia, en tanto para taludes de suelos homogéneos con valores altos del coeficiente de permeabilidad saturado ($k_s \geq 10^{-5}$ m/s) la estabilidad de los taludes es fuertemente afectada por lluvias de corta duración y alta intensidad, esto significa que el efecto de la lluvia antecedente es más crítico para suelos homogéneos con bajos valores de k_s . Algunos autores explican la necesidad de lluvias de larga duración o lluvias antecedentes para que fallen los taludes con baja permeabilidad en el hecho de que el tiempo requerido para que la lluvia infiltre la ladera con baja permeabilidad es muy largo y la recuperación del factor de seguridad después de una lluvia es muy lento, adicionalmente la presión de poros con respecto a la lluvia en perfiles superficiales empieza a cambiar en tiempos mucho

menores que para perfiles profundos (Hengxing *et al.*, 2003; Rahardjo *et al.*, 2007; Setyo & Liao, 2008). En perfiles con baja permeabilidad la presión de poros disminuye lentamente y se mantiene en valores altos, incluso después de terminar la lluvia, en los perfiles con alta permeabilidad la presión de poros se reduce rápidamente al mismo tiempo que la lluvia (Hengxing *et al.*, 2003). Esta situación también explica que los mecanismos de falla para laderas de suelos homogéneos con altos k_s y bajos k_s no son similares. Bajo lluvias intensas, laderas con altos k_s usualmente falla por la acumulación del nivel freático, mientras taludes con bajos k_s fallan por la reducción de la succión; para laderas con altos k_s , la mayor parte del agua se infiltra dentro del suelo y causa que falle por aumento del nivel freático, de otra forma para laderas con bajos k_s , las lluvias de corta duración no causan el aumento del nivel freático sin importar la intensidad de la lluvia ya que el resto de agua se convierte en escorrentía (Tsaparas *et al.*, 2002; Rahardjo *et al.*, 2007).

Aunque es conocida la lluvia antecedente como un factor importante que predispone las condiciones de inestabilidad de una ladera, su influencia es difícil de cuantificar, ya que depende de diferentes factores, entre ellos la heterogeneidad de los suelos y las variaciones regionales del clima. Algunos autores aun mantienen un debate sobre el papel de la lluvia antecedente y el factor detonante; diferentes trabajos alrededor del mundo han obtenido conclusiones diferentes. Mientras varios investigadores consideran que la importancia de la lluvia antecedente es igual a la intensidad de la lluvia y depende de la permeabilidad del suelo (Guzzetti *et al.*, 2005; Rahardjo *et al.*, 2007), Brand *et al.* (1984) encuentra que la lluvia antecedente no incide en la ocurrencia de los movimientos superficiales en Hong Kong, lo cual Rahardjo *et al.*, 2001 explican por la alta permeabilidad local de los suelos, que genera una mayor posibilidad para que los suelos drenen reduciendo el incremento en la presión de poros. En general existe consenso en que para suelos de baja permeabilidad la lluvia antecedente juega un rol muy importante, ya que reduce la succión del suelo, causando que el coeficiente de permeabilidad incremente, lo que traduce en una mayor permeabilidad a la infiltración en el suelo, como resultado, la resistencia al cortante (τ) se reduce y consecuentemente, el factor de seguridad también se reduce durante la lluvia (Hengxing *et al.*, 2003; Rahardjo *et al.*, 2008). Para ambientes tropicales de alta montaña, Terlien (1998) encuentra que la diferencia en el número de días de lluvia antecedente depende de la profundidad de la superficie de falla, donde movimientos detonados por altas precipitaciones diarias son superficiales con profundidades

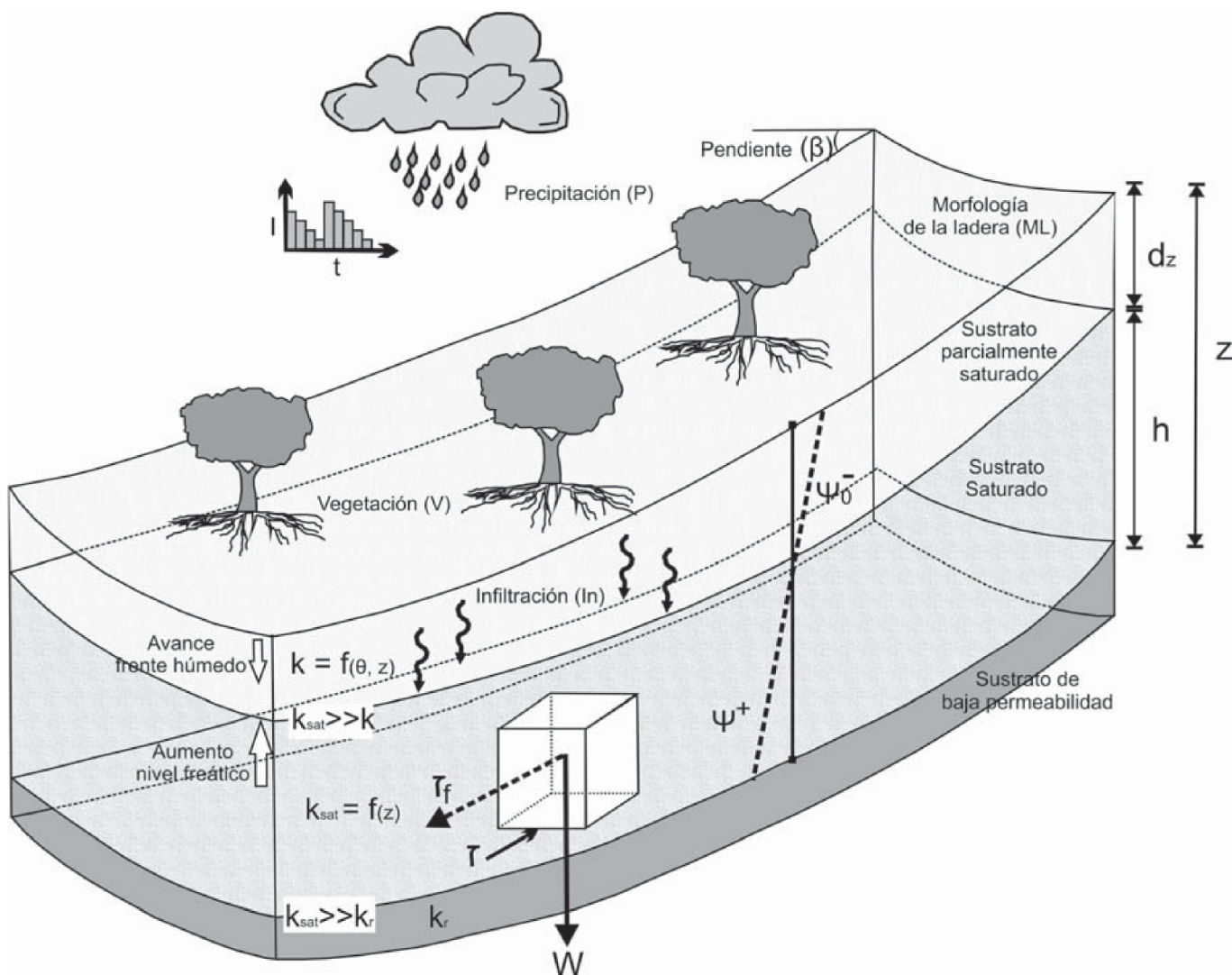


Figura 1. Representación esquemática tridimensional del perfil de meteorización sobre una ladera de morfología (ML) convergente bajo lluvia (P) y las variables hidrológicas - geotécnicas que influyen en la ocurrencia de movimientos en masa: intensidad de la precipitación (I), contenido de agua volumétrico (θ), presión de poros positiva (ψ^+) y negativa o succión (ψ^-), permeabilidad (k), peso del suelo (W), vegetación (V), infiltración (In), pendiente de la ladera (β), resistencia al cortante (τ), profundidad (Z), espesor suelo saturado (h).

menores a 2 m, y movimientos detonados por lluvias antecedentes tiene superficies de falla profundas con superiores a los 6 m.

Suelos con alta porosidad efectiva presentan una mayor capacidad para mantener y almacenar agua, y por lo tanto retrasan la infiltración en el sub suelo. Consecuentemente el incremento en la presión de poros (ψ) también se retrasa afectando positivamente la estabilidad de la ladera. Para tormentas no muy intensas, no se presentan movimientos superficiales cuando existen altos valores de po-

rosidad efectiva. Sin embargo estos altos valores tienden a aumentar el contenido de agua de la masa desplazada, lo que genera finalmente movimientos más rápidos y que recorren mayores distancias, además de depositarse sobre áreas más extensas. Estas tres condiciones le dan características mucho más destructivas a estos movimientos en suelos con alta porosidad efectiva (Mukhlisin *et al.*, 2006).

La succión (ψ^-) es uno de las variables más importantes de esfuerzos en la teoría de suelos no saturados (Fredlund & Morgerstern, 1977; Fredlund & Rahardjo, 1993; Huat

et al. 2006). Para suelos no saturados el coeficiente de permeabilidad es función del grado de saturación o succión debido a la distribución heterogénea de los poros y el agua o contenido de agua (θ) y succión dentro de la masa de suelo. La cantidad de agua almacenada depende también de la succión de la matriz y la retención de humedad característica de la estructura del suelo (**Ng & Shi**, 1998). Con el incremento del contenido volumétrico de agua (θ), la succión y consecuentemente la conductividad hidráulica decrecen, debido al número menor de poros conectados dentro de la estructura del suelo que decrece el número de canales disponibles para el flujo de agua (**Collins & Znidarcic**, 2004). La existencia de succión incrementa la resistencia del suelo. Movimientos en masa superficiales ocurren en suelos residuales de fuertes pendientes después de fuertes o prolongadas lluvias, donde el agua empieza a infiltrarse en el suelo, la succión en los horizontes superficiales se reduce lentamente y se convierte en cero cuando el suelo alcanza la condición saturada (**Huat et al.** 2006). Es ampliamente conocido que la lluvia induce un aumento en el nivel freático y un incremento en la presión de poros que genera la falla de la ladera. Sin embargo en numerosos casos no se encuentran evidencias de un aumento suficiente del nivel freático como para detonar dichos movimientos, en estos casos se atribuye la falla al avance del frente húmedo en el perfil de suelo hasta que alcanza una profundidad que detona el movimiento, esta situación se presenta por la reducción de la resistencia al cortante generada por la reducción de la succión (**Rahardjo et al.** 1995). **Gofar et al.** (2008) estudian la respuesta de la distribución de la succión a la infiltración de la lluvia de dos taludes con dos suelos diferentes, uno de tamaño fino y el otro de tamaño grueso. Los resultados muestran que la distribución de la succión del suelo grueso es mas influenciada por lluvias cortas e intensas, mientras que la succión en el suelo fino es gobernada por la duración de la lluvia.

Pocos estudios se han realizado sobre el efecto de la vegetación (V) y el desarrollo de sus raíces sobre la ocurrencia de los movimientos en masa. Entre los estudios más reportados se encuentran **O'Loughlin** (1984), **Gray** (1995), **Wu & Sidle** (1995), **Abe** (1997) y **Ziemer** (1981), **Normaniza & Barakban** (2006), **Tosi** (2007) y **Normaniza et al.** (2008). En general la mayoría de autores han evaluado el efecto mecánico que generan las raíces de las plantas en la estabilidad de las laderas, atribuido principalmente al incremento en la resistencia al cortante de los suelos. Este incremento se le atribuye al anclaje de las raíces formando una red dentro de los horizontes de suelos más superficiales. Sin embargo es conocido que la vegetación influencia la estabilidad de las laderas en dos formas esencialmente: (1) removiendo

la humedad del suelo por evotranspiración; y (2) generando cohesión por las raíces en el manto del suelo (**Sidle & Ochiai**, 2006). El primero de ellos no se considera particularmente importante en regiones para movimientos en masa superficiales que se generan en periodos lluviosos, excepto posiblemente en los trópicos y subtrópicos donde la evotranspiración es alta durante todo el año. Las raíces, por su parte, son reconocidas como un factor más importante en la estabilidad de las vertientes, las cuales pueden responder a la fuerza de corte en tres diferentes formas: estirándose, deslizándose o rompiéndose (**Tosi**, 2007). Trabajos de laboratorio recientes han arrojado resultados interesantes que demuestran que el efecto de las raíces afecta significativamente la cohesión pero no el ángulo de fricción (**Normaniza et al.**, 2008) y que el pico adicional de la resistencia al cortante que genera las raíces se incrementa notablemente con el incremento del contenido de humedad (**Chia-Cheng & Chih-Feng**, 2008).

Otra línea de investigación es la utilización en trabajos recientes del periodo de retorno para umbrales intensidad – duración (I-D), sin embargo es necesario tener en cuenta que dichos periodos de retorno corresponden a una simplificación que debe ser realizada con cuidado, debido a que los periodos de retorno intensidad – duración tienen probabilidades de recurrencia diferentes de acuerdo a las condiciones de humedad inicial del suelo (**Crosta & Frattinni**, 2008; **Borga et al.**, 1998; **Iida**, 1999, **Iida**, 2004; **Hennrich & Crozier**, 2004; **D'Odorico et al.**, 2005). La forma del hietograma afecta el valor de la cabeza de presión, para determinadas lluvias, hietogramas con picos al final de la tormenta genera picos de presión más altos que para hietogramas uniformes, reduciendo el periodo de retorno de tormentas que generan movimientos en masa (**D'Odorico et al.**, 2005).

Una de los más recientes e importantes avances que permite considerar todas estas variaciones de las propiedades de los suelos, la morfología de las vertientes, así como el patrón de lluvias ha sido el uso de modelos físicos e hidrológicos distribuidos (**Borga et al.**, 1998; **Crosta**, 1998; **Burton & Bathurs**, 1998; **Griffiths & Collison**, 1999; **Frattini et al.**, 2004). A la escala de cuenca, los modelos distribuidos representan un acercamiento que incorpora la heterogeneidad espacial de la lluvia y de aspectos que afectan la producción de escorrentía y la estabilidad de la ladera e integran el gran potencial de los SIG (**Wu & Sidle**, 1995; **Vélez et al.**, 2004). Un problema fundamental en el uso de modelos físicos distribuidos es el cómo parametrizar las propiedades del suelo y las consideraciones necesarias que por ende influyen en la calidad de los resultados (**Casadei et al.**, 2003).

4. Modelos para la evaluación de la amenaza y pronóstico de movimientos en masa detonados por lluvias

Una gran variedad de técnicas han sido desarrolladas para la evaluación de la susceptibilidad y amenaza por movimientos en masa (Varnes, 1984; Soeters & van Westen, 1996; Barredo *et al.*, 2000; Dai & Lee, 2001; Guzzetti *et al.*, 1999; y Hutchinson, 1995). En esencia, estas metodologías pueden ser agrupadas en: (1) métodos heurísticos basados en el entendimiento de los procesos geomorfológicos que actúan sobre el terreno; y (2) métodos estadísticos basados en predicciones estadísticas por combinación de variables generadoras de deslizamientos en el pasado, y (3) métodos determinísticos basados en modelos de estabilidad, los cuales gracias al desarrollo de los sistemas de información geográfica han venido siendo utilizados en zonificaciones regionales.

En general ninguna de estas metodologías tienen en cuenta las variables dinámicas o detonantes del sistema, al igual que los comportamientos en el corto y largo plazo de estas variables (Crosta & Fratiini, 2003; van Beek & van Asch, 2004), por lo que dichos análisis en sí tan solo reflejan la susceptibilidad de las laderas a la ocurrencia de movimientos en masa. Caracterizar la amenaza por movimientos en masa requiere una evaluación tanto de la susceptibilidad de la ladera a fallar como de la probabilidad de ocurrencia del movimiento en términos de tiempo (Crosta & Fratiini, 2003). Para el caso de la amenaza es necesario convertir en términos de frecuencia y magnitud los factores detonantes, en este caso lluvias, donde estos parámetros son muy específicos y dinámicos para el sitio de ocurrencia (van Westen *et al.*, 2006).

En la práctica, la incorporación de los factores dinámicos o detonantes se realiza por métodos estadísticos o físicos. Los métodos basados en consideraciones estadísticas definen umbrales críticos que relacionan generalmente la intensidad y la magnitud de la lluvia con la ocurrencia del evento. Estos estudios dependen en gran medida de la calidad de los datos, tanto del inventario de movimientos en masa como historial de lluvias. Por otro lado un grupo importante de investigadores, han enfrentado este problema desde el punto de vista matemático, desarrollando modelos físicos basados en patrones geotécnicos e hidrológicos que relacionan lluvias, presión de poros y estabilidad de vertientes; estos modelos tienen la capacidad de evaluar la actividad espacial y temporal de la inestabilidad de las vertientes pero depende fuertemente de las variables de entrada y condiciones de frontera (Crosta & Frattini, 2003; Aleotti, 2004; van Beek & van Asch, 2004).

De esta forma, cuantificar el mecanismo detonante es un paso esencial hacia el pronóstico de la amenaza por movimientos en masa, por lo cual el reto actual se enfoca en cuantificar los procesos físicos relacionados con la infiltración de la lluvia, la recarga de los flujos sub-superficiales y consecuentemente la ocurrencia de los movimientos (van Westen *et al.*, 2006).

Estos métodos, estadísticos y físicos, han permitido definir *umbrales*, los cuales son definidos como el mínimo o máximo nivel crítico de alguna cantidad necesaria para que un proceso ocurra (Reichembach *et al.*, 1998). El umbral mínimo corresponde al valor inferior por el cual no se registran movimientos, en tanto el umbral máximo representa el umbral de lluvia sobre el cual los movimientos en masa siempre ocurren (Glade *et al.*, 2000). Para establecer umbrales de lluvia crítica adecuados es entonces necesario considerar las condiciones específicas de cada área, estableciendo la relación entre las condiciones locales y regionales de lluvia con las características de los suelos y morfología de la vertiente (Crosta, 1998).

5. Métodos estadísticos para la definición de umbrales críticos de lluvia

Cuando los movimientos son superficiales ($< 3\text{m}$) y series continuas de lluvias están disponibles, pueden ser establecidas correlaciones entre intensidad, duración de lluvias y eventos por movimientos en masa. Los umbrales estadísticos pueden ser agrupados en tres categorías 1) umbrales que combinan medidas de precipitación obtenidas para eventos específicos 2) umbrales que incluyen las condiciones antecedentes y 3) otros umbrales que incluyen umbrales hidrológicos (Guzzetti *et al.*, 2008).

Los parámetros investigados más comunes son: (1) lluvia total (acumulada), (2) lluvia antecedente (pre-evento); y (3) duración e intensidad de lluvia, o la combinación de estos. Partiendo de dicha información los umbrales son definidos considerando: (1) intensidad de la lluvia, (2) la relación duración e intensidad, (3) la duración sobre un nivel de intensidad predefinido, (4) la lluvia acumulada en un cierto periodo, (5) la relación entre lluvia antecedente y lluvia diaria, (6) la relación entre la lluvia del evento y la lluvia anual promedia, (7) la relación entre lluvia diaria y lluvia de exceso antecedente (Guzzetti *et al.*, 2005).

Las primeras discusiones acerca de umbrales críticos de lluvia como detonantes de movimientos en masa fueron presentadas por Campbell (1975) y Starkel (1979), sin embargo Caine (1980) fue el primero en utilizar relaciones empíricas entre la ocurrencia de movimientos en masa y

las características de precipitaciones (intensidad y duración de lluvia), proponiendo como umbral:

$$I=14,82D^{-0,39}$$

Recientemente **Guzzetti et al.** (2008) proponen un nuevo umbral Intensidad-Duración a nivel mundial, menor al propuesto por Caine, soportado en una base de datos de 2.626 eventos detonados por lluvias:

$$I=2,2D^{-0,44}$$

Otro importante número de trabajos se han realizado en este sentido con el fin de generar pronósticos de ocurrencia de movimientos en diferentes partes del mundo (**Reichenbach et al.**, 1998; **Crozier**, 1999; **Chleborad**, 2000; **Glade et al.**, 2000; **Dai & Lee**, 2001; **Chleborad**, 2003; **Jakob & Weatherly**, 2003; **Gabet et al.**, 2004; **Guzzetti et al.**, 2005; **Cannon**, 2005; **Godt et al.**, 2006; **Giannecchini**, 2006). Sin embargo es necesario tener en cuenta que estos umbrales no consideran condiciones antecedentes, y no son aplicables para movimientos de superficies profundas o detonadas por precipitaciones continuas de baja intensidad o donde complejas condiciones asociadas a flujos subterráneos se presentan dentro de las vertientes o taludes.

Recientemente **Jaiswal & van Westen** (2009) proponen un método para determinar la probabilidad temporal de la ocurrencia de un movimiento en masa superficial utilizando la probabilidad de excedencia de un umbral de lluvia crítico de acuerdo al modelo de probabilidad de Poisson y la probabilidad de ocurrencia de un movimiento en masa de acuerdo a un umbral de lluvia determinado. Los umbrales de lluvia fueron establecidos basados en la relación de la lluvia antecedente con la lluvia diaria.

Se debe tener en cuenta finalmente que las lluvias no son la causa directa de inestabilidad. Los movimientos son generados por el incremento de la presión de poros en el suelo. Asumir que a mayor intensidad de lluvia, mayor es la probabilidad de falla no siempre se cumple (**Reichenbach et al.**, 1998).

6. Métodos físicos para la definición de umbrales críticos por lluvia

En términos generales los métodos físicos explican generalmente la ocurrencia de los movimientos en masa combinando análisis geotécnicos para determinar presiones de poro críticas y análisis hidrológicos para evaluar la cantidad de lluvia que es requerida para aumentar tales presiones de poro críticas (**Terlien**, 1998). Los modelos físicos definen umbrales relacionando la cantidad de lluvia medi-

da a nivel regional y local con las características del terreno, y son calibrados usando eventos de lluvia para los cuales la cantidad de lluvia detonante, la localización y el tiempo de los movimientos en masa generados son conocidos (**Guzzetti et al.**, 2005).

6.1. Análisis hidrológico en los métodos físicos

Modelos conceptuales que expliquen la respuesta hidrológica para la iniciación de flujos son diversos y se han planteado desde hace varias décadas. El modelo probablemente más reconocido se basa en la idea del incremento de la densidad y la disminución de la conductividad hidráulica (k) del regolito con la profundidad (Z), en donde la tasa de lluvia excede la tasa de percolación en profundidad, creando un nivel freático colgado en el regolito y asumiendo que el flujo en la zona saturada es paralelo a la vertiente. En este modelo la situación más crítica para la estabilidad de la ladera se considera cuando la zona saturada alcanza la superficie de la ladera y la presión del agua en los poros (ψ) está limitada por su altura (h) (**Anderson & Sitar**, 1995).

Existen consideraciones simples que consideran la hidrología de la ladera como un flujo sub superficial en estado estático y evalúan el control topográfico en la presión de poros (**Montgomery & Dietrich**, 1994), los cuales tienen una tendencia a sobre estimar espacialmente la amenaza dependiendo de la calidad de los datos topográficos (**Crosta & Frattinni**, 2008), y modelos hidrológicos para vertientes inicialmente no saturadas que consideran flujos dinámicos transitorios, que evalúan la amenaza por movimientos en masa para tormentas específicas; la presión de poros que se desarrolla en los suelos, en estos casos, ocurre como un proceso transitorio de acuerdo al movimiento de infiltración vertical en el perfil de suelo, adicionalmente la resistencia al cortante depende del grado de succión o presión de poros negativa (**Sharma & Nakagawa**, 2005; **Huat, Ali & Low**, 2006; **Collins & Znidarcic**, 2004). La escala sub horizontal de las vertientes es del orden de cientos de metros, mientras el espesor del suelo es usualmente de algunos pocos metros, por lo que el flujo no saturado paralelo a la ladera ocurre en escalas de tiempo mayores a la infiltración, y su efecto sobre la variabilidad de la presión de agua puede ser despreciable en la escala de tiempo con respecto a la infiltración vertical (**D'Odorico et al.**, 2005).

Diferentes modelos han incorporado la geometría de las laderas para describir el comportamiento hidrológico de un punto dado en una cuenca, los más utilizados son: TOPOG (**O'Loughlin**, 1986); TAPES (**Moore et al.**, 1988), los cuales ignoran el flujo a través de zona no saturada; y

modelos como el TOPMODEL (**Beven & Kirkby**, 1979), el cual asume que el flujo a través de zona no saturada ocurre como un flujo vertical de magnitud igual a la precipitación (**Torres et al.**, 1998). En general estos modelos se fundamentan en que bajo un estado hidráulico estático, los niveles colgados de agua subterránea están directamente relacionados con el denominado índice topográfico:

$$\lambda \log A_c / \tan \beta$$

Donde A_c es el área de contribución aguas arriba y $\tan \beta$ es el gradiente de pendiente local. Áreas con valores altos de λ son más propensas a ser saturadas durante lluvias. El índice topográfico refleja la tendencia del agua a acumularse en cualquier punto en la cuenca (en términos de A_c) y la tendencia de las fuerzas gravitacionales de mover el agua hacia abajo (expresado en términos de $\tan \beta$ como un gradiente hidráulico aproximado) (**Quinn et al.**, 1991).

Lanni et al. (2009) estudian los efectos del flujo de agua lateral y normal en la ocurrencia de los movimientos en masa y su relación con las condiciones de humedad del suelo antecedentes y la intensidad y duración de la lluvia, utilizando un modelo hidrológico distribuido llamado GEOTop. Los resultados de la simulación numérica sugieren que para condiciones de humedad antecedente, baja intensidad y larga duración de lluvias el efecto del flujo de agua lateral tiende a amplificarse. Para estos casos los modelos hidrológicos basados en un flujo unidimensional (perpendicular a la ladera) puede presentar limitaciones. Para condiciones de humedad del suelo antecedente seca, cortas duraciones de lluvia y suelos de grano fino, la falla depende de la redistribución de presiones en la dirección normal a la ladera, donde el flujo lateral es insignificante hasta que la falla ocurre. Pero para casos de larga duración de la lluvia o suelos más permeables, el efecto lateral se convierte en más relevante incluso durante el evento. En este caso las formas unidimensionales y bidimensionales de las ecuaciones de Richards dan resultados divergentes. El efecto en dos dimensiones causa un incremento más rápido en la cabeza de presión en el fondo de la ladera y una pérdida en las condiciones de inestabilidad la cual no es detectada por análisis unidimensionales.

Algunos autores consideran que el concepto de flujo subterráneo en estado estático no es apropiado para evaluar las causas detonantes de los movimientos en masa, debido a los cortos periodos de respuesta de la cabeza de presión en algunos suelos (**Matsushi et al.**, 2006; **Chiang & Chang**, 2009). Al asumir la lluvia en estado estático consecuentemente se está eliminando el efecto de la redistribución de la presión del agua en el suelo perpendicular a la pen-

diente asociada a la infiltración de lluvia transitoria, por lo que dichos modelos no pueden predecir la respuesta temporal de los movimientos en masa a patrones variables de lluvia (**Iverson**, 2000). **Borga et al.** (2002b) consideran poco realista la asunción de un estado estático para los índices de humedad, ya que estos modelos suponen que el flujo sub superficial en cualquier punto del paisaje depende del área de drenaje aguas arriba, lo cual es válido sólo si la recarga al nivel colgado ocurre por el periodo de tiempo requerido por cada punto para alcanzar el equilibrio del drenaje sub superficial y genere drenaje desde la totalidad de su área de contribución aguas arriba; sin embargo debido a la baja velocidad del flujo sub superficial esta suposición es muy difícil de cumplir, en general sólo se recibe contribución de una pequeña porción del total de área de drenaje.

Sin embargo los controles topográficos del flujo sub-superficial afectan los patrones de humedad en el largo plazo dentro de una cuenca y determinan la cabeza de presión anterior al inicio de una tormenta. Por lo tanto la cabeza de presión de agua dentro de la columna puede ser expresada como la suma de dos componentes, la cabeza producida por la rata de infiltración a largo plazo en estado estático, y la respuesta de la cabeza de presión en el corto plazo originado por una tormenta dada (**Iverson**, 2000; **D'Odorico et al.**, 2005).

Otros modelos en estado estático basados en hidrología de onda cinemática han sido usados para vertientes con laderas saturadas en un gran número de trabajos (**Troch et al.**, 2002; **Paniconi et al.**, 2003; **Rezzoug et al.**, 2005). Los cuales utilizan en general la ecuación de Boussinesq para Capacidad de Almacenaje en Laderas formulada en términos de la ecuación de Darcy y continuidad en términos de capacidad de almacenaje de agua en el suelo como variable dependiente (**Troch et al.**, 2003).

Uno de los modelos hidrológicos dinámicos más ampliamente conocido y utilizado a nivel mundial fue desarrollado por **Iverson** (2000), quien considera un régimen de flujo transitorio y suelo parcialmente saturado a partir de las ecuaciones de **Richard** (1931), requiriendo como datos de entrada la intensidad-duración de la precipitación y una característica de difusividad hidráulica. Iverson considera diferentes estados y consideraciones, específicamente para un comportamiento a largo y corto plazo. Encontrando para un comportamiento a largo plazo el modelo de flujo de agua estático utilizado por **Montgomery & Dietrich** (1994); advirtiendo que un estado estático y flujo de agua paralelo a la vertiente sobre una capa impermeable, se cumple sólo si la duración de la lluvia es muy larga, la profundidad es relativamente pequeña, la intensidad de la lluvia es muy

baja y el componente de conductiva hidráulico perpendicular a la pendiente excede en gran medida el componente paralelo a la vertiente.

Iverson (2000) propone para periodos cortos en suelos parcialmente saturados y flujo transitorio, la variación de la cabeza de presión del agua en el suelo en función del tiempo, de la difusividad hidráulica máxima, la pendiente de la ladera, y la profundidad vertical del perfil de suelo. En el modelo de Iverson, la capacidad de infiltración es asumida como equivalente a la conductividad hidráulica saturada. Sin embargo la capacidad de infiltración debe variar de acuerdo a la duración de la lluvia, y la rata de infiltración está significativamente relacionada con la capacidad de infiltración variable. Para evitar valores de cabeza de presión no reales, Iverson emplea la corrección de la línea beta, especificando que las presiones dadas deben ser ajustadas por debajo de dicha línea. **Tsai & Yang (2006)** demuestran que dichas presiones no realistas se deben a la sobrestimación de las ratas de infiltración inducidas por asumir que la capacidad de infiltración es igual a la conductividad hidráulica saturada, y proponen un modelo de Iverson modificado que evita dicha situación.

Baum et al. (2002) desarrollan un programa en Fortran denominado TRIGRS basado en un modelo de infiltración vertical transitorio unidimensional con un modelo de estabilidad de laderas simple, de acuerdo a los desarrollos de **Iverson (2000)**, asumiendo condiciones saturadas o muy cercanas al saturamiento. Este modelo encuentra que los resultados son muy sensibles a las condiciones iniciales, particularmente el componente estático del flujo y la profundidad inicial del nivel freático. Dicho modelo ha sido posteriormente utilizado y modificado por otros investigadores (**Lan et al., 2005; Salciarini et al., 2008; Godt et al., 2008**). Algunas críticas al modelo propuesto por Iverson se fundamentan en la no consideración de la dirección del flujo en la ladera, la morfología y los niveles de infiltración (**Montgomery & Dietrich, 2002**).

Amaral et al. (2009) aplican un modelo de repuesta transitoria distribuido para análisis de estabilidad de laderas, el cual combina un análisis de estabilidad de laderas infinita con una solución de la ecuación de Richards para infiltración del agua vertical en estado cuasi saturado del suelo. La validación de dicho modelo se realizó en dos escalas, la primera de ellas a la escala de una ladera para un caso específico ocurrido en el Valle del río Quente en las isla de Azores, y la segunda para una escala de cuenca utilizando una base de datos de movimientos en masa de la zona y generalizando los parámetros del suelo. Los resultados obtenidos para la escala de ladera fueron muy precisos, y

fue posible predecir el tiempo de ocurrencia del evento para este punto. Para la escala de ladera los resultados fueron conservativos, incluso el modelo predijo la totalidad de eventos cartografiados.

Otro modelo de infiltración vertical ampliamente conocido es el modelo de Green-Ampt, el cual se define como un modelo de infiltración simple con resultados muy consistentes con las ecuaciones de Richard (**Ekanayabe & Phillips, 1999; Xie et al., 2004; Qiu et al., 2007**). Originalmente este modelo fue desarrollado para la infiltración de agua sobre superficies horizontales donde se presenta encharcamiento, por lo que para su utilización en superficies inclinadas son necesarias algunas modificaciones (**Setyo & Liao, 2008**); en el modelo de infiltración Green-Ampt se asume que se cumple las siguientes condiciones (**Setyo & Liao, 2008; Qiu et al., 2007; Xie et al., 2004**):

- La superficie del suelo se mantiene constantemente humedad por encharcamiento en la superficie.
- La cabeza de succión en el frente húmedo es constante.
- El déficit del contenido de agua volumétrica es uniforme antes y después de la humedad.
- El coeficiente de conductividad hidráulica es constante e igual a la conductividad hidráulica saturada.

Estas condiciones significan que el suelo está completamente saturado desde la superficie hasta el frente húmedo, mientras por debajo del frente húmedo presenta un grado de saturación igual al inicial. Los modelos de avance de frente húmedo se basan en el movimiento gravitatorio de la humedad, lo que no es enteramente cierto. En realidad el frente húmedo tiene una distribución de la humedad variable y depende en gran medida de las características del suelo y de la intensidad de la lluvia (**Sharma & Nakagawa, 2005**).

Múltiples variaciones y ajustes se han realizado al modelo **Green & Ampt**. **Pradel & Raad (1993)** desarrollaron un método basado en el modelo de Green & Ampt para estimar las probabilidades de falla de una ladera bajo prolongadas lluvias, el cual tiene en cuenta la intensidad y duración de la lluvia para varios periodos de retorno. El método requiere que se cumplan dos condiciones, que la intensidad de la lluvia sea mayor que la capacidad de infiltración del suelo, y segundo, que la lluvia sea mayor que el tiempo crítico necesario para saturar el suelo a una profundidad crítica. **Cho (2009)** utiliza un modelo unidimensional de infiltración y un análisis de estabilidad infinita para determinar la influencia de la infiltración en la

estabilidad de una ladera considerando dos horizontes. Para esto utiliza el modelo de infiltración de Moore, el cual es basado en el modelo de Green & Ampt, pero a diferencia cubre una situación más general, incluyendo cuando el agua se mueve desde el perfil hacia arriba por la formación de un nivel freático colgado generado por una reducción de la permeabilidad del horizonte inferior. Algunos autores incluso como **Cho & Lee** (2002) han modificado del método de Pradel & Raad tomando en cuenta la intensidad y duración de la lluvia para varios periodos de retorno con el objeto de evaluar las probabilidades de falla para un evento de lluvia particular.

Crosta & Frattini (2003) comparan tres modelos hidrológicos para una misma área: modelo de estado estático (**Montgomery & Dietrich**, 1994), modelo de frente húmedo transitorio (**Grenn & Ampt**, 1911) y el modelo difusivo transitorio (**Iverson**, 2000). Los tres modelos son combinados con un análisis de estabilidad de pendiente infinita unidimensional. Los resultados de dicha comparación arrojaron que el modelo difusivo transitorio trabaja mejor que los otros, arrojando polígonos o áreas más pequeñas inestables, pero sin incrementar el error. El modelo en estado estático, aunque presentó unos niveles alto de predicción, arrojó grandes áreas como inestables, sobrestimando la amenaza, lo cual explica los altos niveles de predicción. El modelo difusivo, aun teniendo en cuenta las dificultades en la calibración, especialmente para el valor de difusión, al cual el modelo es muy sensible, al parecer es capaz de simular correctamente los procesos que se generan durante una lluvia que detona los movimientos en masa superficiales.

Finalmente existen algunas consideraciones, aplicables tanto a modelo hidrológicos estáticos o dinámicos, que no han sido incorporadas en los análisis hidrológicos, tales como la influencia de la reducción de la porosidad con la profundidad del suelo y el control del flujo lateral a través de rutas preferenciales denominadas *pipes* o macro poros (**Vélez et al.**, 2004). Algunos estudios empíricos han encontrado que el flujo lateral a través de *pipes* controla la respuesta de las vertientes lo que trae serios problemas en la aplicación de los modelos hidrológicos que asumen condiciones isotrópicas, homogéneas y de constante permeabilidad (**Sidle & Ochiai**, 2006).

6.2. Aspectos geotécnicos de los métodos físicos

Los modelos geotécnicos por movimientos en masa detonados por lluvias generalmente utilizados son de pendiente constante y longitud infinita, suponiendo la superficie de falla paralela a la superficie del terreno y que la longitud de falla es mucho mayor que el espesor de la capa

desplazada (**Borga et al.**, 2002). Dichos análisis se basan en que los esfuerzos cortantes (τ_f) sobre la ladera no deben superar la resistencia al cortante (τ) del material, por lo tanto el factor de seguridad de la ladera puede ser definido en términos de los esfuerzos efectivos, por la relación entre τ / τ_f (**Brunsden & Prior**, 1984).

Aunque la gran mayoría de modelos utilizan las propiedades de los suelos para calcular el factor de seguridad basado en análisis de estabilidad de laderas infinitas, difieren en el método en el cual la presión de poros es calculada como se discutió anteriormente. Existen modelos físicos como el SINMAP (**Pack et al.**, 1998); SHALSTAB (**Montgomery & Dietrich**, 1994), LISA (**Hammond et al.**, 1992), los cuales asumen un estado estático, flujo saturado paralelo a la ladera y usan la Ley de Darcy para estimar la distribución espacial de la presión de poros; excepto en LISA que requiere solamente la profundidad del nivel freático. El modelo de estabilidad de **Iverson** (2000), a diferencia, considera un flujo no saturado transitorio para estimar la respuesta de la presión de poros a profundidad.

Uno de los modelos físicos más reconocido es propuesto por **Montgomery & Dietrich** (1994) y **Montgomery et al.** (1998), denominado SHALSTAB. Este modelo emplea un modelo hidrológico TOPOG (**O'Loughlin**, 1986) para estimar la altura de la porción saturada de suelo, el cual asume que el control dominante de la distribución espacial de los movimientos está dado por la topografía, la cual define las pendientes y a los flujos sub-superficiales que convergen. Estos autores definen para su análisis un índice de saturación del suelo el cual es utilizado para predecir el nivel freático en función del flujo del agua en el suelo y la intensidad de la lluvia. El modelo de estabilidad propuesto utiliza el criterio de Mohr-Coulomb, en el cual por simplificación asumen la cohesión igual cero. De esta forma combinando el modelo geotécnico con el modelo hidrológico definen la ecuación:

$$\frac{h}{z} = \frac{q}{T} \frac{a}{b \sin \beta}$$

Donde q es el caudal unitario por unidad de área de drenaje a y ancho unitario b ; T es la transmisividad del suelo; y h/z es la relación entre el espesor de suelo permeable y espesor del suelo saturado. El radio hidrológico q/T captura la magnitud del evento de lluvia, representado por q , en relación a la capacidad subsuperficial de dirigir el flujo aguas abajo, por lo que entre mayor sea q con respecto a T existen mayores probabilidades que el terreno se sature y mayores serán las áreas que se convertirán inestables en una zona. En cuanto al índice topográfico $a/b \sin \beta$ captura el efecto

esencial de la topografía en el flujo superficial. La diferencia de este radio con el definido por el modelo TOPOG, es que este último utiliza la $\tan\beta$ representando la pendiente de la superficie de falla, en lugar de $\sin\beta$ que representa el gradiente de cabeza total que origina el flujo subsuperficial (Montgomery *et al.*, 1998).

A partir de los trabajos de **Montgomery & Dietrich** (1994) y **Montgomery *et al.*** (1998) algunos investigadores han demostrado que la movimientos de masa superficiales están fuertemente controlados por la topografía superficial (ML), la cual afecta la convergencia del flujo sub-superficial, incrementando la saturación de suelo y reduciendo la resistencia al cortante (**Guimaraes *et al.***, 2003; **Pellenq *et al.***, 2003; **Rosso *et al.***, 2006; **Fernández *et al.***, 2004); no solo la pendiente sino la forma de ésta (concavidad y convexidad) son factores que controlan la ocurrencia de los movimientos superficiales (**Talebi *et al.***, 2008; **Borga *et al.***, 2002; **Iida**, 1999). Bajo estas consideraciones tres vertientes hidro-geomorfológicas básicas son útiles para evaluar la estabilidad (1) divergentes; (2) planas; y (3) convergentes. Las geoformas divergentes son generalmente más estables en terrenos pendientes, seguidas por las geoformas planas y las cóncavas o convergentes, las cuales son menos estables (**Berne *et al.***, 2005). En las laderas divergentes o de forma convexa el flujo sub-superficial es disperso, lo que permite que un nivel freático colgado sea poco común y las presiones de poros sean típicamente mucho más bajas que en laderas con otras geoformas (**Berne *et al.***, 2005; **Sidle & Ochiai**, 2006). **Talebi *et al.*** (2008) examinan la estabilidad de 9 geoformas posibles de la vertiente, combinando el perfil longitudinal o curvatura del perfil (cóncavo, recto, y convexo) y el perfil perpendicular o plano de curvatura (convergente, paralelo y divergente). Estos autores consideran que la curvatura del perfil controla el cambio de la velocidad del flujo de masa de agua hacia abajo de la ladera, en tanto el plano de curvatura define la convergencia topográfica, la cual es un control importante de la concentración del flujo sub-superficial. Los perfiles convexos son generalmente más estables que perfiles cóncavos o planos, en cuanto a los planos de curvatura la estabilidad incrementa cuando el plano cambia de convergente a divergente, especialmente para perfiles convexos.

El método SINMAP corresponde a un programa computarizado que predice el potencial de estabilidad para movimientos en masa, numéricamente similar al SHALTAB, ya que utilizan la misma ecuación del factor de seguridad y Ley de Darcy para flujos saturados. La diferencia con el SHALTAB es que este último no tiene en cuenta la cohesión. Con respecto al método LISA (por sus siglas en in-

glés Level I Stability Analysis) éste fue desarrollado por la USDA, para suelos con similar topografía y geología. El LISA es un desarrollo bajo un análisis probabilístico basado en el factor de seguridad, considerando la carga de los árboles y el espesor vertical del suelo húmedo. Los valores para cada parámetro en la ecuación son definidos por una función de distribución de probabilidades y los resultados son presentados en un histograma mostrando la distribución del factor de seguridad calculado usando el método de Monte Carlo (**Morrissey *et al.***, 2001).

Finalmente **Iverson** (2000) propone evaluar el factor de seguridad, durante un evento de lluvia, como función de la profundidad y el tiempo, reflejando la respuesta de la presión de poros. El método asume que la ladera está inicialmente humedad y que el área de la cuenca es mucho mayor al espesor del movimiento en masa. **Iverson** (2000) considera que el factor de seguridad varía como función de la profundidad y el tiempo, por lo que divide el factor de seguridad en un componente estático FS_0 y un componente que varía con el tiempo FS' .

Morrissey *et al.* (2001) comparan tres métodos diferentes métodos, SINMAP, LISA, e Iverson, encontrando que el método de Iverson es preferible ya que este considera la respuesta transitoria y espacial de la presión de poros en el cálculo de la estabilidad de la ladera. El método SINMAP y LISA son similares y utilizan funciones de distribución probabilística para ciertos parámetros, sin embargo el LISA permite el uso de valores distribuidos para todos sus parámetros.

La principal desventaja de los modelos infinitos de ladera es que no tienen en cuenta los esfuerzos producidos por el flujo sub superficial y la topografía en direcciones diferentes a la perpendicular de la vertiente. Algunos trabajos han demostrado que desviaciones del flujo paralelo a la vertiente, especialmente en suelos profundos, afectan considerablemente la resistencia al cortante (**Borga *et al.***, 2002). **Crosta & Dal Negro** (2003) encuentran que adicionalmente a la infiltración vertical la convergencia de agua sub superficial en el sentido longitudinal también es relevante, y que estos efectos se magnifican en sectores cóncavos, donde los flujos laterales se concentran.

7. Futuras investigaciones

Existen aun grandes incertidumbres para un adecuado entendimiento de la lluvia como detonante de movimientos en masa. Uno de los elementos aun por investigar se basa en que los parámetros para los modelos hidrológicos en suelos no saturados, tales como difusividad, curvas de humedad del suelo, la distribución de la profundidad del perfil

de suelo y el contenido de agua inicial son generalmente desconocidos, con el agravante que se conoce con certeza la gran sensibilidad de los modelos a estos parámetros (Crosta & Frattini, 2008). En este mismo sentido conocer las condiciones de humedad previa al inicio del evento de lluvia es tan importante como el conocimiento de las condiciones de lluvia en sí mismo, por lo que es necesario evaluar el papel del efecto de la lluvia antecedente para diferentes ambientes, lo que aun continua muy incierto (Hennrich & Crozier, 2004; Crosta & Frattini, 2008).

En los análisis geotécnicos es necesario reconsiderar la generalización que se asume al utilizar modelos de estabilidad de pendiente infinita que limita los análisis a movimientos superficiales sobre laderas planas; cuando en realidad estos movimientos se presentan generalmente en geoformas convergentes donde la contribución de esfuerzos laterales puede ser considerable (Crosta & Frattini, 2008). A esto se suma que los modelos en 1D se combinan con DEM de alta resolución, lo que genera confusiones y errores en la aplicación, ya que al introducir el DEM no se cumple la consideración esencial de pendientes y espesores de suelo constantes sobre las vertientes que exige el modelo; es necesario por lo tanto analizar mecanismos de falla diferentes al modelo de Coulomb, donde se incluya análisis de licuefacción estática, cambios rápidos en la presión de poros, y la influencia de condiciones no saturadas (Crosta & Frattini, 2008).

La incorporación de datos de lluvia transitorios, tales como la duración y la intensidad horaria, en los modelos físicos para el pronósticos de movimientos en masa es una línea a desarrollar en futuras investigaciones, ya que una de las deficiencias en la gran mayoría de modelos es la resolución espacial de la lluvia, lo cual gracias a nuevos avances como los radares ha sido mejorado considerablemente (Chiang & Chang, 2009).

Finalmente un campo importante de aplicación de modelos estadísticos y físicos para la predicción de movimientos en masa detonados por lluvias son los sistemas de alerta temprana. El análisis de la recurrencia temporal de las catástrofes naturales han demostrado que las afectaciones generadas por dichos eventos presentan una frecuencia mayor a la capacidad de recuperación que tiene la sociedad y la economía, por lo que nuevos enfoques se centran en el desarrollo e implementación de sistemas de alerta temprana y regulación de suelos que minimicen la pérdida de vidas humanas e infraestructura (IEWP, 2005; Guzzetti & otros, 2005). Las autoridades locales y quienes toman decisiones con respecto a la evacuación de persona están interesadas tanto en la determinación del

momento donde ocurrirá el movimiento en masa, como en su probable localización, es decir el cuándo y el dónde; y es precisamente allí donde la investigación y desarrollo de modelos físicos y estadísticos para la implementación de sistemas de alerta temprana tiene una gran potencial de aplicación en nuestro país, lo que seguramente en un futuro cercano nos permitirá reducir las cuantiosas pérdidas anuales asociados a este tipo de fenómenos, como lo han hecho ya un gran número de países (IEWP, 2005).

Agradecimientos

Los autores quieren expresar su ms sincero agradecimientos al Área Metropolitana del Valle de Aburrá, La Universidad Nacional de Colombia y al Fondo Corrigan de la Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo por el apoyo brindado para el desarrollo de la presente investigación.

Referencias

- Abe, K. 1997. A method of evaluating the effect of trees roots on preventing shallow-seated landslides. Bull. Forest. For. Prod. Res. Inst. No. 1 (373), 1105-1181.
- Alcantara-Ayala, I. 2002. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology* 47. Pág. 107-124.
- Aleotti, P. 2004. A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* 73. Pág. 247-265.
- Aleotti P.; Chowdhury R. 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. Volume 58, Number 1. Pág. 21-44.
- Amaral, P., Marques, R., Queiroz, G., Zezere, J.L., Marques, F. 2009. Distributed transient response modeling of rainfall-triggered shallow landslide for susceptibility assessment in Ribeira Quente valley (S. Miguel Island, Azores). En *Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modeling*. France. Pág. 89-94.
- Anderson S.A., Sitar N. 1995. Analysis of rainfall-induced debris flows. *Journal of Geotechnical Engineering*. Pág. 544-552.
- Aristizábal, E., Gómez, J. 2007. Inventario de emergencias y desastres en el Valle de Aburrá: originados por fenómenos naturales y antrópicos en el periodo 1880-2007. *Revista Gestión y Ambiente*, Vol. 10 No 2. Pág. 17-30.
- Barredo J. I., Benavides A., Hervás H., van Westen C.J. 2000. Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Titajana basin, Gran Canaria Island, Spain. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 2, Issue 1, 9-23.
- Baum R.L., Savage W.Z., Godt W. 2002. TRIGRS-a fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. Open file report 02-424 USGS.

- Berne, A., Uijlenhoet, R., Troch, A.** 2005- Similarity analysis of subsurface flow response of hillslopes with complex geometry. *Water Resources Research* 41. 10-1029/2004WR003629.
- Beven, K. J. and Kirkby, M. J.** 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. B.*, 24, 43-69.
- Borga, M., Dalla Fontana, G., Daros, D., Marchi, L.** 1998. Shallow landslide hazard assessment using a physically based model and digital elevation data. *Environmental Geology* 35 (2-3). Pág. 81-88.
- , **Gregoret, C., Marchi, L.** 2002a. Assessment of shallow landsliding by using a physically based model of hillslope stability. *Hydrological Processes* 16, 2833-2851.
- , **Cazorzi F.** 2002b. Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasi-dynamic wetness index. *Journal of Hydrology* 268. Pág. 56-71.
- Branb E.W., Premchitt, J., Phillipson, H.B.** 1984. Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong. *Proceed. IV Int. Symp. Landslides, Toronto*, v. 1, 377-384.
- Brunsdén, D.** 2002. The fifth Glossop Lecture. Geomorphological roulette for engineers and planners: some insights into a old game. *Quart. J. of Engng. Geol.* 35, 101-142.
- Brunsdén, D., Prior, D.** 1984. Slope instability. John Wiley & Sons. 620 pág.
- Burton, A., Bathurst, J.C.** 1998. Physically based modeling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale. *Environmental Geology* 35 (2-3). Pág. 89-99.
- Caine, N.** 1980. The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62A (1-2). Pág. 23-27.
- Campbell, R.H.** 1975. Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California, USGS professional Paper 851. 51 pág.
- Cannon, S.H.** 2005. A NOAA-USGS Demonstration flash-flood and debris-flow early warning system: U.S. Geological Survey fact Sheet 2005-3104.
- Casadei, M., Dietrich, W. E., Millar, N. L.** 2003. Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes. *Earth Surf. Process. Landforms* 28. Pág. 925-950.
- Chacón, J., Irigaray, C., Fernandez, T., El Hamdouni, R.** 2006. Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. Volume 65, Number 1. Pág. 341-411.
- Chleborad A.F.** 2000. Preliminary method for anticipating the occurrence of precipitation-induced landslides in Seattle, Washington. U.S. Geological Survey Open-file report 00-469.
- 2003. Preliminary evaluation of a precipitation threshold for anticipating the occurrence of landslides in the Seattle, Washington, Area. U.S. Geological Survey Open-file report 03-463.
- Chia-Cheng Fan, Chih-Feng Su.** 2008. Role of roots in the shear strength of root-reinforced soils with high moisture content. *Ecological Engineering* 33. Pág. 157-166.
- Chiang S-H., Chang K-T.** 2009. Application of radar data to modeling rainfall-induced landslides. *Geomorphology* 103. Pág. 299-309.
- Cho, S.E.** 2009. Infiltration analysis to evaluate the surficial stability of two layered slopes considering rainfall characteristics. *Engineering Geology* -02910. Doi 10.1016. 12 Pág.
- , **Lee S.R.** 2001. Instability of unsaturated soil slopes due to infiltration. *Computers and Geotechnics* 28. Pág. 185-2008.
- Cho S.E., Lee S.R.** 2002. Evaluation of surficial stability for homogeneous slopes considering rainfall characteristics. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 128, No. 9. Pág. 756-763.
- Collins B.D., Znidarcic D.** 2004. Stability analyses of rainfall induced landslides. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. Pág. 362-371. Vol. 130, No. 4
- Costa, J.E., Baker, V.R.** 1981. *Surficial Geology. Building with the Herat*. John Wiley, New York.
- Crozier, M.** 1999. Prediction of rainfall-triggering landslides: a test of the antecedent water status model. *Earth surface processes and landforms* 24. Pág. 825-833.
- Crosta, G.** 1998. Regionalization of rainfall threshold: an aid for landslide susceptibility zonation. *Environmental Geology*, 35, (2-3), 131-145.
- Crosta, G., dal Negro, P.** 2003. Observations and modeling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3. Pág. 53-69.
- Crosta, G., Frattini, P.** 2003. Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazard and Earth System Sciences* 3. Pág. 81-93.
- . 2008. Rainfall-induced landslides and debris flows. *Hydrological Processes* 22, 473-477.
- Cruden, D. M., Varnes D. J.** 1996. Landslides types and processes In: *Landslides investigation and mitigations*. Transportation Research Board Special Report 24 (Turner and Schuster Eds), pág. 36-75.
- Cruden D. M.** 1991. A simple definition of a landslide. *Bull Inter Assoc Engng Geol* 43, 27-29.
- Cruden, D.M.S., Thomson, B.D., Bomhold, J-Y., Locat, J., Evans, J.A., Heginbottom, K., Moran, D.J., Piper, R., Powell, R., Prior, D., Qugley, R.M.** 1989. Landslides: extent and economic significance in Canada, en *Landslides: extent and economic significance*, editado por Brabb E.E. y Harrod B.L., Proc. 28th Intl. Geol. Congr. Symp. On Landslides, Wash. D.C. Pág. 1-23.
- Dai, F.C., Lee, C.F.** 2001. Frequency – volume relation and prediction of rainfall-induced landslides. *Engineering Geology* 59. Pág. 253-266.
- D’Odorico, P., Fagherazzi, S., Rigon, R.** 2005. Potential for landsliding: dependence on hyetograph characteristics. *Journal of Geophysical Research* 110. 10 pág.

- Ekanayake J.C.; Phillips C.J.** 1999. A model for determining thresholds for initiation of shallow landslides under near-saturated conditions in the East Coast region, New Zealand. *Journal of Hydrology* 38 (1): Pág. 1-28.
- Finlay, P., J., Fell, R., Maguire, P., K.** 1997. The relationship between the probability of landslide occurrence and rainfall. *Can. Geotech. Journal* 34. Pág. 811-824.
- Fernandes, N.F., Guimaraes, R.F., Gomes, R.A.T., Vieira, B.C., Montgomery, D.R., Greenberg, H.** 2004. *Catena* 55. Pág. 163-181.
- Frattoni, P., Crosta, G., Fusi, N., Dal Negro, P.** 2004. Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modeling approach for hazard assessment. *Engineering Geology* 73. Pág. 277-295.
- Fredlund, D.G., Morgenstern, N.R.** 1977. Stress state variables for unsaturated soils. *Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE* 103. Pág. 447-466.
- Fredlund, D.G., Rahardjo, H.** 1993. *Soil mechanics for unsaturated soils*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Gabet, E., Burmank, D., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Ojha, T.** 2004. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphology* 63. Pág. 131-143.
- Glade, T., Crozier, M., Smith, P.** 2000. Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical Antecedent Daily rainfall model. *Pure applied geophysics* 157. Pág. 1059-1079.
- Giannecchini, R.** 2006. Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy). *Natural Hazard Earth System Science* 6. Pág. 357-364.
- Godt, J.W., Baum, R.L., Chleborad, A.F.** 2006. Rainfall characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 31. Pág. 97-110.
- Godt J.W., Baum R.L., Savage W.Z., Salciarini D., Schulz W.H., Harp E.L.** 2008. Transient deterministic shallow landslide modeling: requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. *Engineering Geology* 102. Pág. 214-226.
- Gofar, N., Lee, L.M., Kassim, A.** 2008. Response of Suction Distribution to Rainfall Infiltration in Soil Slope. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*. Vol. 13. Pág. 1-13.
- Gostelow, P.** 1991. *Rainfall and landslides en Prevention and Control of landslides and other mass movements*, editado por Almeida-Teixeira, M.; Fantechi, R., Oliveira, R., Gomez Coelho, A. Commis. European Communities, Brucelas. Pág. 139-161.
- Gray, D.H.** 1995. Influence of vegetation on the stability on the stability of slopes. En *Vegetation and slopes stabilization, protection and ecology* editado por Barker D.H. London. Pág. 2-23.
- Green, W.H., Ampt, G.** 1911. Studies of soil physics. Part 1. The flow of air and water through soils, *J. Agricultural Soc.*, 4, 1-24.
- Griffiths J.S., Mather A.E., Hart A.B.** 2002. Landslide susceptibility in the Rio Aguas catchment SE Spain. *Quart J Engng Geol* 35, 9-17.
- Griffiths J.A., Collison A.J.C.** 1999. The validity of using a simplified distributed hydrological model for estimation of landslide probability under a climate change scenario. *Proceedings of the 4th International Conference on GeoComputation*. <http://www.geocomputation.org/1999/index.htm>.USA.
- GEMMA (Grupo de Estándares para Movimientos en Masa).** 2007. *Movimientos en masa en la región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas*. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, Servicio Nacional de Geología y Minería Publicación Geológica Multinacional No. 4.
- Guimaraes, F.R., Montgomery, D.R., Greenberg, H.M., Fernandes, N.F., Trancoso Gomes, R.A., de Carvalho O.A.** 2003. Parameterization of soil properties for a model of topographic control on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Engineering Geology* 69. Pág. 9-108.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P.** 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology* 31, 181-216.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M.** 2005. Definition of critical threshold for different scenarios. *RISK-Advance Weather Forecast System to Advice on Risk Events and Management*. 36 pág. http://palpatine.irpi.cnr.it/Gemorphology/projects1/completed/riskaware/doc/report_wp1_16.pdf/view.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Colin P.S.** 2008. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* 5. Pág. 3-17.
- Hammond, C., Hall, D., Miller, S., Swetik, P.** 1992. Level I stability Analysis (LISA) documentation for version 2.0 Gen. Tech. Rep. INT-285. For Serv. US Dep of Agric., Utah.
- Harp E.L., Reid M.E., McKenna P.J., Michael J.A.** 2009. Mapping of hazard from rainfall-triggered landslides in developing countries: examples from Honduras and Micronesia. *Engineering Geology*, in press.
- Hengxing, I., Chenghu, Z., Lee, C., F., Wang S., Faquan, W., U.** 2003. rainfall-induced landslide stability analysis in response to transient pore pressure- a case study of natural terrain landslide in Hong Kong. *Science in China*, Vol. 46. Supp. 52-68.
- Henrich, K., Crozier, M.** 2004. A hillslope hydrology approach for catchment-scale slope stability analysis. *Earth Surface Process and Landforms* 29. Pág. 599-610.
- Huat B.B.K., Ali F.H.J., Low T.H.** 2006. Water infiltration characteristics of unsaturated soil slope and its effect on suction and stability. *Geotechnical and Geological Engineering* 24. Pág. 1293-1306.
- Hutchinson, J.N.** 1995. Keynote paper, Landslide hazard assessment. *Proceeding of the 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, New Zealand 3, 1805-1841.
- Jaiswal, P., van Westen C.J.** 2009. Rainfall-based temporal probability for landslide initiation along transportation routes in Southern India. En *Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modeling*. France. Pág. 139-143.

- Iida, T.** 1999. A stochastic hydro-geomorphological model for shallow landsliding due to rainstorm. *Catena* 34. Pág. 293-313.
- . 2004. Theoretical research on the relationship between return period of rainfall and shallow landslides. *Hydrological Process* 18. Pág. 739-756.
- Iiritano, G., Versace, P., Sirangelo, B.** 1998. Real-time estimation of hazard for landslides triggered by rainfall. *Environmental Geology* 35 (2-3). Pág. 175-183.
- International Early Warning Programme** (2005). Dedicated to Reducing Disasters through Effective People-Centred Early Warning Systems, World Conference on Disaster Reduction, Kobe, Hyogo, Japan.
- Iverson, R.** 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, Vol. 36. No 7. Pág. 1897-1910.
- Jakob, M., Weatherly, H.** 2003. A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia. *Geomorphology* 54. Pág. 137-156.
- Lan, H.X.; Lee, C.F., Zhou, C.H., Matin C.D.** 2005. Dynamic characteristics analysis of shallow landslides in response to rainfall event using GIS. *Environmental Geology* 47. Pág. 254-267.
- Lanni, C., Rigon, R., Cordano, E., Tarantino, A.** 2009. Analysis of the effect of normal and lateral subsurface water flow on the triggering of shallow landslides with a distributed hydrological model. En *Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modeling*. France. Pág. 157-162.
- Larsen, M., C.** 2008. Rainfall-triggered landslides, anthropogenic hazards, and mitigation strategies. *Advances in Geosciences*, 14, pag. 147-153.
- Li A.G., Yue L.G., 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. Pág. 13-26.
- Matsushi Y., Hattanji T., Matsukura Y.** 2006. Mechanisms of shallow landslides on soil-mantled hillslopes with permeable and impermeable bedrocks in the Boso Peninsula, Japan. *Geomorphology* 76. Pág. 92-108.
- Montero Olarte, J.** 2005. Movimiento en masa en la región Andina. *Memorias III Curso Latinoamericano de Movimientos en Masa*. Pág. 13-16.
- Montgomery, D. R., Sullivan, K., Greenberg, M.** 1998. Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrol. Process*. 12, pag. 943-955.
- Montgomery, D. R., Dietrich, W. E.** 1994. A physically based model for the topographic control of shallow landsliding. *Water Resource Research* 30. Pág. 1153-1171.
- Montgomery, D. R., Dietrich, W. E.** 2002. Runoff generation in a steep, soil-mantled landscape, *Water Resources Research*. Vol. 38, pag. 1168.
- Moore, I., E. M. O'Loughlin, G. J. Burch.** 1988. A contour based topographic. model for hydrological and ecological applications, *Earth Surf. Processes Landforms*, 13(4), 305-320.
- 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, intranual y diaria. *Revista Escuela de Ingeniería de Antioquia*, No 5. Pág. 59-69.
- Morrisey M.M., Wiczorek G.F. Morgan B.A.** 2001. A comparative analysis of hazard models for predicting debris flows in Madison County, Virginia. USGS open file report 01-0067.
- Mukhlisin, M., Kosugi, K., Satofuka, Y., Mizuyama, T.** 2006. effects of soil porosity on slope stability and debris flow runoff at a weathered granitic hillslope. *Vadose Zone Journal* 5. Pág. 283-295.
- Ng C.W.W., Shi Q.** 1998. A numerical investigation of the stability of unsaturated soil slopes subjected to transient seepage. *Computers and Geotechnics*, Vol. 22, No. 1. Pág. 1-28.
- Normaniza O., Barakban S.S.** 2006. Parameters to predict slope stability – soil water and root profiles. *Ecological Engineering* 28. Pág. 90-95.
- Normaniza O., Faisal H.A. Barakban S.S.** 2008. Engineering properties of *Leucaena leucocephala* for prevention of slope failure. *Ecological Engineering* 32. Pág. 215-221.
- O'Loughlin, E. M.** 1986. Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis, *Water Resour. Res.*, 22, Pág. 794-804.
- ONU (Organización de las Naciones Unidas).** 1994. Population, environment and development. En: *Proceedings of the United Nations Expert Group Meeting on Population, Environment and Development*, 20-24 Enero 1992. New York.
- Pack, R.T., Tarboton, D.G., Goodwin, C.N.** 1998. The Sinmap approach to Terrain Stability Mapping. *Proc. 8th Congress of the International Association of Engineering Geology*. Vancouver.
- Paniconi C., Troch P.A., van Loon E.E., Arno G., Hilberts J.** 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model. *Water Resource Research* 39. No. 11, 1317.
- Pellenq J., Kalma J., Boulet G. Saulnier G.M., Wooldridge S., Kerr Y. Chehbouni A.** 2003. A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *Journal of Hydrology* 276. Pág. 112-127.
- Polemio M., Petrucci O.** 2000. Rainfall as a Landslide Triggering Factor: An Overview of Recent International Research. *Landslides in research, theory and practice. Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides*, Cardiff. Pág. 1219-1226.
- Pradel, D.** 1993. Effect of permeability on surficial stability of homogeneous slopes. *Journal of Geotechnical Engineering*, Vol. 119, No. 2. Pág. 315-332.
- Pradel, D., Raad, G.** 1993. Effect of permeability on surficial stability of homogeneous slopes. *Journal of Geotechnical Engineering*, Vol. 119, No. 2. Pág. 315-332.
- Qiu C., Esaki T., Xie M., Mitani Y., Wang C.** 2007. Spatio-temporal estimation of shallow landslide hazard triggered by rainfall

- using a three-dimensional model. *Environmental Geology* 52. Pág. 1569-1579.
- Quinn P., Beven K., Chevalier P., Planchon O.** 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes* 5. Pág. 59-79.
- Rahardjo, H.** 2000. Rainfall-induced slope failures. Research Rep. No. NSTB 17/6/16, Nanyang Technological Univ. Singapore.
- , **Leong, E.C., Rezaur, R.B.** 2008. Effect of antecedent rainfall on pore-water pressure distribution characteristics in residual soil slopes under tropical rainfall. *Hydrological Processes* 22. Pág. 506-523.
- Rahardjo, H., Li, X. W., Toll, D. G., Leong, E. C.** 2001. The effect of antecedent rainfall on slope stability. *Geotechnical and Geological Engineering* 19. Pág. 371-399.
- , **Lim, T. T., Chang, M.F., Fredlund, D.G.** 1995. Shear strength characteristics of a residual soil. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 32. 60-77.
- Rahardjo H., Ong T.H., Rezaur R.B., Leong E.C.** 2007. Factors controlling instability of homogeneous soil slopes under rainfall. *J. J. Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 133, No. 12. Pág. 1532-1543.
- Reichenbach, P., Cardinalli, M., De Vita, P., Guzzetti, F.** 1998. Regional hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (Central Italy). *Environmental Geology* 35 (2-3) Pág. 146-159.
- Reid E.M.** 1997. Slope instability caused by small variations in hydraulic conductivity. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. Pág. 717-725.
- Rezzoug A., Schumann A., Chiffard P., Zepp H.** 2005. Field measurements of soil moisture dynamics and numerical simulation using the kinematic wave approximation. *Advances in Water resources* 28. Pág. 917-926.
- Rosso, R. Rulli, M. C., Vannucchi, G.** 2006. A physically based model for the hydrologic control on shallow landsliding. *Water Resources Research* 42- Pág. 16.
- Richards, L. A.** 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums, *Physics*, 1, 318-333, 1931.
- Saldarriaga, R.** 2003. Inventario y sistematización de los desastres naturales reportados en los municipios del Valle de Aburrá, entre los años 1900 y 2002. Tesis pregrado, Universidad EAFIT, 120 pp, Medellín, Colombia.
- Salciarini D., Godt J.W., Savage W.Z., Baum R.L., Conversini P.** 2008. Modeling landslide recurrence in Seattle, Washington, USA. *Engineering Geology* 102. Pág. 227-237.
- Setyo, A., Liao, H-J.** 2008. Analysis of rainfall-induced infinite slope failure during typhoon using a hydrological-geotechnical model. *Environ. Geol.* DOI 10.1007/s00254-008-1215-2.
- Sharma, R., H., Nakagawa, H.** 2005. Shallow landslide modeling for heavy rainfall events. *Annals of Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.* 48.
- Scheidegger, A. E.** 1998. Tectonic predesign of mass movements, with examples from the Chinese Himalaya. *Geomorphology* 26, 37-46.
- Schuster R. L.** 1996. Socioeconomic significance of landslides. In: A.K. Turner & R.L. Schuster (Eds.) *Landslides Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 247, National Academy Press, Washington, DC, USA. 129-177 pp.
- Schuster, R.L., Highland, M.L.** 2001. Socioeconomic and environmental impacts of landslides in the Western Hemisphere. Open file report 01-0276. USGS.
- Sidle R.C., Ochilai H.** 2006. Landslides: processes, prediction, and land use. *Water Resources Monograph* 18. American Geophysical Union, Washington D.C.
- Soeters, R., Van Westen, C.J.** 1996. Slope instability recognition, analysis and zonation. En: A.K. Turner & R.L. Schuster (Eds) *Landslides Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 247, National Academy Press, Washington, D.C., USA. 129-177 pp.
- Starkel L.** 1979. The role of extreme meteorological events in the shaping of mountain relief. *Geographica Polonica* 41. Pág. 13-20.
- Suarez D. J.** 2008. Árbol de decisiones para la predicción y alerta de deslizamientos activados por lluvias. XII Congreso Colombiano de Geotecnia. Bogotá. 6 pp.
- Troch P.A., Paniconi C., van Loon E.E.** 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response. *Water Res Res* 39. No. 11, 1316.
- Troch P., van Loon E., Hilberts A.** 2002. Analytical solutions to a hillslope-storage kinematic wave equation for subsurface flow. *Advance Water Resource* 25. Pág. 637-649.
- Tsagaras, I., Rahardjo, H., Toll, D.G., Leong, E.C.** 2002. Controlling parameters for rainfall-induced landslides. *Computers and Geotechnics* 29. Pág. 1-27.
- Tsai, T., Yang, J.** 2006. Modelling of rainfall-triggered shallow landslide. *Environmental Geology* 50- Pág. 525-534.
- Talebi, A., Troch, P., A., Uijlenhoet, R.** 2008. A steady-state analytical stability model for complex hillslopes. *Hydrological Processes* Volume 22 Issue 4. Pág. 546-553.
- Terlien, M. T. J.** 1998. The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology* 35 (2-3). Pág. 124-130.
- . 1997. Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Colombia). *Geomorphology* 20. Pág. 165-175.
- Torres, R., Dietrich, W., Montgomery, D.** 1998. Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research* 34 (8). Pág. 1865-1879.
- Tosi M.** 2007. Root tensile strength relationships and their slope stability implications of three shrub species in the Northern Apennines (Italy). *Geomorphology* 87. Pág. 268-283.
- UNFP (United Nation Population Fund).** 2007. Estado de la Población Mundial 2007: liberar el potencial del crecimiento urbano. Informe de la UNPF, Pág. 108.

- Van Beek L.P.H., van Asch T.H.W.J.** 2004. Regional assessment of the effects of land-use change on landslide hazard by means of physically based modeling. *Natural Hazards* 31: pág. 289-304.
- Van Westen, C.J., van Duren, I., Kruse, H.M.G., Terlien, M.T.J.** 1994. GISSIZ: training package for Geographic Information System in slope instability zonation. ITC Publication, No. 5 Vol. 1, Pág. 359.
- Van Westen C.J., van Asch T.W.J., Soeters R.** 2006. Landslide hazard and risk zonation – why is it still so difficult?. *Bull Eng Geol Env* 65. Pág 167-184.
- Varnes, D. J.** 1984. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural Hazards*, 3, UNESCO Press. Paris, 64 pp.
- . 1978. Slope movement types and processes, en *Landslide Analysis and Control*, editada por Clark M. Special Report 176. Trans. Res. Board, National Academy of Science, National Res. Council, Washigton, D.C. Pág. 11-33.
- . 1981. Slope stability problems of Circum-Pacific Region as related to mineral and energy rsources, *Am. Assoc. Pet. Geol. Studies Geol.*, 12. Pág. 489-505.
- Vélez, J., I., Villarraga, M., R., Álvarez, O., D., Alarcón, J., E., Quintero, F.** 2004. Modelo distribuido para determinar la amenaza de deslizamiento superficial por efecto de tormentas intensas y sismos. XXI Congreso latinoamericano de hidráulica, Sao Pedro, Brasil.
- Wang, F., Shibata, H.** 2007. Influence of sol permeability on rainfall-induced flowslides in laboratory flume tests. *Can. Geotech. Journal* 44. Pág. 1128-1136.
- Wang, G., Sassa, K.** 2003. Pore pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine particle content. *Engineering Geology* Vol. 69, Pág. 109-125.
- Wieczorek, G.F. Morgan B.A., Campbell, R.H.** 2000. Debris-flow hazards in the Blue Ridge of Cebtral Virginia, *Environ. Eng. Geosci.*, 6 (1). Pág. 3-23.
- Wilson, R. C., Wieczorek G. F.** 1995. Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California. *Environmental and Engineering Geoscience*; v. 1; No. 1; pág. 11-27.
- Wu, W., Sidle, R. C.** 1995. A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water resources Research*, vol. 31, no. 8. Pág. 2097-2110.
- Xie M., Esaki T., Cai M.** 2004. A time-space based approach for mapping rainfall-induced shallow landslide hazard. *Environmental Geology* 46. Pág. 840-850.
- Ziemer, R.R.** 1981. Roots and the stability of forested slope. En *Proceeding of the International Symposium on Erosion and sediment Transport in Pacific Rim Steeplands*, International Asociacion of Hydrological Sciences Vol. 132, Pág. 343-361.

Recibido: julio 16 de 2009.

Aceptado para su publicación: mayo 15 de 2010.

