

# FACTORES ASOCIADOS A FLUJOS SUPERFICIALES INDUCIDOS POR LLUVIAS, Y REVISION DE METODOS DE PREDICCION

## FACTORS RELATED TO RAINFALL-INDUCED SHALLOW LANDSLIDES OF THE FLOW-TYPE AND REVIEW OF PREDICTION METHODS

Daniel A. Salcedo

*Profesor Asociado*

*Universidad Central de Venezuela*

*Ingeniero consultor*

*Email: [dansalc@cantv.net](mailto:dansalc@cantv.net)*

### RESUMEN

*Considerando que el proceso geodinámico más frecuente inducido por lluvias, está representado por flujos superficiales en ladera, los cuales han originado cuantiosas pérdidas económicas y de vidas humanas en áreas urbanizadas, se evalúan los factores que intervienen en este tipo de amenaza y se presentan los resultados de observaciones de campo en las diferentes cuencas afectadas durante el evento de Diciembre de 1999 en el Estado Vargas, y por las intensas lluvias de Noviembre de 2008 que activaron cientos de flujos de detritos en laderas ubicadas en el Municipio Baruta de Caracas, Venezuela. Dicha evaluación se complementa con los resultados de aquellas investigaciones a nivel internacional que han significado valiosos aportes para el conocimiento de este tipo de eventos. Se evalúan en forma resumida factores tales como terminología, mecanismos de rotura, aspectos geológicos, granulometría y propiedades índice, orientación de discontinuidades, características geométricas de las laderas, vegetación, lluvias, e identificación de aludes torrenciales antiguos. Conscientes de que la ingeniería geotécnica debe incorporar en la práctica de su profesión la potencial ocurrencia de esta amenaza, principalmente en zonas urbanas, se realiza una revisión de aquellos métodos de predicción publicados en la literatura especializada, que por su sencillez puedan constituirse en herramientas de rutina orientadas a anticipar tales procesos. Finalmente, se describen algunos métodos que tienen como objetivo la identificación de aquellas cuencas susceptibles a aludes torrenciales en cauces, precedidos generalmente por flujos de detritos en laderas, y se hacen comentarios acerca de la evaluación y cartografía de la amenaza por movimientos en masa.*

### ABSTRACT

*In view of the fact that shallow debris flows in slopes are the most frequent geodynamic process induced by rains which cause important economic and human losses mainly at urban developments, this paper presents an evaluation of the factors related to this type of hazard, discussing results of observations made during the December 1999 catastrophic debris flows at Vargas State, Venezuela, and after the November 2008 intense rain that induced hundreds of debris flows in Baruta County, Caracas, Venezuela. Factors such as terminology, failure mechanism, geological aspects, grain size analysis and index properties, orientation of discontinuities, geometric characteristics of slopes, vegetation, rainfall, and identification of ancient debris flows, are briefly discussed taking into account investigations previously published in the technical international literature. Knowing that practice of geotechnical engineering must consider the potential occurrence of this type of hazard, a review of simplified prediction methods is made in order to have available some routine tools leading to forecast areas susceptible to debris flow in slopes. Finally, some methods aimed to identify those watersheds susceptible to channelized debris flow are described, and comments are made about landslide hazard evaluation and mapping.*

## INTRODUCCION

Las detalladas observaciones de campo en las diferentes cuencas afectadas por los flujos torrenciales inducidos por lluvias en Diciembre 1999 en el Estado Vargas, Venezuela, permitieron concluir que el proceso geodinámico más frecuente que afectó las laderas adyacentes a los cursos de agua, está representado por deslizamientos superficiales que se transformaron en flujos superficiales de detritos. Otros procesos tales como deslizamientos rotacionales profundos en suelos y/o rocas muy meteorizadas a descompuestas, y deslizamientos controlados por orientación de discontinuidades en masas rocosas con alta resistencia de la roca intacta, fueron poco frecuentes y afectaron zonas muy locales.

Un volumen significativo del material movilizado en los deslizamientos/flujos superficiales de detritos en laderas, fue aportado a los cauces principales de las cuencas, contribuyendo al incremento del volumen de sólidos en el agua. Como consecuencia, se incrementó el poder erosivo del flujo, material adicional del lecho se incorporó al flujo y se inició el proceso de los aludes torrenciales que resultaron catastróficos principalmente para las cuencas de Tacagua, Piedra Azul, Osorio, San José de Galipán, El Cojo, Punta de Mulatos, Camurí Chiquito, San Julián, Quebrada Seca, Cerro Grande, Carmen de Uria, Naiguatá y Camurí Grande. Otros procesos geodinámicos como la formación de diques temporales obstruyendo los cauces principales que luego colapsaron generando flujos torrenciales de carácter destructivo, y el transporte de grandes bloques de roca sobre una matriz de suelo arenoso más fino, fueron descritos previamente por Salcedo (2000, 2006) y Salcedo & Martínez (2002).

Considerando que los deslizamientos superficiales/flujos de detritos en laderas, son los procesos geodinámicos más frecuentes inducidos por lluvias y tomando en cuenta además que su ocurrencia precede y trae como consecuencia la generación de los aludes torrenciales o flujos de detritos en cauces, en el presente artículo se realiza una evaluación de los factores a tomar en cuenta en el estudio de esta amenaza. Dicha evaluación se fundamenta tanto en las experiencias obtenidas en el referido evento del Estado Vargas y en la observación de los múltiples deslizamientos superficiales que ocurrieron con motivo de las lluvias de Noviembre 2008 en el Area Metropolitana de Caracas, como en los resultados de investigaciones previas publicadas en la literatura técnica especializada.

Aun cuando generalmente los flujos de detritos en laderas involucran masas de suelo con poco espesor, en muchos casos han sido responsables de importantes daños materiales y lamentables pérdidas de vida, principalmente en desarrollos urbanos cercanos a laderas susceptibles a los mencionados procesos. Por tales razones, la identificación de áreas susceptibles a este tipo de proceso geodinámico y la implementación de las medidas de mitigación requeridas, son actividades que deben ser incorporadas a la práctica profesional de la ingeniería geotécnica. En tal sentido, en el presente artículo se realiza una revisión de los métodos de predicción publicados en la literatura especializada, que por su sencillez puedan constituirse en herramientas de rutina orientados a anticipar dichos procesos y decidir realizar estudios más detallados.

Aunque se escapa a los objetivos del presente artículo, cabe destacar que este tipo de flujos superficiales en laderas también han sido inducidos por sismos, siendo uno de los casos publicados más importantes, los procesos geodinámicos de este tipo originados por el Sismo de Páez en 1994 en Colombia (Magnitud 6.4) en un área de unos 250 km<sup>2</sup>, afectando suelos residuales de rocas metamórficas, principalmente esquistos y cuarcitas (Martínez et al, 1995). Información valiosa para la predicción de deslizamientos causados por sismos, puede consultarse en Keefer (1984).

## FACTORES A CONSIDERAR EN LA EVALUACION DE LA AMENAZA

### 1.1 Terminología

La evaluación de la amenaza de deslizamientos de todos los tipos requiere, en primer lugar, la utilización de una terminología unificada, sin embargo, la revisión de la literatura técnica especializada permite concluir que no se ha establecido el consenso necesario. En particular, el término “flujo de detritos” (debris flows) ha sido utilizado indistintamente tanto para referirse a los deslizamientos y flujos superficiales que se producen en laderas, como para los procesos de flujos confinados a un cauce. El término detritos se refiere, desde el punto de vista de su textura, a una mezcla de arena, grava, fragmentos y bloques de roca, que además pueden contener proporciones significativas de material orgánico, incluyendo, ramas y troncos de árboles. Generalmente los detritos son no-plásticos o de baja plasticidad.

En la modificación de la clasificación de Varnes (1978), realizada por Cruden & Varnes (1996) se propuso restringir el uso del término “flujo de detritos” a su significado literal, es decir, la fase de

un deslizamiento durante el cual ocurre flujo del material grueso (detritos). De acuerdo a Hungr (2005), según esta definición muchos tipos de deslizamientos incluyendo avalanchas de rocas, flujos granulares secos y flujos por licuación, estarían incluidos dentro del término “flujo de detritos”. En tal sentido, Hungr considera preferible preservar el término como una palabra clave establecida para representar el fenómeno completo, incluyendo desde el inicio del deslizamiento en una pendiente abrupta, flujo rápido a lo largo de la ladera, flujo rápido a lo largo de un canal o cauce confinado, y deposición en el abanico de detritos.

En un intento de reconciliar el confuso estado de la terminología para deslizamientos en forma de flujo, pero preservando los conceptos establecidos, Hungr et al (2001) proponen definiciones formales de deslizamientos en forma de flujo, incluyendo flujos de detritos, flujos de barros, avalanchas de detritos e inundaciones de detritos (debris floods). Dada la importancia de uniformizar la terminología, se presentan a continuación las definiciones propuestas por Hungr (2005).

*Flujo de detritos (debris flow)*: flujo rápido a extremadamente rápido de detritos saturados no plásticos en un canal inclinado. El índice de plasticidad es menor del 5% en fracciones de arena y finos. Las Figuras 1 y 2 ilustran este tipo de procesos en una vista tridimensional, y en un perfil esquemático. Las Figuras 3 y 4, tomadas en la Quebrada Los Perros del Estado Vargas, luego de los aludes torrenciales de Diciembre 1999, muestra un excelente ejemplo del frente con bloques de rocas, indicado esquemáticamente en el perfil de un flujo de detritos en la Figura 2.

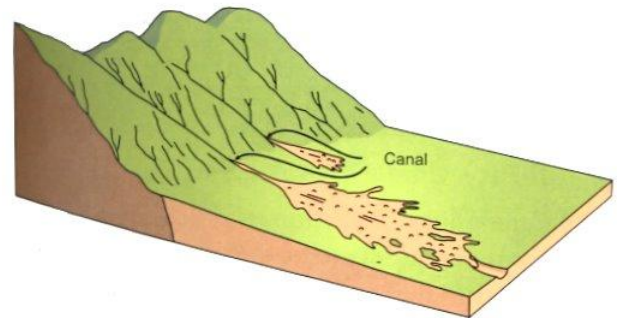


Figura 1. Esquema de un flujo de detritos canalizado según Cruden y Varnes (1996)

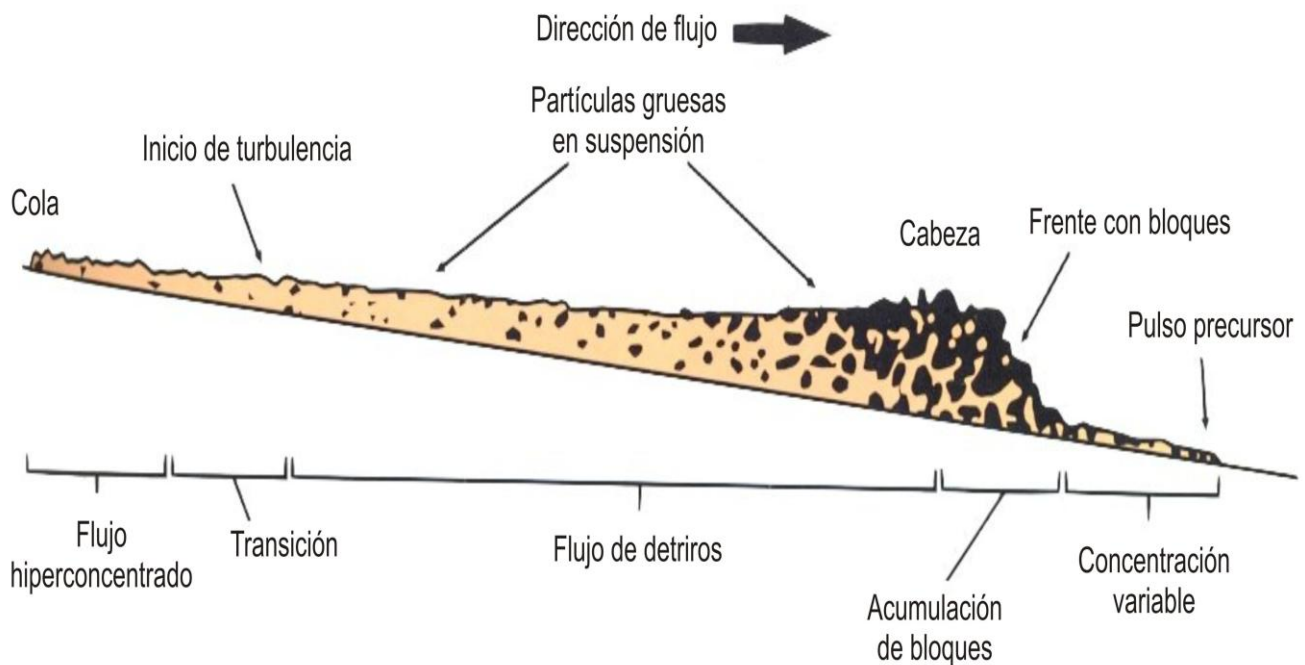


Figura 2. Perfil típico de un flujo de detritos canalizado (PMA, 2006).



Figuras 3 y 4. Fotografías tomadas en la Quebrada Los Perros, Estado Vargas, mostrando zonas del perfil típico de un flujo de detritos canalizado. Nótese en la foto de la derecha, el frente de bloques de rocas indicado en la Figura 2.

*Flujo de barro (mud flow)*: Flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos plásticos saturados, en un canal, con un contenido de humedad significativamente mayor al del material fuente (Índice de plasticidad mayor de 5%).

*Inundaciones de detritos (debris floods)*: es un flujo de agua (ola u onda) muy rápido, cargado con detritos, en un canal inclinado.

*Avalanchas de detritos (debris avalanches)*: Es un flujo superficial no canalizado muy rápido a extremadamente rápido de detritos parcialmente o totalmente saturados, en una ladera empinada sin confinamiento en un canal establecido (Véase Figura 5). Estos movimientos comienzan como un deslizamiento superficial de una masa de detritos que al desplazarse sufre una considerable distorsión interna y toma la condición de flujo. Las avalanchas, a diferencia de los deslizamientos, presentan un desarrollo más rápido de la rotura.

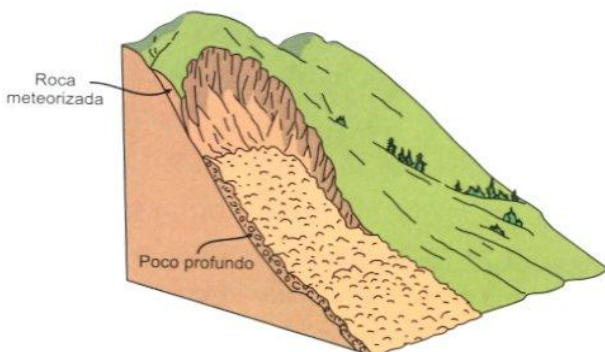


Figura. 5. Esquema de flujos no canalizados según Cruden y Varnes (1996). Se denominarían avalanchas de detritos según Hungr (2005).

Las definiciones presentadas enfatizan aspectos de significado práctico. Por ejemplo, diferenciar entre “flujo de detritos” y “avalanchas de detritos” es de gran importancia para evaluación de amenazas. En el caso de “flujo de detritos” el estudio de amenazas se puede concentrar en una trayectoria establecida (valle o cauce) y el área de deposición (abanico o cono); en contraste, una amenaza de “avalanchas de detritos” puede afectar potencialmente cualquier número de laderas inclinadas de una determinada área.

Un flujo de detritos típico se divide en una zona de iniciación, transporte y una zona de deposición. Frecuentemente, la zona de inicio es una falla de una ladera en las cabeceras o en las laderas laterales del cauce o canal del río o quebrada. La falla de la ladera puede ser del tipo de deslizamiento superficial de detritos que se transforma en avalancha de detritos. Igualmente, puede ser la falla de un talud de corte o relleno, o de un deslizamiento en masas rocosas. Algunas veces el lecho del río puede inestabilizarse durante caudales extremos y el flujo de detritos se inicia espontáneamente en el lecho del canal. Generalmente el área donde se inicia el flujo de detritos tiene laderas con pendientes entre 20° y 45°.

Muchas avalanchas de detritos fluyen hacia cauces o canales de ríos y continúan como flujos de detritos en la zona de transporte. La entrada de las avalanchas al cauce puede ocurrir sin disminución significativa en su velocidad. En otros casos puede originar un dique o presa de corta duración, las cuales al romperse originan las “olas” de flujos de detritos en el cauce. Un evento de flujo de detritos puede consistir de una o cientos de olas sucesivas. La ocurrencia de estos diques temporales fueron comprobados durante la ocurrencia de los flujos torrenciales del Estado Vargas en Diciembre 1999,

tanto por testimonios de personas como por las observaciones realizadas a lo largo de las diferentes cuencas (Salcedo, 2000).

En el presente trabajo se decidió utilizar el término deslizamiento superficial/flujo superficial de detritos en laderas, para describir aquellos procesos geodinámicos que se inician en forma de deslizamiento y se transforman en flujos, los cuales son muy frecuentes en períodos de alta precipitación. En la literatura internacional algunos autores los han denominado “soil slips/debris flows” (Campbell, 1975), y tal como se indicó previamente, según Hungr (2005), serían deslizamientos superficiales que se transforman en “avalanchas de detritos”. En español se han utilizado otros términos informales tales como “deslaves”, “cicatrices”, y “rasgaduras”. El término “alud torrencial” se ha utilizado en el presente trabajo para describir el proceso de flujos de detritos de gran magnitud que afectan cauces de cuencas tales como los ocurridos en Diciembre 1999 en el Estado Vargas, los cuales también podrían ser clasificados, según algunos autores, como auténticos “flujos de detritos”.

La Figura 6 muestra como ejemplo, una ladera afectada por flujos de detritos donde se puede observar la zona de origen de los sedimentos, la pista principal o trayectoria del flujo y la formación del abanico aluvial en la zona de cambio de pendiente.



Figura 6. Flujos de detritos superficiales en ladera Oeste de la Cuenca del Río Naiguatá, Estado Vargas, los cuales contribuyeron a la formación de un flujo de detritos canalizado. Nótese la zona de origen de los sedimentos, la pista principal o trayectoria del flujo y la formación del abanico aluvial en la zona de cambio de pendiente.

Las fotos de las Figuras 7 a 12 muestran los típicos patrones de flujos superficiales de detritos en laderas, generados durante el evento de Diciembre 1999 en el Estado Vargas.

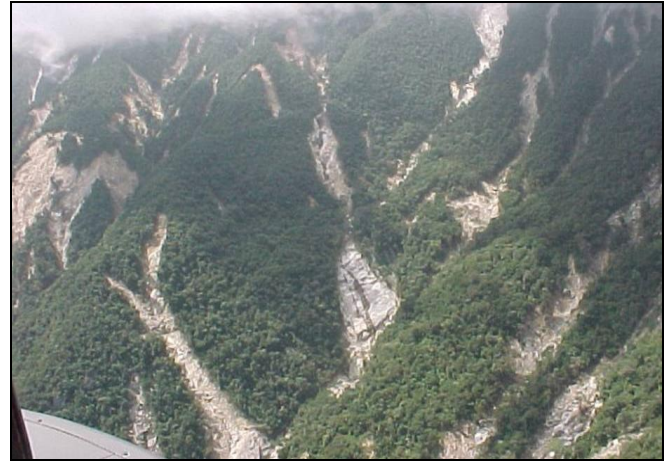


Figura 7. Flujos superficiales de detritos en laderas de la cuenca de Camurí Chico.



Figura 8. Flujos superficiales de detritos en laderas de la cuenca de Camurí Chico.



Figura 9. Foto aérea mostrando el patrón de flujos de detritos en laderas de la cuenca de Quebrada Seca.

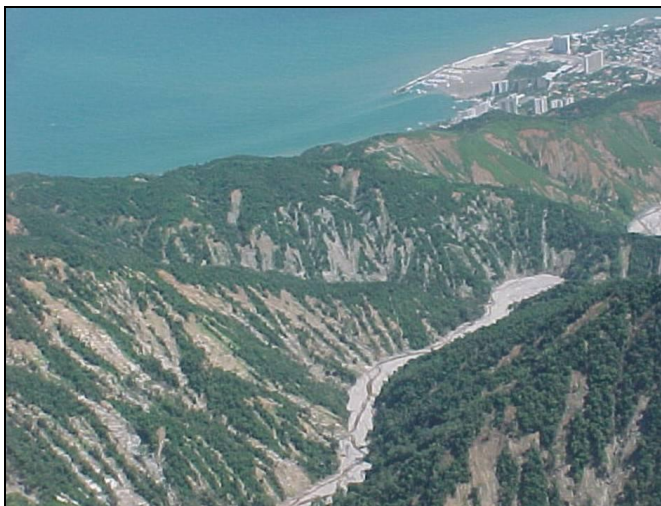


Figura 10. Patrón de flujos de detritos superficiales en laderas de la cuenca del Río Naiguatá.

## 1.2 Mecanismos de rotura

La mecánica de ocurrencia de los deslizamientos superficiales/flujos superficiales de detritos, ha sido objeto de diferentes interpretaciones. Al respecto Campbell (1975) expresa que “las condiciones mínimas para la falla, aparenta ser un periodo inicial de suficiente lluvia para llevar el espesor total del manto de suelo a su capacidad de campo (definida como la humedad a la cual agua por gravedad fluye fuera de la zona del suelo tan rápido como hacia adentro), seguida por una precipitación de lluvia de suficiente intensidad como para exceder la tasa de infiltración del basamento rocoso bajo el manto de suelo”. Una vez que la intensidad de lluvia ha excedido la tasa de infiltración del basamento rocoso, se inicia la formación de una mesa de agua en el regolito. El efecto de esta agua emperchada en la resistencia al corte del regolito, puede ser ilustrada mediante la conocida expresión de Terzaghi (Lambe & Whitman, 1969).

$$s = c + (p - h \gamma_w) \operatorname{tg} \phi \quad (1)$$

Donde:  $s$  = resistencia al corte por unidad de área,  $c$  = cohesión por unidad de área,  $p$  = presión debida al peso de los sólidos y agua,  $h$  = altura piezométrica,  $\gamma_w$  = peso unitario del agua,  $\phi$  = ángulo de fricción interna.

A medida que aumenta la altura piezométrica, el componente de la fricción  $(p - h \gamma_w)$  disminuye. La magnitud de esta disminución puede ser tan alta como la mitad de la resistencia seca. La cohesión resultante de la tensión intergranular aire-agua, también se reduce en la medida que el agua reemplaza el aire en los poros. La combinación de

estos resultados se traduce en una reducción significativa de la resistencia al corte.

Talud infinito: Los deslizamientos en forma de flujos superficiales pueden, en forma muy simple y aproximada, explicarse por la saturación progresiva de dichos suelos, pérdida progresiva de la succión, y por consiguiente de su resistencia al corte, principalmente de su resistencia cohesiva. Debido a su forma típica, caracterizada por una longitud significativa en comparación con su ancho y profundidad, los flujos de detritos superficiales pueden en forma generalizada, ser modelados mediante el procedimiento de talud infinito (Salcedo, 2000). Tal como lo implica su denominación, se asume que la ladera se extiende infinitamente en todas las direcciones y el deslizamiento se asume que ocurre a lo largo de un plano paralelo a la cara de la ladera. Las ecuaciones de equilibrio se obtienen considerando un bloque rectangular. Este procedimiento está contenido en la mayoría de los textos de mecánica de suelos por lo cual no se describe en el presente artículo. El lector interesado puede consultar un texto reciente de resistencia de suelos y estabilidad de taludes, escrito por Duncan & Wright (2005). Lo importante de este procedimiento es su sencillez y que conociendo las características topográficas de una región en particular y la resistencia al corte de los materiales potencialmente deslizables, se puede obtener una sectorización de aquellas laderas susceptibles a flujos de detritos.

Inicio del proceso de transformación de deslizamiento superficial a flujo de detritos: Es ampliamente conocido que muchos deslizamientos se convierten en flujos superficiales, sin embargo, el mecanismo de transformación de deslizamientos a flujos no está totalmente definido. El mecanismo de flujos de detritos ha sido tratado por varios investigadores, entre los que se pueden citar Ellen & Fleming (1987), Baldwin II et al (1987), Sassa (1985), Lee et al (1988) y Sitar et al (1992). La Figura 11 permite visualizar la secuencia de falla y el modo de transporte de un flujo de detritos. Este tipo de deslizamiento es considerado un caso complejo de inestabilidad de laderas, debido a que exhiben diferentes características cinemáticas durante la etapa de falla, post-falla y etapa de propagación (Fell et al, 2000, Hungr et al, 2001). Recientemente Cascini et al (2010) propusieron un enfoque para el modelo geomecánico de las etapas de falla y post-falla en deslizamientos superficiales en forma de flujos, inducidos por lluvias. El modelo adoptado toma en cuenta la influencia de la infiltración de aguas de lluvias por la superficie del terreno y el efecto de agua subterránea en el contacto suelo-basamento rocoso.

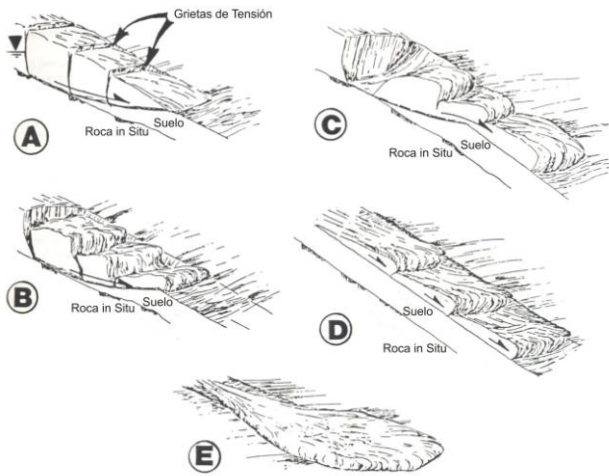


Figura 11. A): Inicio de la falla por deslizamiento en el área de origen, de un espesor coherente de suelo a lo largo de una superficie de rotura en suelo residual o coluvial o en el contacto entre suelo y la roca subyacente. B). La deformación de la masa de suelo saturado origina una reducción instantánea de la resistencia y el inicio del flujo en el área de origen. C). Movimiento hacia abajo de la masa desde el área de origen por licuación, descendiendo sobre la superficie del terreno original (pista principal). D). Aceleración progresiva del deslizamiento superficial/flujo de detritos en la pista principal, arrancando la vegetación y el suelo superficial en la medida que procede. E). Deposition del flujo superficial al pie del talud (abanico). (Baldwin II et al, 1987).

La condición bajo la cual un flujo superficial puede desarrollarse de un deslizamiento superficial, puede ser evaluada mediante el concepto de “flujo tapón” (plug flow), publicado por Johnson (1970) y Ellen & Fleming (1987). Estos autores denominaron el espesor del tapón como el espesor crítico para que se produzca flujo. El espesor crítico (T) medido perpendicularmente a la ladera, es determinado mediante la siguiente expresión:

$$T = \frac{k_f}{\gamma_f \beta} \quad (2)$$

Donde:  $k_f$  = resistencia al corte del flujo,  $\gamma_f$  = peso unitario saturado del flujo de detritos,  $\beta$  = pendiente de la ladera.

Un aporte importante para la predicción de la movilización de flujos superficiales es el concepto de Índice de movilidad (Rodine, 1974, y Johnson, 1984). Este índice, identificado con el símbolo MI, fue definido como la relación entre el contenido de

humedad de saturación del suelo in situ, y el contenido de humedad requerido para la ocurrencia de flujo del suelo hacia abajo en un canal disponible. El contenido de humedad requerido para el flujo, fue determinado por Johnson, 1984, mediante ensayos novedosos de resistencia y mediciones en la forma de los canales. La movilización fue considerada factible cuando el contenido de humedad de saturación del suelo in situ, era suficiente para que el suelo fluyera hacia abajo del canal disponible, y menos factible cuando el suelo tuviese que adquirir agua adicional para fluir. Rodine & Johnson encontraron que aquellos suelos involucrados en flujos, tenían un MI > 0.85.

Una aproximación del MI puede ser obtenida utilizando el valor del límite líquido para representar el contenido de humedad requerido para producir el flujo de un suelo. Este índice de movilidad aproximado (AMI) es la relación entre el contenido de humedad de saturación del suelo in situ, imperturbado, respecto a su límite líquido. Cuantitativamente, el límite líquido aparenta ser adecuado para este uso debido a que es el contenido de humedad al cual el comportamiento del suelo es marginalmente fluido bajo condiciones superficiales. En la Figura 12 se presenta un gráfico elaborado por Ellen & Fleming, (1987), el cual relaciona el contenido de humedad de saturación del suelo in situ, con el límite líquido. Este gráfico puede ser utilizado como estimación preliminar de sectorización de suelos que potencialmente pueden ser afectados por flujos de detritos.

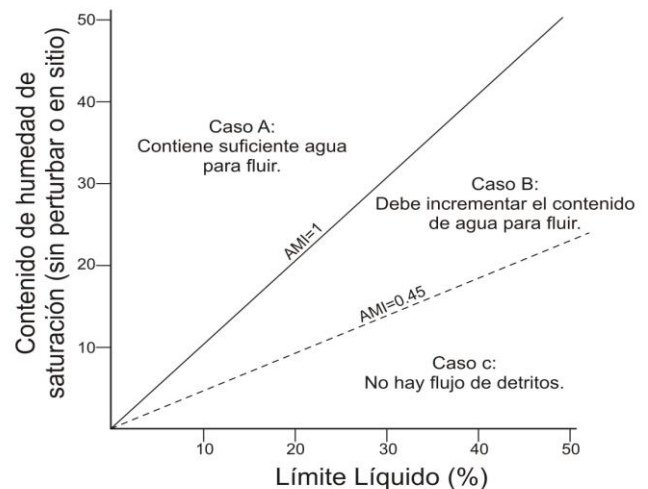


Figura 12. Relación entre el contenido de humedad para saturación del suelo sin perturbar in situ, y el límite líquido de suelos que se movilizaron como flujo de detritos durante la tormenta de 1982 en la región de la Bahía de San Francisco, California. (Ellen & Fleming, 1987).

Con el fin de contribuir al entendimiento del proceso de inicio de flujo en suelos, Ellen & Fleming, 1987, incorporan el concepto de mecánica de suelos conocido como estado crítico, introducido por Shofield & Wroth (1968). La mecánica de suelos del estado crítico postula que si se deforma un suelo saturado hasta que fluye como un fluido friccionante, alcanzará un estado bien definido que se caracteriza por un contenido de humedad y su correspondiente resistencia, ambos relacionados con el esfuerzo efectivo confinante. La idea central del modelo de estado crítico es que todos los suelos fallarán en una superficie de falla única en el espacio definido por  $q$ ,  $p'$  y  $e$ , donde  $q$  y  $p'$  son las relaciones de esfuerzos principales (Según la escuela de MIT:  $q = \sigma_1 - \sigma_3 / 2$ ,  $p' = \sigma'_1 + \sigma'_3 / 2$ ; según la escuela de Cambridge:  $q = \sigma_1 - \sigma_3$ ,  $p' = \sigma'_1 + 2\sigma'_3 / 3$ ), y “ $e$ ” es la relación de vacíos. A diferencia del conocido criterio de Mohr-Coulomb, el modelo de estado crítico incorpora cambios de volumen. En el modelo de estado crítico las muestras de un mismo suelo fallarán en un estado de esfuerzos que cae en la línea de estado crítico, independientemente de cualquier diferencia en los estados de esfuerzos iniciales, de la historia y trayectoria de esfuerzos. Durante la falla de una ladera, se alcanza el estado crítico en la zona basal de corte por cambios en la relación de vacíos y en los esfuerzos efectivos. Si el estado inicial del suelo cae bajo la línea de estado crítico, la relación de vacíos se incrementa típicamente hasta alcanzar dicha línea (comportamiento dilatante); si el estado inicial está por encima de la línea de estado crítico, la relación de vacíos tiende a disminuir (comportamiento contractivo). De acuerdo a Poulos et al (1985), el flujo ocurre si la resistencia en el “estado estacionario” o “estado permanente” (steady state), es menor o igual a el esfuerzo cortante. Entre otras referencias que tratan el modelo de estado crítico (critical state) y del estado permanente de deformación (steady state of deformation), se pueden citar Poulos (1981), Ortigao (1995) y Schofield (1998).

A diferencia de Schofield & Wroth (1968), Castro (1969) estableció que las condiciones de estado permanente, también pueden ser representadas mediante una línea definida por la relación de vacíos y el menor esfuerzo efectivo ( $\sigma'_3$ ); dicha línea es recta en un gráfico semilogarítmico como lo muestran las Figuras 13 y 14. De esta forma se puede explicar la transición del suelo desde su relación de vacíos inicial al equilibrio crítico justamente antes de la falla, hasta una relación de vacíos en su estado crítico.

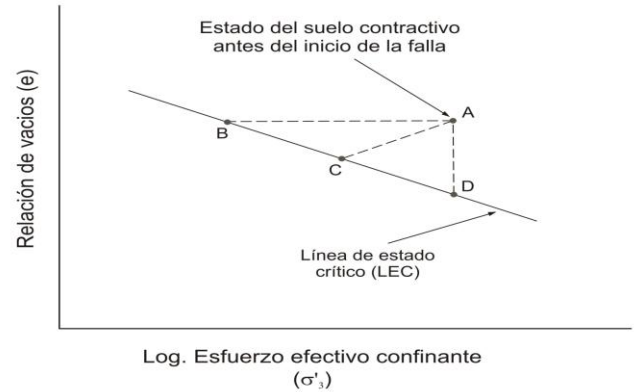


Figura 13. Diagrama de equilibrio crítico ilustrando cambios de estado durante la deformación en suelos contractivos. (Ellen & Fleming, 1987).

Los suelos sueltos o contractivos (Figura 13), los cuales están por encima de la línea de estado crítico (LEC), tienen una conformación tal que tienden a colapsar cuando son sometidos a corte, generando potencial de licuación debido a que las presiones de poros aumentan significativamente. Para los suelos sueltos en su estado inicial, representados por el punto A en la Figura 13, las deformaciones de corte durante la falla trasladan el estado del suelo hacia la línea de estado crítico. Si la deformación es no-drenada, el aumento en presiones de poros se manifiesta en una trayectoria horizontal hacia el punto B, alcanzando así la condición de estado de flujo crítico. Esta trayectoria es el resultado de suelos muy contractivos que no tienen permeabilidades altas. Cualquier contracción permitida por drenaje durante el corte, disminuye la relación de vacíos ( $e$ ), cambiando la trayectoria al punto C. En el caso poco probable de condiciones drenadas, en el cual no existe un aumento de las presiones de poros, se produce una trayectoria vertical hacia el punto D de la línea de estado crítico (LEC).

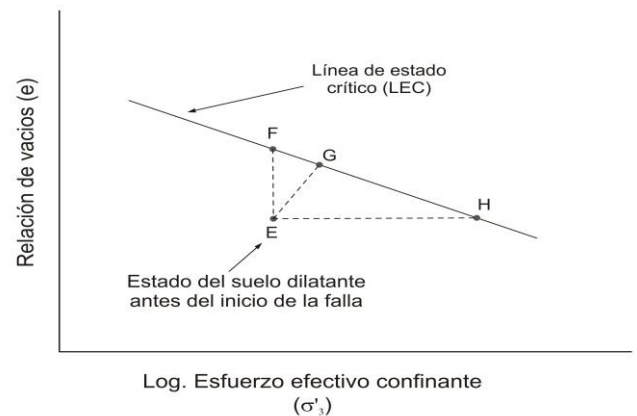


Figura 14. Diagrama de equilibrio crítico, ilustrando cambios de estado durante la deformación en suelos dilatantes. (Ellen & Fleming, 1987).



Los suelos densos (dilatantes), tienden a expandirse durante las deformaciones de corte. Estos suelos tienen que drenar agua hacia la zona dilatada para que continúe la deformación y la dilatación, y la movilización que puede resultar requiere tiempo, particularmente en suelos de baja permeabilidad. En la Figura 14, las deformaciones de corte cambian el estado del suelo hacia arriba incrementándose la relación de vacíos, desde un estado de equilibrio crítico pre-falla (Punto E) que está bajo la línea de estado crítico. Si las condiciones son drenadas sin cambio en los esfuerzos efectivos, permitirán una trayectoria vertical hasta el punto F. Condiciones parcialmente drenadas y no-drenadas resultarían en trayectorias hacia la derecha en la Figura 14 (Puntos G y H). Sin embargo, las trayectorias que se orientan hacia la derecha del gráfico, son muy poco probables en deslizamientos inducidos por lluvias debido a que los movimientos y deformaciones resultantes en la zona de corte basal, tienen bajo esfuerzo de confinamiento.

Ellen & Fleming (1987) combinan el concepto del estado crítico con el índice de movilidad  $MI$ , y reportan que la movilización puede ser representada en diagramas que relacionan tres factores: el estado inicial, la línea de estado crítico y la relación de vacíos requerida para que ocurra el flujo ( $e_f$ ). Este último valor corresponde a la resistencia  $kf$  definida en la ecuación (2), cuando  $T$  es igual al espesor de la masa deslizada. Dichos autores concluyen que la movilización por dilatación es mucho más lenta que por licuación y que los flujos de detritos que testigos observaron con movimientos lentos durante la tormenta de la Bahía de San Francisco, California, en Enero de 1987, probablemente ocurrieron en suelos dilatantes, mientras que los flujos de detritos instantáneos probablemente resultaron por licuación de suelos contractivos. Las escarpas o rasgaduras totalmente vacías probablemente resultaron de comportamiento de suelos contractivos, aunque la movilización completa puede ser posible también en suelos dilatantes bajo condiciones favorables de esfuerzos efectivos. Las movilizaciones parciales aparentan ser típicas de suelos con comportamiento dilatante. Aquellos deslizamientos que no se movilaron, probablemente ocurrieron en suelos dilatantes donde no ocurrió el movimiento hacia la línea de estado crítico.

La discusión anterior conduce a concluir lo siguiente: La relación de contenido de agua en condición saturada respecto al límite líquido (AMI), permite distinguir en forma aproximada, suelos capaces de movilizarse rápidamente por licuación, de suelos que deben dilatarse para que puedan fluir. Este índice también provee un límite empírico para suelos

susceptibles a deslizamientos superficiales/flujo de detritos, el cual sería el límite de los casos B y C en la Figura 12. La simplicidad de este índice estimula a realizar ensayos adicionales que puedan definir dicho límite en forma más precisa. En sitios donde la falla sea potencialmente factible, el AMI puede proveer un medio simple y económico para estimar la factibilidad de flujos de detritos y predecir la naturaleza de su inicio. Esta conclusión se considera de importancia para la evaluación de amenazas correspondientes a los tipos de procesos geodinámicos en consideración.

En esta misma línea de razonamientos, utilizando el concepto de estado crítico, y estudiando los deslizamientos inducidos por lluvias en la Bahía de San Francisco, California, Lee et al (1988) propusieron un método para predecir la transformación de deslizamientos superficiales a flujos de detritos, e identificar los suelos susceptibles a flujos de detritos de alta velocidad. Observaron que durante periodos de intensa lluvia, algunas laderas falladas se movieron lentamente y por distancias relativamente cortas, mientras que otras se transformaron en flujos de detritos que alcanzaron altas velocidades y distancias de viaje significativas. A medida que los esfuerzos efectivos y la relación de vacíos cambian durante una intensa lluvia, el suelo sigue una trayectoria en el espacio  $e - \sigma'_3$  (Figura 15).

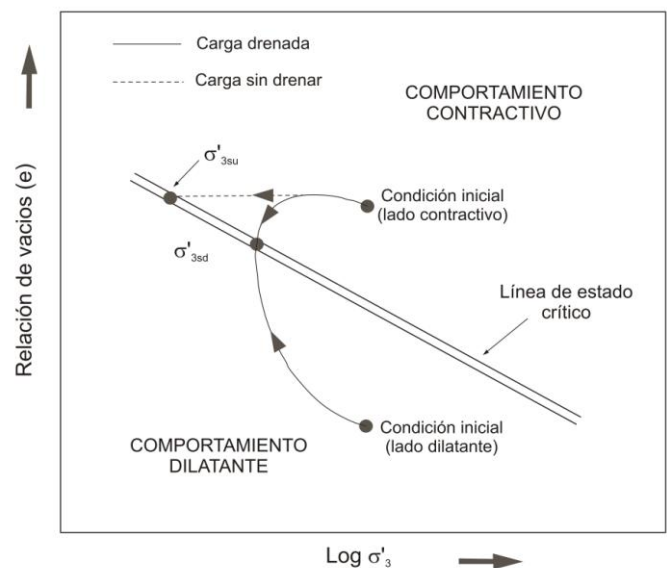


Figura 15. Diagrama ilustrando trayectorias posibles para alcanzar la línea de estado crítico, desde los lados contractivos y dilatantes. (Lee et al, 1988).

Dado que una lluvia intensa generará típicamente un incremento en las presiones de poros, la trayectoria inicialmente se moverá hacia la izquierda (menor esfuerzo efectivo). En el caso del

comportamiento dilatante, si las condiciones iniciales son drenadas, esta reducción en esfuerzos efectivos causará que la trayectoria se mueva hacia arriba y el suelo incrementa su relación de vacíos en la medida que disminuye el esfuerzo de confinamiento. En el momento de la falla, si las condiciones son drenadas, las trayectorias de ambos lados de la línea de estado crítico convergerían hacia el mismo punto en la línea de estado crítico que corresponde a  $\sigma'_{3sd}$  en la Figura 15.

Para proponer su método de predicción, Lee et al (1988) realizaron un programa de ensayos de compresión triaxial no drenados, con medición de presiones de poro en muestras imperturbadas, asumiendo que la condición de estado crítico se alcanzaba para un esfuerzo efectivo correspondiente al 20% de deformación. Con base a sus resultados concluyeron que existe una relación entre el comportamiento del deslizamiento y la posición de la relación de vacíos en sitio, y el correspondiente esfuerzo efectivo del depósito de suelo con respecto a la línea de estado crítico. Los mencionados autores comprobaron que los deslizamientos que se movilizaron completamente a flujos de detritos, tenían relaciones de vacío muy por encima de la línea de estado crítico, mientras que los deslizamientos que no se movilizaron o se movilizaron en forma parcial, tenían relaciones de vacíos inicialmente cerca de la línea de estado crítico. Esta metodología podría ser utilizada para predecir la ocurrencia de flujos de detritos de alta velocidad, determinando la relación de vacíos inicial del suelo con respecto a la línea de estado crítico.

Dado que para evaluación de amenazas a nivel regional no se ejecutan normalmente ensayos de compresión triaxial, los autores trataron de correlacionar la línea de estado crítico con propiedades índice. En este sentido, en la Figura 16 se muestra la correlación entre el límite líquido y los parámetros que definen las líneas de estado crítico. Si esta correlación se determina previamente para un área específica, el potencial de movilización de flujos puede ser cartografiado a nivel regional sin mayores gastos, ejecutando solamente en algunos casos, limitados ensayos de compresión triaxial para corroborar las correlaciones.

Adicionalmente a la metodología descrita, conscientes de las dificultades, tiempos requeridos para múltiples ensayos y costos asociados para la determinación de los parámetros del estado crítico en suelos arenosos, Santamarina & Cho (2001) han desarrollado un procedimiento simple que también luce muy promisorio para ser utilizado en la práctica de la ingeniería geotécnica, cuyos detalles pueden ser consultados en dicha referencia.

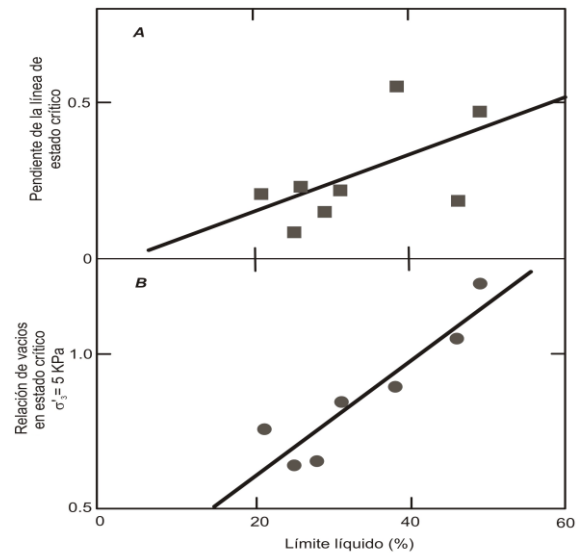


Figura 16. Correlación entre el límite líquido y los parámetros que definen el estado de equilibrio crítico para un esfuerzo efectivo de confinamiento de 5 kPa. (Lee et al, 1988).

### 1.3 Aspectos geológicos

No cabe la menor duda que los aspectos geológicos de una cuenca tienen una importancia preponderante en su susceptibilidad a ser afectada por flujos de detritos. Algunas unidades litológicas se meteorizan muy rápidamente y como consecuencia desarrollan espesores de suelos que pueden constituir aportes de sedimentos en eventos inducidos por lluvias. Por otra parte existen litologías más resistentes a la meteorización que desarrollan muy pocos espesores de suelos. En países tropicales como Venezuela y Colombia por ejemplo, la meteorización es un factor que debe tomarse en cuenta en la evaluación de la amenaza de deslizamientos (Salcedo, 1990). En Venezuela, el autor de este trabajo tiene conocimientos de rocas que requirieron explosivos para su remoción, sin embargo, en un período relativamente corto de tiempo (15 – 30 años), han perdido su resistencia original hasta tal punto que pueden ser posteriormente removidas fácilmente por medios manuales.

En el evento de Diciembre 1999 en el Estado Vargas, se manifestó claramente que las laderas que fueron más afectadas y que aportaron más sedimentos pertenecían geológicamente a los Esquistos de Tacagua; esta unidad litológica ha desarrollado por meteorización, espesores importantes de hasta 5 m de suelos residuales. A niveles superiores donde predominan los Esquistos de San Julián, con poco o ausente desarrollo de suelos residuales, los flujos de detritos en las laderas fueron relativamente menores y el material movilizado se concentró prácticamente a la cubierta

vegetal sobre la roca in situ (Véase Figura 17). La diferencia en coloración de los materiales depositados por los flujos torrenciales en los abanicos aluviales, permitió inferir cual unidad geológica dio origen a dichos sedimentos.



Figura 17. Foto que muestra en primer plano, los flujos de detritos en laderas de la Unidad de Esquistos de Tacagua y al fondo, a mayores elevaciones, los flujos de detritos en laderas de la Unidad de Esquistos de San Julián.

Con motivo de las intensas lluvias de Noviembre 2008 en el Municipio Baruta del área metropolitana de Caracas, se han podido observar ejemplos de laderas adyacentes. una afectada considerablemente por flujos superficiales y otra sin daño alguno, donde el componente litológico resultó ser el responsable de ese comportamiento diferencial. En las Figuras 18 y 19 pueden observarse las dos laderas adyacentes. La ladera no afectada, está constituida por calizas metamórficas con poco o ningún desarrollo de suelos residuales.

Otros aspectos geológicos que influyen en el aporte de sedimentos incluyen la presencia de rocas muy fracturadas que facilitan la infiltración de aguas pluviales, la existencia previa de deslizamientos superficiales activos, y el origen y ubicación de los suelos presentes en una cuenca. La mayoría de los suelos de origen coluvial se encuentran por su naturaleza muy cerca del equilibrio límite y por lo tanto muy susceptibles a procesos de inestabilidad. Los suelos de origen residual y depósitos en terrazas aluviales son comparativamente menos susceptibles a procesos de inestabilidad que los suelos coluviales. Los suelos de relleno con poca o ninguna compactación son, al igual que los suelos coluviales, altamente susceptibles a procesos de inestabilidad. Suárez (2001) reporta que los suelos residuales provenientes de rocas metamórficas como esquistos, son algunos de los materiales más susceptibles a ser afectados por flujos superficiales, debido a su alta capacidad de infiltración, mientras que los suelos arcillosos poco permeables, son menos susceptibles.

El factor geológico ha sido tomado en cuenta por otros autores tales como Hollingsworth y Kovacs (1981), para desarrollar un método que estima el potencial de ocurrencia de deslizamientos superficiales/flujos superficiales en laderas. Esta metodología, además del factor geológico (tipo de suelo y de basamento rocoso), toma en cuenta otros factores como la pendiente de la ladera y un factor de concentración de drenaje que está relacionado con la topografía del terreno. La sumatoria de las puntuaciones asignadas a cada factor, permite definir el potencial de ocurrencia de dichos procesos geodinámicos.



Figuras 18 y 19. Laderas contiguas, una afectada por flujos superficiales inducidos por lluvias y otra sin afectación alguna, donde el componente litológico puede explicar el comportamiento diferencial.

#### 1.4 Granulometría y otras propiedades índice de los suelos

En lo que respecta a los suelos afectados por flujos de detritos en las laderas del Estado Vargas, Salcedo (2000, 2006) publicó resultados de ensayos en 15 muestras obtenidas de típicos flujos superficiales en laderas naturales de diferentes cuencas. Las propiedades básicas de estos suelos se resumen en la Tabla 1. Con el objeto de obtener parámetros de referencia, se determinaron propiedades tales como Límites de Atterberg (Límite Líquido, LL, y Límite Plástico, LP) y límites de contracción (SL). Los resultados mostraron que la mayoría de los suelos pueden ser clasificados de acuerdo al Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS), como arenas limosas y arenas arcillosas tipo SM o SC.

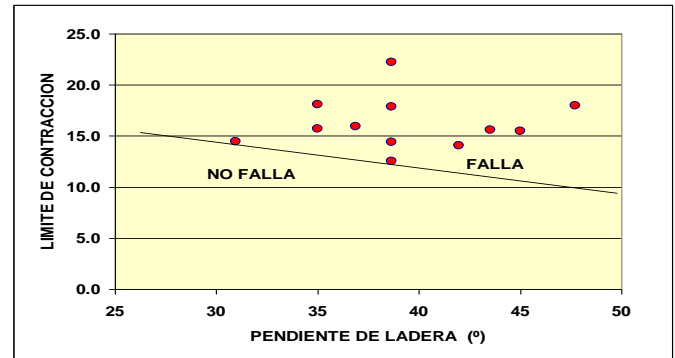
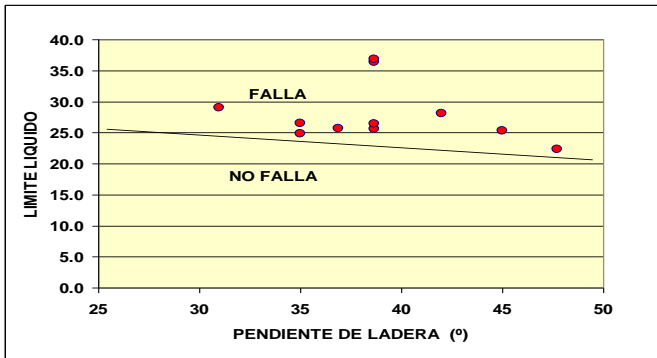
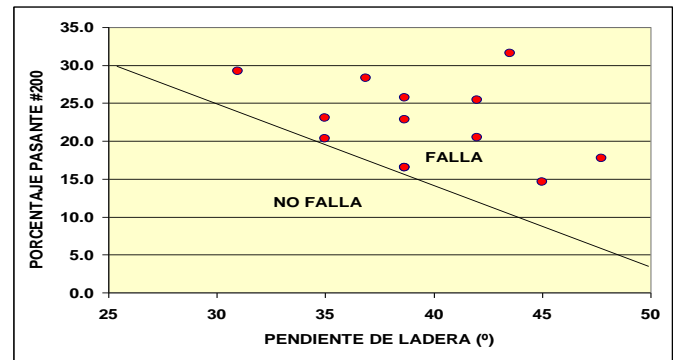
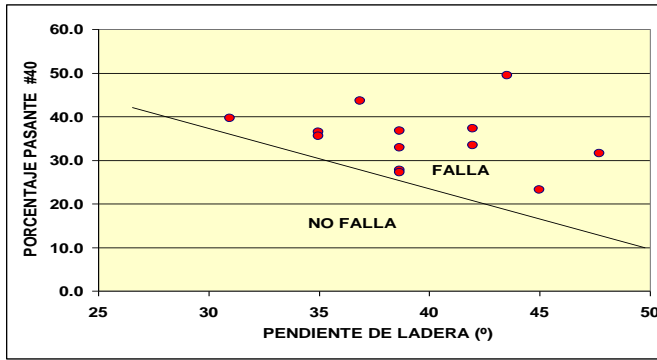
De acuerdo a resultados publicados en la literatura especializada, existe un rango amplio de granulometrías de suelos que son susceptibles a flujos de detritos en laderas. Según Ellen & Fleming (1987), el contenido de partículas del tamaño de arcillas es de interés particular. El límite inferior del contenido de arcilla es importante porque el flujo requiere al menos una proporción pequeña de arcilla, tal como lo han reportado autores como Rodine (1974) y Pierson (1981). Un porcentaje de arcilla muy alto inhibe la movilización de suelos que requieren absorber agua para fluir. La arcilla incrementa la cantidad de agua necesaria para alcanzar un estado tal que permita el flujo, y provee la resistencia cohesiva que impide el remoldeo y la dilatación por reducción de la permeabilidad. Los resultados de Ellen & Fleming (1987), sugieren que contenidos de arcilla superiores al 35% fueron

suficientes para impedir la movilización de los flujos durante períodos de alta precipitación en la región de la Bahía de San Francisco, California, Estado Unidos. Este valor superior de arcillas que permite el flujo, se reduce cuando se consideran solamente flujos muy rápidos; en estos casos el límite superior de contenido de arcillas, se reduce a 25%. Dichos autores concluyen que el contenido de arcilla en un suelo puede servir como una cruda estimación para predecir la susceptibilidad de los suelos a fallar como flujo de detritos, sin embargo, el amplio rango de texturas de suelos susceptibles, hacen que este factor sea de uso limitado. Es interesante destacar que los resultados de ensayos granulométricos realizados en las laderas de las cuencas del Estado Vargas, resumidos en Tabla No. 1, revelan que los porcentajes de limo y arcilla (< tamiz # 200), resultaron siempre menores del 30% y más frecuentemente entre 15% y 25%. Dado que el porcentaje real de arcilla corresponde a las partículas menores de 2 micrones, los porcentajes verdaderos de arcilla deben resultar menores que los indicados.

Siguiendo la metodología de Hollingsworth y Kovacs (1981), los resultados de ensayos de laboratorio indicados en la Tabla No. 1, fueron representados gráficamente en las Figuras 20a a 20d, relacionándolos con la pendiente de la ladera natural antes de la ocurrencia del flujo superficial (Salcedo, 2000). En tal sentido se correlacionaron con la pendiente de la ladera, los porcentajes pasante el tamiz No. 40 y el tamiz No. 200, y los valores de límite líquido y de contracción.

Tabla 1. Resultado de ensayos de laboratorio en suelos afectados por flujos superficiales. (Salcedo, 2000).

NUMERO DE MUESTRA Y CUENCA	PENDIENTE DE LA LADERA (°)	w (%)	LL	IP	SL	Gs	% PASANTE No. 40	% PASANTE No. 200	USCS
1. Naiguatá	39	11.8	36.3	8.8	22.2	2.86	32.79	22.81	SM
2. Naiguatá	35	9.5	24.8	5.5	15.7	2.87	28.69	23.06	SC
3. Naiguatá	48	6.4	22.3	0.1	18.0	2.80	23.77	17.71	SM
4. Naiguatá	42	6.6	-	NP	-	2.78	25.19	20.50	SM
5. Naiguatá	31	5.7	25.6	5.7	15.0	2.71	12.11	8.47	SC
6. Uria	39	7.1	25.5	6.1	14.4	2.71	20.19	16.51	SC
7. Uria	35	9.6	26.5	4.1	18.1	2.71	25.92	20.29	SM
8. Cerro Grande	39	9.3	26.5	3.7	17.8	2.64	20.33	16.48	SM
9. Cerro Grande	37	11.3	25.7	8.2	15.9	2.75	34.83	28.32	SC
10. Cerro Grande y Quebrada Seca	31	10.0	29.0	10.0	13.1	2.74	33.81	29.21	SC
11. Qda. Seca	32	7.9	-	NP	-	2.72	13.75	9.76	SW
12. Qda. Seca	44	8.1	32.9	8.1	10.8	2.63	40.42	31.54	SM
13. Camurí Chico	42	9.4	28.1	9.4	14.1	2.80	30.41	25.42	SC
14. Camurí Chico	39	6.6	36.8	14.6	12.5	2.70	30.44	25.74	SC
15. Camurí Chico	45	6.5	25.3	2.8	15.5	2.74	17.65	14.62	SM



Figuras 20a a 20d. Relación entre algunas propiedades geotécnicas y la pendiente de laderas afectadas por flujos de detritos superficiales, durante el evento de Diciembre 1999. (Salcedo, 2000).

Basados en estos gráficos, se pudo concluir que para la ocurrencia de deslizamientos en forma de flujos superficiales, los porcentajes pasante No. 40 y No. 200 del suelo, deben ser mayores en laderas con menores pendientes. Los gráficos que relacionan el límite líquido y el de contracción revelan que estos límites en el momento de la falla, aumentan a medida que la pendiente de la ladera disminuye. Esta sencilla metodología puede ser utilizada como factor adicional para la evaluación de la amenaza de flujos de detritos en laderas.

### 1.5 Orientación de discontinuidades

La orientación de las discontinuidades en la masa rocosa subyacente a la profundidad afectada por los flujos de detritos en laderas, tiene una cierta influencia en dichos procesos. En muchos flujos de detritos en laderas, el espesor de material que fluye está controlado por el contacto entre el suelo residual y/o coluvial y la masa rocosa en sitio. Una discontinuidad coincidente con dicho contacto, favorecería la ocurrencia del flujo.

En los casos en que la discontinuidad más desarrollada en la masa rocosa, tenga un rumbo subparalelo a la ladera y un buzamiento menor que la pendiente, la superficie de falla tiende a ser escalonada controlada en el nivel inferior por la orientación de dicha discontinuidad.

En el caso particular del evento de Diciembre 1999, se observó esta característica en los sitios donde la foliación representaba la discontinuidad más desarrollada en la masa rocosa.

### 1.6 Orientación de la ladera

Pocos estudios han revelado una correlación entre la susceptibilidad a flujos de detritos y la orientación de las laderas como único factor. A juicio del autor de este trabajo, existen factores tales como la ocurrencia de intensas lluvias con vientos preferentes en una dirección y sentido, lo cual pudiera explicar la razón del porqué, laderas relativamente cercanas tuvieron comportamientos totalmente distintos ante una intensa lluvia. Pomeroy (1980, 1984 b), citado por Clark (1987) reportó en una zona de Pennsylvania un predominio de movimientos en laderas cuya orientación estaba protegida de la luz solar directa, y por lo tanto, es de esperar que retengan mayores niveles de contenido de humedad luego de periodos de lluvias normales antes de un evento de alta precipitación.

### 1.7 Características geométricas de la ladera (Morfometría)

La pendiente del talud es sin duda un factor a tomar en cuenta en la evaluación de la amenaza de los procesos geodinámicos en consideración. Con

base en las observaciones asociadas a los eventos de Diciembre 1999 en el Estado Vargas y a las intensas lluvias de Noviembre 2008 en el Municipio Baruta de Caracas, se puede concluir que la mayoría de las laderas afectadas por flujos de detritos tenían pendientes comprendidas entre 30° y 50°.

En lo referente a las características geométricas de los flujos de detritos superficiales en laderas, Salcedo (2000, 2006) presentó los resultados de mediciones de campo del ancho de 133 procesos de este tipo, ubicados en las áreas más afectadas durante las intensas lluvias de 1999 en el Estado Vargas. Estos flujos superficiales ocurrieron en laderas de las cuencas de Camurí Chiquito, Quebrada Seca y Naiguatá. La selección de los deslizamientos en forma de flujo fue realizada con extremo cuidado de forma de evitar medir aquellos que aparentaban ser el resultado de flujos superficiales contiguos. La distribución de frecuencia de anchos de flujos superficiales se muestra en la Figura 21. Puede observarse que los anchos más frecuentes medidos están entre 10 y 20 m, y que 68% de los anchos medidos están entre 10 y 25 m. Estos valores son similares a los observados por Wolle y Hachich (1989) y los reportados por Ellen and Fleming (1987) con base en el estudio de la movilización de flujos superficiales en la región de la Bahía de San Francisco en California. Estos últimos autores reportan que los deslizamientos superficiales/flujos de detritos superficiales, ocurrieron en laderas entre 25° a 40° y que las cicatrices presentaron anchos entre 5 y 15 m y profundidades menores de 2 m. Estas cifras concuerdan en forma general con las observaciones realizadas en las cuencas del Estado Vargas y en las laderas afectadas en el área metropolitana de Caracas.

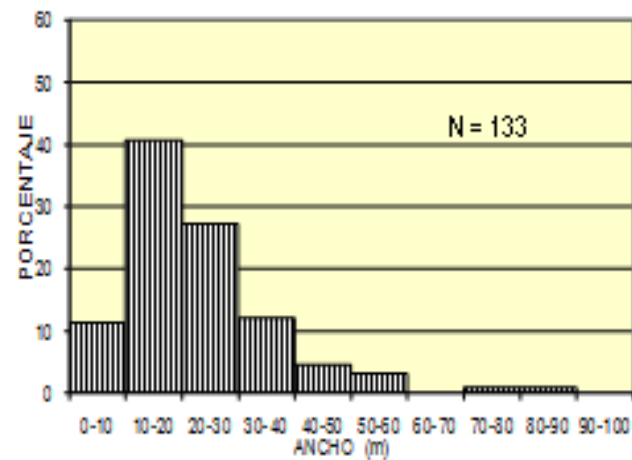


Figura 21. Distribución de frecuencia. Ancho de deslizamientos en forma de flujos traslacionales individuales. Cuencas de Camurí Chiquito, Quebrada Seca y Naiguatá. (Salcedo, 2000).

Un aspecto adicional a considerar en la evaluación de la amenaza, está relacionado con otras características topográficas del área objeto de estudio. En áreas susceptibles a flujos de detritos, una de las tareas más importantes es identificar la trayectoria que seguirán los flujos. Es conocido que los flujos de detritos se propagan hacia abajo en cursos de drenajes existentes. La amenaza es menor en laderas planas y divergentes, y aumenta en áreas topográficamente convergentes y en canales de abanicos aluviales.

La importancia de depresiones topográficas caracterizadas por laderas con porciones cóncavas hacia afuera, no ocupadas por canales, ha sido estudiada por Reneau & Dietrich (1987). Estos autores denominan “hollows” estas formas topográficas, las cuales permiten que los detritos coluviales se acumulen y originan concentraciones de escorrentía subsuperficial durante períodos de intensas lluvias. En tal sentido estas depresiones o concavidades topográficas (hollows) son más susceptibles a deslizamientos que otras partes de una ladera y por lo tanto deben ser cartografiadas cuando se trata de evaluar la amenaza de flujos de detritos.

Desde el punto de vista de las formas topográficas, Hack & Goodeltt (1960) y Hack (1965) propusieron dividir las laderas en concavidades topográficas (hollows), narices (noses) y lado de laderas (side slopes). Una concavidad es “cualquier área de una ladera en la cual las curvas de nivel son cóncavas hacia afuera de la fila, y generalmente ocurren en el eje del valle en las cabeceras de las quebradas como una extensión del canal.” Una nariz es “el área en la cual la ladera es convexa hacia afuera, es decir, hacia el valle.” Los “lados de ladera” corresponden a áreas con curvas de nivel rectas localizadas entre las narices y las depresiones o canales. La importancia de las concavidades en los estudios de flujos de detritos ha sido publicada por Reneau & Dietrich (1987). La Figura 22 muestra ejemplos de concavidades y narices topográficas.

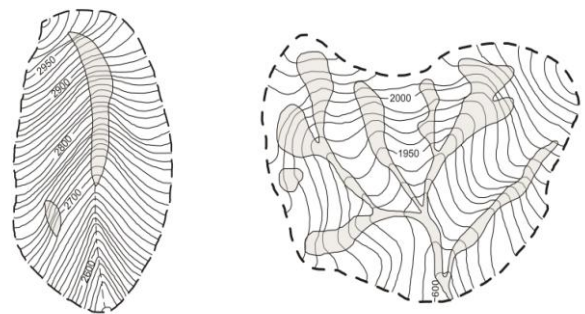


Figura 22. Ejemplos de zonas que pueden ser divididas en concavidades y narices topográficas. (Reneau & Dietrich, 1987).

En su metodología de predicción de deslizamientos superficiales/flujo superficiales de detritos en laderas, mencionada previamente, Hollingsworth & Kovacs (1981) también incorporan dos factores que tienen relación con las características topográficas del área de estudio. Además de la pendiente del terreno, definen un factor de concentración en función de las condiciones de drenaje las cuales a su vez dependen de las formas topográficas. En tal sentido diferencian, en orden de menor a mayor susceptibilidad, laderas planares (0), laderas con depresiones u hondonadas suaves (1), laderas con depresiones u hondonadas (2), laderas con drenaje de primer orden (3) y laderas con drenajes de segundo orden o mayores (4). La Figura 23 muestra un ejemplo de un mapa topográfico, señalando el factor de concentración (1 al 4) según el tipo de drenaje en la ladera.

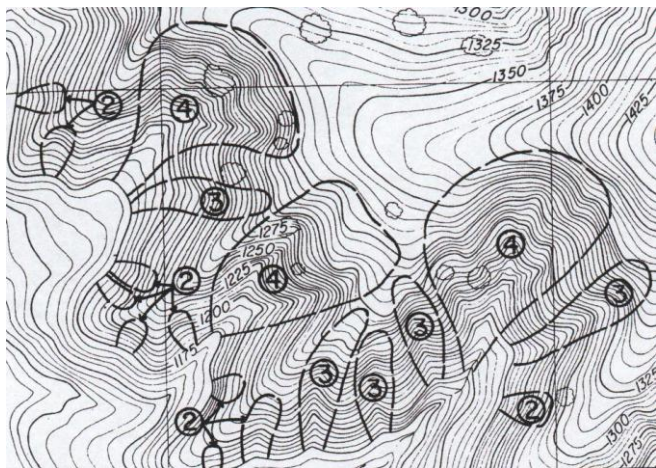


Figura 23. Influencia de formas topográficas en la susceptibilidad de laderas a ser afectadas por flujos de detritos. Las diferentes zonas de la ladera han sido identificadas con los números 2 al 4 los cuales corresponden al “factor de concentración”, de menor a mayor susceptibilidad, según el método de (Hollingsworth & Kovacs, 1981).

Existen en la literatura especializada, casos muy bien documentados en muchas áreas en las cuales las “concavidades topográficas” representaron la fuente más importante para los flujos de detritos. En el caso particular de eventos que han afectado el área de la Bahía de San Francisco en California, diferentes investigadores han concluido que cerca de las dos terceras partes de las fallas, se iniciaron en concavidades topográficas. Las concavidades topográficas no solo son importantes como fuentes de flujos de detritos, sino que además se convierten en conductos o encauzamientos del material de flujo, independientemente de donde se generó la falla.

En otras áreas donde las concavidades topográficas aparentan ocupar una porción muy pequeña del paisaje debido probablemente a diferencias en el ambiente geológico y climático, estas formas topográficas son fuentes menos importantes de flujos de detritos. Cabe destacar que Wieczorek et al (1997) evaluaron la influencia de las formas topográficas con motivo de la tormenta del 27 de Junio de 1995, en Madison County, Virginia, la cual activó más de 1000 flujos de detritos en ladera. Contrario a los que sostienen que las concavidades topográficas son las más susceptibles a los flujos de detritos, concluyen que las laderas planares son más susceptibles a este tipo de fallas. En conclusión, la identificación de zonas de concavidades topográficas debe ser un factor importante a considerar en la evaluación de la amenaza de los flujos de detritos, sin embargo, se considera invaluable el comportamiento previo de una determinada área con un marco geológico específico, para definir las áreas más susceptibles a ser afectadas por flujos de detritos superficiales. En zonas muy boscosas, la identificación de formas topográficas mediante fotos aéreas y mapas se torna difícil, por lo cual se requieren inspecciones muy detalladas de campo.

En nuestras observaciones de campo tanto en el Estado Vargas después del evento de Diciembre 1999, como en el área metropolitana de Caracas luego de las intensas lluvias de Noviembre 2008, hemos notado además que los cambios de menor a mayor pendiente en las laderas favorecen la generación de los flujos de detritos. Este hecho podría explicarse por el aumento repentino de la velocidad del agua al desembocar en una zona de mayor pendiente. Las Figuras 24 y 25 muestran ejemplos de estas observaciones, luego de las referidas lluvias de Noviembre 2008 en Caracas.

Existen muchas publicaciones de casos históricos que corroboran el inicio de los flujos de detritos/avalanchas en las cabeceras de los drenajes de primer orden, aunque otros sitios también han experimentado fallas; entre estos últimos se pueden citar taludes en suelos coluviales muy abruptos, escarpas de deslizamientos, y en menor extensión laderas uniformes y planas. En todos los casos, la concentración de escorrentía de agua superficial y/o niveles de agua emperchada constituyeron los factores primarios para el inicio del proceso (Dietrich et al, 1986, Wieczoreck & Sarmiento, 1983).

Otro aporte relacionado en cierta forma con la morfometría de las cuencas y que vale la pena citar para la evaluación de la amenaza de deslizamientos, ha sido publicado por Colotta (2003) y Colotta & Saggio (2004).



Figuras 24 y 25. Flujos superficiales en ladera cuyo límite superior coincide con el cambio de pendiente.

Estos autores presentan una metodología práctica para establecer prioridades en cuanto a las áreas de colinas y montañosas que requieren monitoreo y obras de estabilización. La metodología sugerida utiliza métodos de inferencia y no requiere de grandes cantidades de ensayos de campo y laboratorio. Solamente se requieren pocos ensayos para establecer la caracterización geotécnica de las litologías predominantes.

La primera actividad realizada por los autores en una zona de Italia, consistió en reconocimientos de campo y el análisis de mapas geomorfológicos, geológicos y fotografías aéreas disponibles. En esta etapa se llegó a las siguientes conclusiones, con respecto a áreas que tenían la misma litología, las mismas condiciones de precipitación (orden de magnitud del promedio mensual de lluvia ( $hw$ ) y la misma sismicidad.

- Las condiciones de inestabilidad prevalecen en el caso de laderas, o parte de laderas, donde las aguas que fluyen no son recolectadas por una corriente de agua principal (cuencas de recepción secundarias o subcuencas), comparadas con laderas con un cauce principal que drena el área (cuencas de recepción primarias). Véase Figura 26. Solamente muy pocas regiones aparentan tener una alta amenaza de deslizamiento en cuencas primarias.
- Las condiciones de inestabilidad, verificadas en dos cuencas secundarias del mismo tamaño, prevalecen en el caso de las cuencas con secciones al pie más pequeñas (Figura 27).

- Los autores estudiaron más de 2000 cuencas, con áreas entre 0.001 y 0.2 km<sup>2</sup>. Cada cuenca fue clasificada en detalle de acuerdo a los siguientes datos:
- Número de identificación.
- Tipo (Primaria o secundaria) y tamaño.
- Formación geológica y litología predominante.
- Clasificación geomorfológica (presencia de fenómenos de inestabilidad, detectados por fotografías aéreas y reconocimientos de campo).
- Inclinación promedio de la ladera.
- Niveles de precipitaciones de lluvias.
- Ancho de la cuenca a nivel de su base o pie.

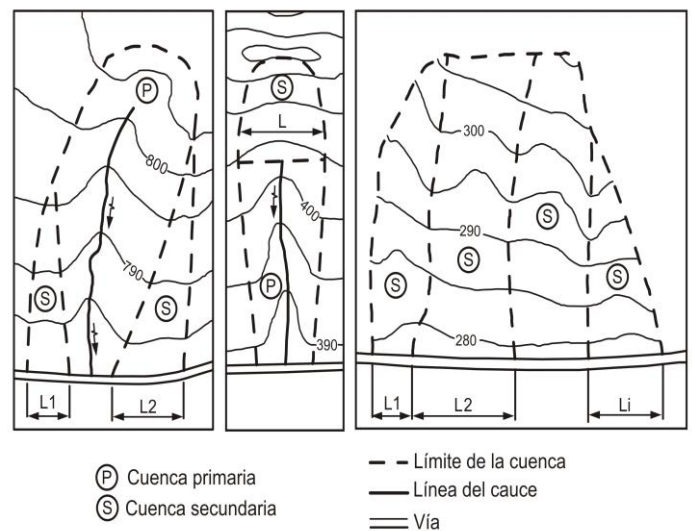
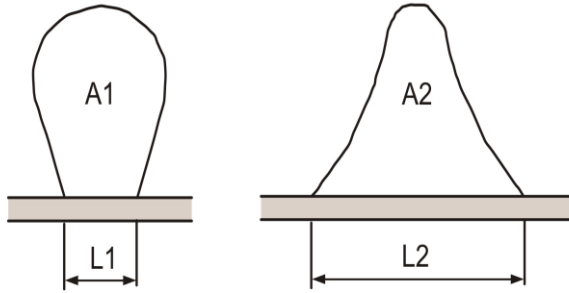


Figura 26. Cuencas primarias y secundarias. (Colotta, 2003).



CUENCA SECUNDARIA ① CUENCA SECUNDARIA ②



- Misma litología
- Mismas condiciones de lluvias
- Mismo grado de sismicidad
- $A_1 = A_2 = A$  (área superficial de la cuenca)

$$Q_1 = Q_2 = Q ; \frac{Q}{L_1} \gg \frac{Q}{L_2}$$

Figuras 27. Hipótesis básicas para el método de curvas de amenaza (Colotta, 2003).

Para el propósito específico de desarrollar su metodología, Colotta (2003), definió un parámetro denominado “flujo unitario” e identificado con el símbolo “ $q$ ” con el fin de tomar en cuenta los factores mencionados y representar las cuencas secundarias de una manera rápida y efectiva:

$$q = \frac{Q}{L} = \frac{hw A}{L} \quad (\text{m}^3/\text{s}/\text{m}) \quad (3)$$

Donde  $Q$  = precipitación promedio en la cuenca,  $hw$  = cantidad de lluvia mensual promedio, y  $A$  es el área de la cuenca. El máximo valor entre todos los valores de “ $q$ ” que pueden ser asociados a una cuenca secundaria, representaría la mejor cuenca para este propósito. La Figura 28 explica el procedimiento para determinar el valor correcto de  $q$  o  $q_{max}$ .

El área de la porción de la cuenca arriba de la sección del pie, tiene que ser tomada en cuenta para calcular  $Q$ . La sección al pie corresponde a aquella sección de la ladera la cual permite el valor máximo de  $q$  a ser determinado.

La Figura 28 muestra además, algunas indicaciones de cómo determinar el valor correcto de  $L$ . La experiencia de los autores de la metodología muestra que es suficiente calcular tres o cuatro valores de  $q$  para cada cuenca, de forma de establecer el valor representativo. El equipo de

investigadores consideró razonable asociar el parámetro  $q$  solamente a  $Q$  y a  $L$ , ya que el principal objetivo del proyecto fue desarrollar un método práctico y rápido para identificar rangos de áreas susceptibles a deslizamientos. En este sentido, otros factores tales como evaporación, flujo y vegetación, los cuales son típicos en el balance hidrológico de cuencas, no fueron tomados en cuenta.

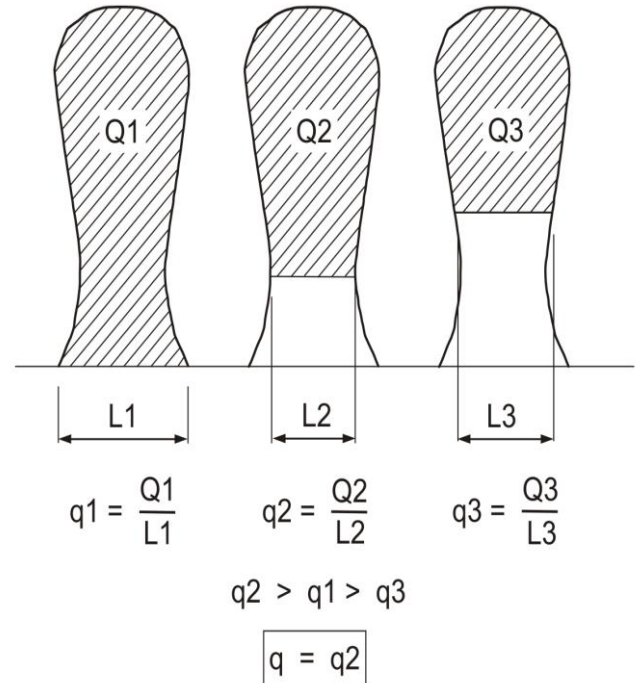


Figura 28. Indicaciones para calcular  $L$ ,  $Q$  y  $q$ . (Colotta, 2003).

Todos los análisis de las cuencas se representan con un punto en un gráfico  $q$  vs.  $i$ . El símbolo  $i$  corresponde a la inclinación promedio de la ladera sobre la sección del pie. Cada unidad geológica tiene su propia curva de amenaza de deslizamiento. Un resultado típico se muestra en la Figura 29, para el caso de una formación geológica donde predominan areniscas, ocasionalmente micro-conglomeráticas, de edad Eoceno medio a superior.

Colotta (2003) clasificó las laderas en cuanto a su potencial estabilidad, definiendo tres bandas de amenaza tal como se muestra en la Figura 30. La banda 1 representa la amenaza más alta en cuanto a susceptibilidad a la falla. Las bandas se localizan sobre la curva de amenaza de deslizamiento. El ancho de cada banda puede variar entre  $2^\circ$  y  $3^\circ$  para altos valores de  $q$ , hasta  $4^\circ$ - $5^\circ$  para valores menores. Las laderas estables pertenecen a la cuarta banda definida como “amenaza baja o nula”, localizada bajo la curva de amenaza de deslizamiento.

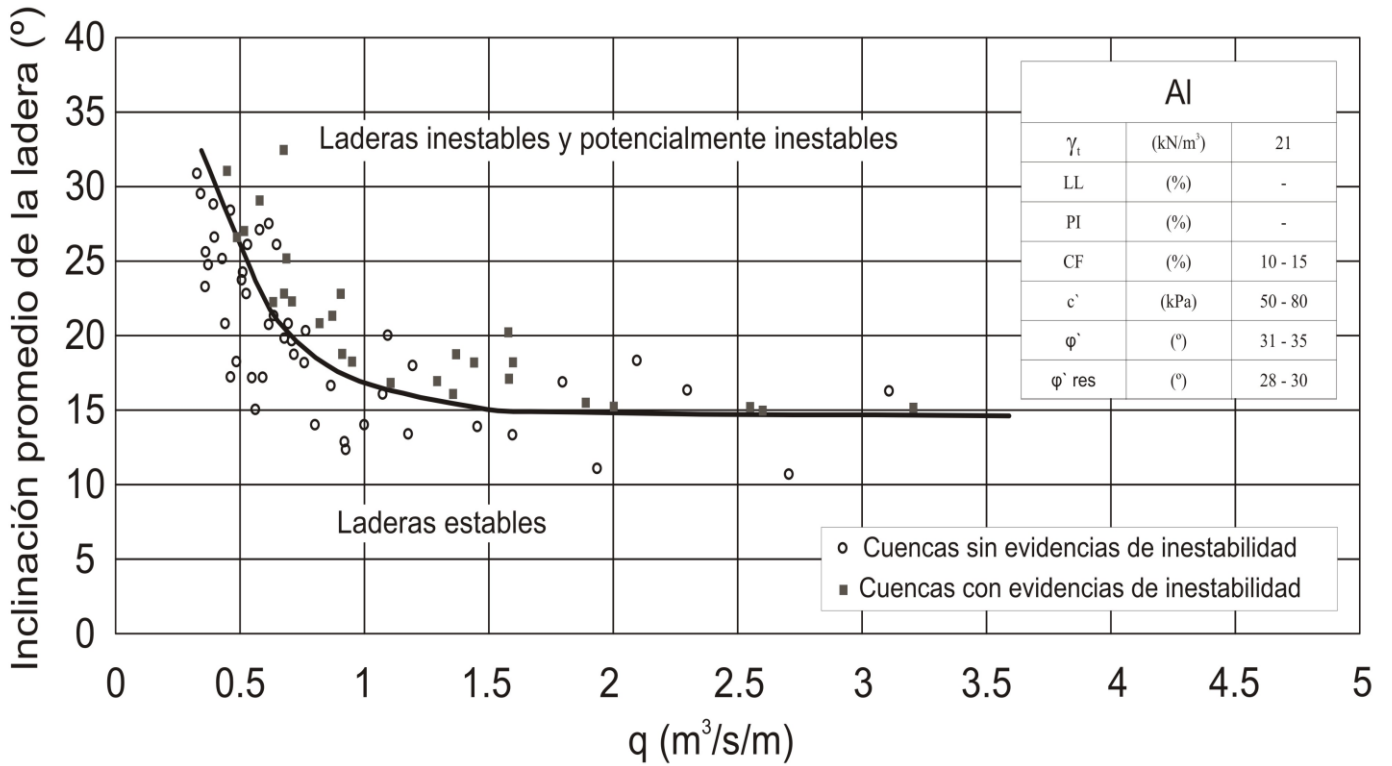


Figura 29. Curva de amenaza para la Formación Loiano (AI). Los valores en el cuadro superior del gráfico se refieren al peso unitario del suelo ( $\gamma_t$ ), el límite líquido (LL), el índice de plasticidad (PI), el contenido de finos (CF), la cohesión efectiva ( $c'$ ), el ángulo de fricción efectivo ( $\phi'$ ), y el ángulo de fricción residual ( $\phi'$  res). (Colotta, 2003)

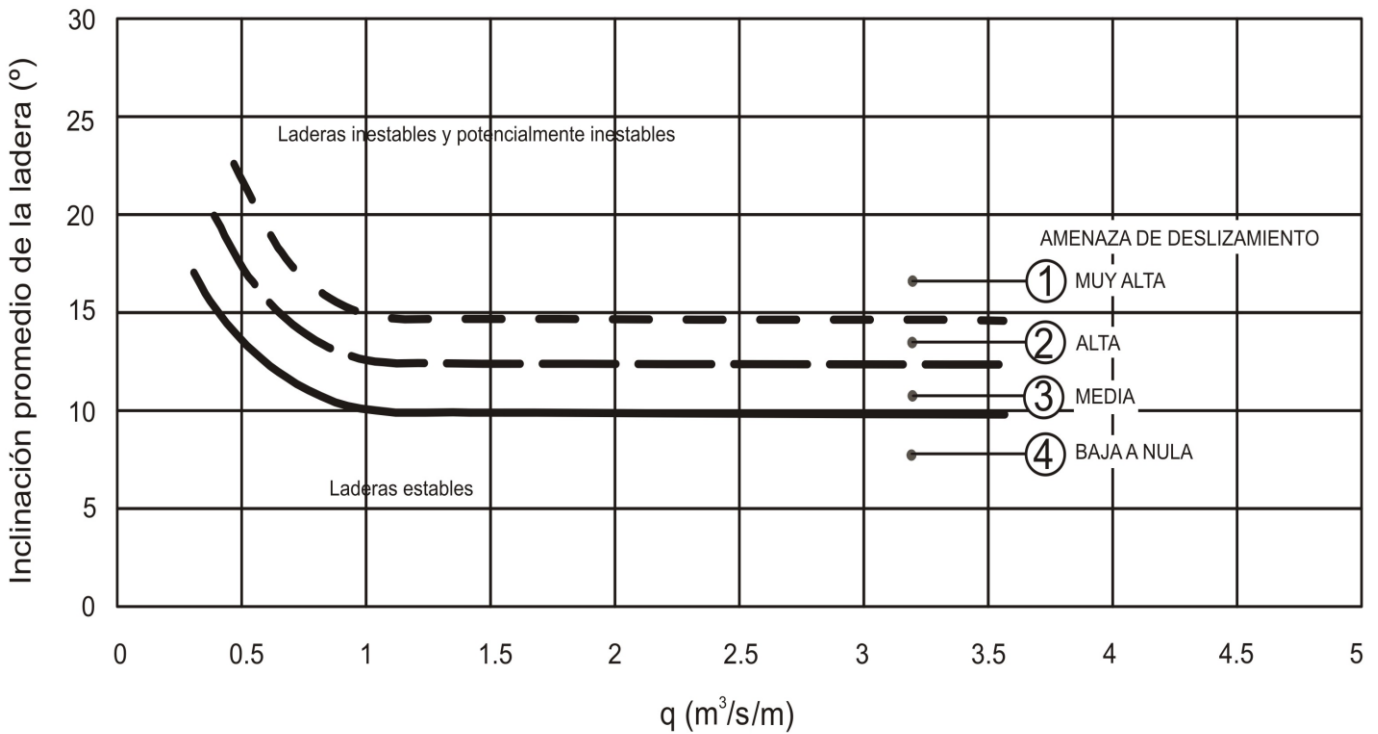


Figura 30. Ejemplo de curva de amenaza relativa de deslizamientos (Muy alta a baja-nula) para una formación donde predominan arcillas y arcilitas, con capas delgadas de arenas y areniscas de edad Paleocena. (Colotta, 2003).

Los resultados obtenidos para diferentes formaciones geológicas, condujeron a Colotta (2003), a las siguientes conclusiones:

- Para la condición donde  $Q/L$  tiende a cero (probablemente relacionada con mesa de agua muy profunda o condiciones secas), el umbral de estabilidad de la inclinación de la ladera, se aproxima al ángulo de fricción pico del suelo involucrado.
- Para valores altos de tasas de flujo ( $Q/L > 1-2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ ), los cuales presumiblemente corresponden a laderas con niveles de agua cercanos a la superficie del terreno, la curva de amenaza de deslizamiento tiende a hacerse asintótica. El valor de la asíntota es aproximadamente la mitad del ángulo de fricción residual del suelo, determinado mediante ensayos de laboratorio o mediante análisis regresivos de deslizamiento activos monitoreados.
- Los resultados de ensayos de laboratorio para evaluar los parámetros de resistencia al corte de cada suelo representativo de una formación geológica, pueden ayudar a trazar la asíntota de la curva de amenaza de deslizamientos durante la fase inicial de un estudio. Cuando no se dispone de este tipo de ensayos, se pueden utilizar preliminarmente correlaciones entre el ángulo de fricción residual y otras propiedades índice, tales como el límite líquido, índice de plasticidad y fracción de arcillas. Los autores disponen de una base de datos con más de 200 resultados de ensayos de

corte en anillo (ring shear) correlacionados con propiedades índice.

- Las curvas de amenaza son de utilidad para estimar la resistencia pico y residual, ya que el intercepto de  $i$  para  $q = 0$  y la asíntota horizontal de dichas curvas, están relacionados con dichas resistencias, respectivamente.
- La metodología presentada ha sido probada en ambientes caracterizados por suelos y rocas muy débiles, y no en formaciones rocosas duras.

### 1.8 Vegetación

Es lógico pensar que aquellas laderas con vegetación densa y arbórea deberían ser menos susceptibles a ser afectadas por flujos de detritos. Sin embargo, todo depende de la definición de un umbral de lluvia al cual la cubierta vegetal resulta insuficiente. De hecho, tanto en el evento de Diciembre 1999 en el Estado Vargas, como durante las intensas lluvias de Noviembre 2008 que afectaron principalmente el Municipio Baruta de Caracas, zonas con alta vegetación arbórea fueron igualmente afectadas incorporando la vegetación y los troncos de árboles al flujo de material. Las Fotos 7, 8 y 10, previamente mencionadas, muestran el efecto de flujos superficiales en laderas con diferente tipo de vegetación, y las Figuras 31 y 32 muestran un caso donde el material involucrado en el flujo, es esencialmente la capa vegetal y un espesor muy pequeño del suelo inferior.



Figuras 31 y 32. Vista general y detallada de una ladera detrás de un edificio en Caracas, Venezuela, mostrando que el material afectado por el flujo es esencialmente la capa vegetal y muy poco espesor de suelo. Se estima que debido a la infiltración de aguas, se originó un flujo con presiones de agua bajo la capa vegetal.

Inclusive zonas con vegetación muy espesa han sido afectadas durante intensas lluvias, tal como puede verse en las Figuras 33 y 34.

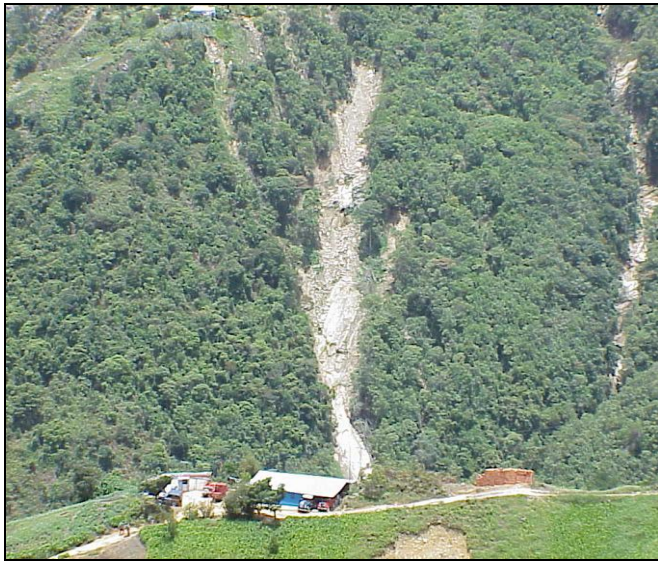


Figura 33. Flujos superficiales en ladera con espesa vegetación, dejando al descubierto la roca en sitio. Foto tomada en Galipán, Estado Vargas, Venezuela, durante el evento de Diciembre 1999.



Figura 34. Flujos superficiales en ladera con espesa vegetación, dejando al descubierto la roca en sitio. Foto tomada en Ilha Grande, Brasil, con motivo de las lluvias entre el 31 de Diciembre de 2009 y el 1° de Enero de 2010.

El comportamiento de la vegetación en estabilidad de taludes ha sido objeto de amplias discusiones en la literatura especializada (Gray, 1970, Brown & Sheu, 1975, Prandini, et al, 1977, Yin et al, 1988). Si bien pareciera haber un criterio generalizado en cuanto a que la cobertura vegetal tiene una importante

influencia en la protección del suelo y que la deforestación trae como consecuencia no solo erosión, sino movimientos en el suelo, existen otras opiniones opuestas como la de Ellison y Coaldrake, citado por Brown & Sheu (1975), quienes reportan mayores velocidades de movimientos por repteo en laderas cubiertas por árboles, que en laderas cubiertas simplemente por grama. Brown y Sheu (1975), también reportan mediante análisis matemáticos basados en observaciones experimentales por otros autores, que la remoción de la sobrecarga causada por la vegetación y la consecuente eliminación de la acción del viento en la cubierta vegetal, incrementa inmediatamente el factor de seguridad de la ladera.

Por otra parte, otros autores que han estudiado el efecto de las raíces en la resistencia de suelos mediante ensayos de laboratorio, han reportado que la resistencia pico y residual se incrementaron 2 y 4 veces respectivamente, por la presencia de raíces. Estas aparentes divergencias han sido explicadas por Brown & Sheu, con las siguientes conclusiones:

a) La remoción de vegetación con árboles de gran tamaño disminuye la velocidad de repteo.

b) La deforestación con la consecuente eliminación de la sobrecarga y acción del viento, aumenta la estabilidad de la ladera.

c) Este incremento en estabilidad es inmediato, pero luego de un cierto tiempo desaparece, como resultado del deterioro del sistema de raíces (el cual es particularmente importante para suelos con baja cohesión). Por lo tanto, se acelera el repteo y aumenta la inestabilidad.

d) El aumento en la elevación de la mesa de agua como resultado de la disminución de la evapotranspiración, también tiende a acelerar el repteo y a disminuir la estabilidad de las laderas.

Los factores (a) y (b) actúan inmediatamente después de la deforestación, mientras que los factores (c) y (d) actúan en un plazo de tiempo mayor.

El autor del presente artículo ha constatado casos en rocas metamórficas foliadas, donde las raíces han causado un efecto adverso o negativo a la estabilidad de taludes. Las raíces tienden a desarrollarse a lo largo de los planos de foliación de las rocas, abriendo esta discontinuidad y rompiendo los puentes de roca, además de facilitar el escurrimiento de agua en las aberturas producidas por ella.

Suárez (1998) trata en su texto, el efecto de la vegetación en la estabilidad de taludes. La influencia adversa y beneficiosa de la vegetación, ha sido publicada por Yin et al (1988), y se resume en la Figura 35.

Mecanismos hidrológicos	Influencia
1. El follaje intercepta la lluvia, causando pérdidas por absorción y evaporación que reduce la infiltración de aguas.	Beneficiosa
2. Las raíces y troncos aumentan la rugosidad de la superficie y la permeabilidad del suelo, aumentando la capacidad de infiltración.	Adversa
3. Las raíces extraen humedad del suelo, la cual se pierde en la atmósfera por transpiración, conduciendo a menores presiones de poro.	Beneficiosa
4. Disminución de la humedad del suelo puede acentuar la desecación y agrietamiento del suelo, resultando en una mayor capacidad de infiltración.	Adversa

Efectos mecánicos	Influencia
5. Las raíces refuerzan el suelo, aumentando su resistencia al corte.	Beneficiosa
6. Las raíces pueden anclar el suelo dentro de un estrato firme, suministrando soporte al manto de suelo a través de un efecto de berma y de arco.	Beneficiosa
7. El peso de los árboles sobrecarga el talud, aumentando las componentes normales y las fuerzas en el sentido de la ladera.	Adversa/ Beneficiosa
8. La vegetación expuesta al viento, transmite fuerzas dinámicas en la ladera.	Adversa
9. Las raíces unen las partículas de suelo a la superficie del terreno, reduciendo su susceptibilidad a la erosión.	Beneficiosa

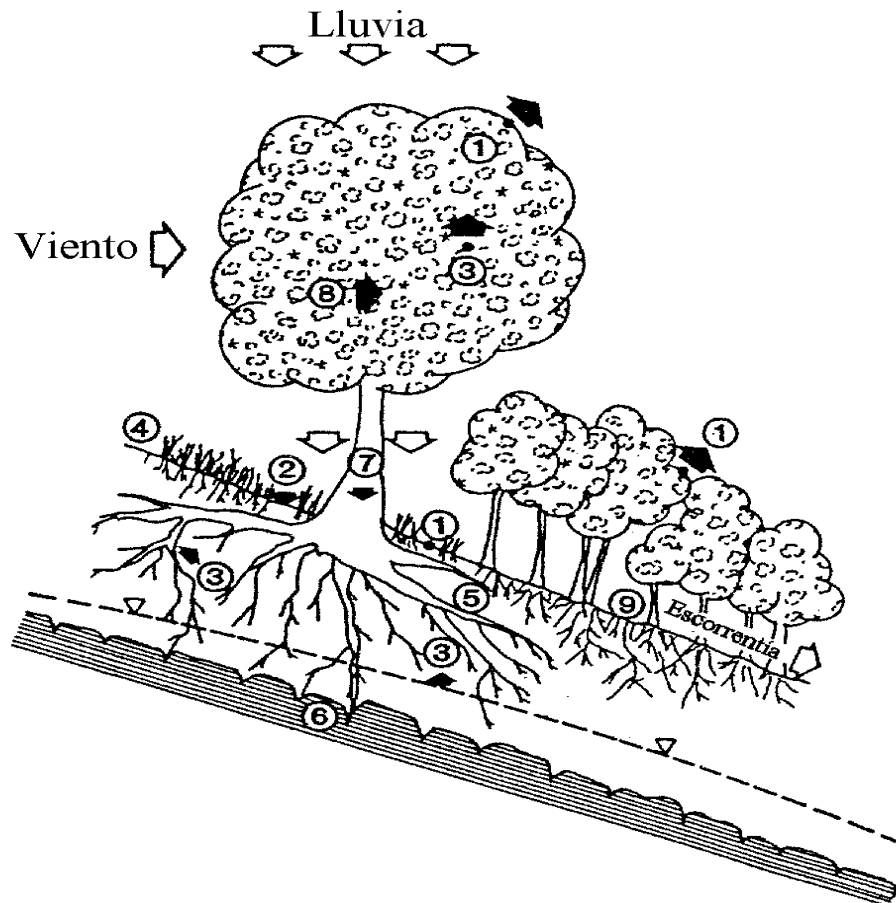


Figura 35. Interacción ladera-vegetación e influencia en estabilidad (Yin et al, 1988)

Al momento de evaluar el efecto de la vegetación en la ocurrencia de flujos de detritos superficiales en laderas, el ingeniero geotécnico debe conocer las características del perfil de la ladera. Una clasificación sencilla de laderas desde el punto de vista de reforzamiento por raíces, que puede ser utilizada, ha sido publicada por Tsukamoto & Kusakabe (1984), y se muestra en la Figura 36.

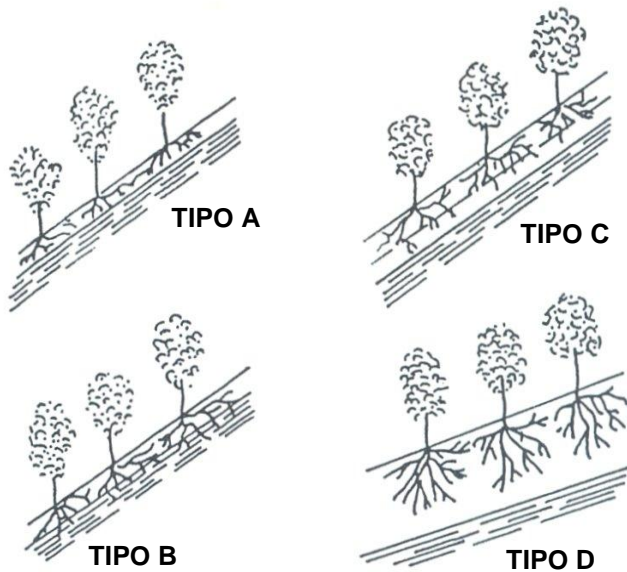


Figura 36. Clasificación de laderas con respecto a reforzamiento por raíces. (Tsukamoto & Kusakabe, 1994).

Las laderas de Tipo A tienen una capa delgada de suelo la cual puede ser reforzada por las raíces. El basamento inferior es masivo, sin defectos que puedan proporcionar puntos de anclaje; el contacto suelo-roca es un plano potencial de debilidad. En las laderas Tipo B, la roca inferior contiene defectos y las raíces de árboles pueden proveer restricción a movimientos en masa. En las laderas Tipo C, el suelo sobre la roca en sitio, consiste en más de una capa; las raíces penetran en la capa inferior de suelo y proporcionan soporte mecánica a la capa superior más débil. En las laderas Tipo D, existe una capa de suelo de espesor significativo y de baja resistencia, la cual puede ser sujeta a movimientos en masa en un plano por debajo de la zona de reforzamiento efectivo por las raíces.

Existen diferencias significativas en los sistemas de raíces de plantas. Las raíces de grandes árboles pueden tener una resistencia a la tensión entre 10 y 70 MN/m<sup>2</sup>. Por otra parte la grama tiene comúnmente raíces muy delgadas que se extienden solo varios centímetros bajo la superficie. La probabilidad que el

refuerzo por raíces reduzca significativamente el riesgo de movimientos en masa, depende de la relación entre la profundidad del plano potencial de deslizamiento y la profundidad de las raíces.

### 1.9 Lluvias

Evidentemente las lluvias constituyen con certeza el factor detonante común más importante involucrado en la ocurrencia de los tipos de flujos de detritos tratados en este artículo. Muchos investigadores han intentado determinar la cantidad de precipitación requerida para detonar deslizamientos en laderas. Entre las referencias que han tratado este factor, se pueden mencionar Vargas (1971), Aboshi (1972), Gudicini & Iwasa (1977), Brand et al (1984), Wieckzorek (1987), Neary (1987), Bhandari et al (1991), Kim et al (1991) y Sitar et al (1992). La aplicación a los aludes torrenciales de Vargas, del método de predicción de Aboshi (1972), basado en la relación de lluvias acumuladas en 15 días y la precipitación diaria, fue publicada previamente por Salcedo (2000), comprobando que de haberse utilizado este criterio, se hubiese podido anticipar el desastre al menos 1 día antes. En el caso de las lluvias de Noviembre 2008 en Caracas, se registró una precipitación de 110 mm y una lluvia acumulada en los 15 días previos de 102.9 mm, en una estación ubicada a 6 km al Este del área donde se desarrollaron múltiples flujos superficiales en laderas. Estos datos que son inferiores a los que realmente corresponderían al área afectada, se ubicarían en el gráfico de Aboshi, en el límite inferior de la zona de desastre menor a medio.

Los umbrales son usualmente obtenidos trazando líneas límites inferiores a las condiciones de lluvia que produjeron deslizamientos, representadas en un gráfico semilogarítmico o en coordenadas logarítmicas. Dichos umbrales son definidos generalmente en forma visual, sin un criterio matemático, estadístico o físico, riguroso. La revisión de la literatura revela que no existe un conjunto de mediciones único para caracterizar las condiciones de lluvias que son probables o no, para activar deslizamientos. Los umbrales empíricos de lluvias pueden dividirse en tres grupos: a) Umbrales que combinan mediciones de precipitación obtenidos para un evento específico de lluvias; b) Umbrales que consideran las condiciones antecedentes de lluvias y c) Otros umbrales. Un ejemplo de la forma como se puede determinar un umbral de precipitación para el inicio de deslizamientos, puede verse en la Figura 37. Dichos datos, publicados por Dahal & Hasegawa

(2008), corresponden al estudio y análisis de 193 deslizamientos en un período de 55 años (1951 – 2006), en Nepal, donde las lluvias monzónicas son muy variables desde 160 mm en la región NW, hasta 5500 en algunas zonas aisladas.

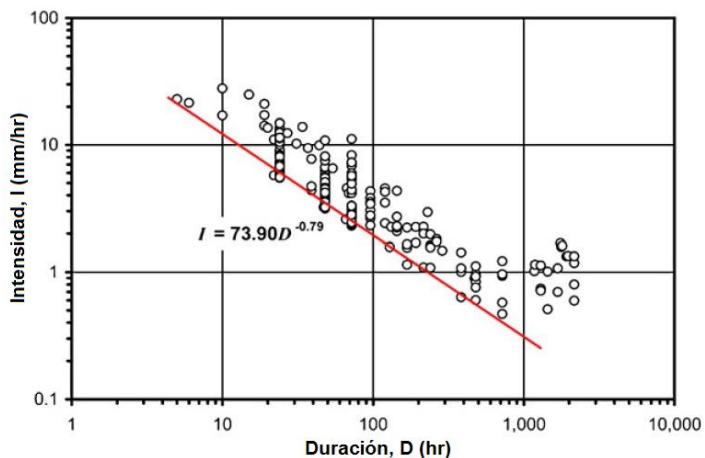


Figura 37. Curva de umbrales de intensidad de lluvia vs. duración para inicio de deslizamientos en Nepal Himalaya. (Dahal & Hasegawa, 2008).

Otra forma de representar los datos para la definición de umbrales, es mediante la definición de la intensidad de lluvias normalizada ( $N_1$ ) vs. duración de la lluvia. El valor de  $N_1$  es el cociente entre la intensidad de lluvia y la precipitación anual promedio (MAP). De esta forma, en un solo gráfico se representa simultáneamente la intensidad de lluvia, la duración y la precipitación anual promedio, tal como se muestra en el ejemplo de la Figura 38.

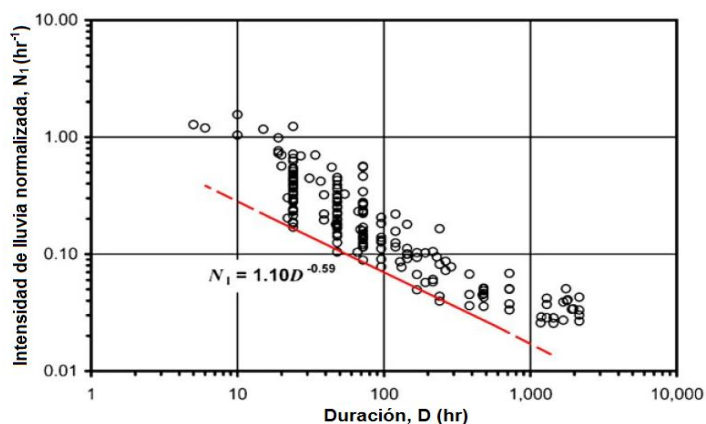


Figura 38. Umbrales de intensidad de lluvias normalizada – duración, para el inicio de deslizamientos en Nepal Himalaya. (Dahal & Hasegawa, 2008).

La relación de la Figura 38 indica, como ejemplo, para el caso mostrado, que para eventos de lluvia de corta duración (< 10 horas), se requiere una intensidad normalizada menor de  $0.28 \text{ horas}^{-1}$  (28%

del MAP) para detonar deslizamientos, mientras que una intensidad normalizada menor de  $0.07 \text{ horas}^{-1}$  (7% del MAP), aparenta ser suficiente para originar deslizamientos si la lluvia continúa por más de 100 horas.

Una base de datos muy completa recopilada para umbrales que pueden activar deslizamientos puede consultarse en <http://rainfallthresholds.irpi.cnr.it/>. Esta información fue obtenida a nivel mundial en seis continentes, y permite comparar deslizamientos activados por umbrales de intensidad de lluvia – duración, de múltiples zonas con diferentes precipitaciones anuales promedio.

Otro índice utilizado en la literatura de umbrales que detonan deslizamientos, ha sido denominado por Bhandari et al (1991) como “Precipitación crítica normalizada” y corresponde al cociente entre el registro de precipitación del evento y la precipitación anual promedio. Con este índice los referidos autores han propuesto para sus estudios en Srilanka, donde las precipitaciones anuales varían entre 750 mm y 5000 mm, los umbrales indicados en la Tabla 2.

Tabla 2. Escala para la predicción de deslizamientos. (Bhandari et al, 1991).

PRECIPITACION CRITICA NORMALIZADA = Registro de precipitación del evento / precipitación anual promedio	PROBABILIDAD
> 20	Detonará deslizamientos y otros movimientos en masa, todo el tiempo
10 – 20	Probabilidad muy alta
5 – 10	Probabilidad media
< 5	Probabilidad muy baja de nuevos deslizamientos y probabilidad media de reactivación de deslizamientos antiguos no tratados.

Estos resultados están basados en datos de áreas donde la lluvia promedio anual varía entre 3500 mm y 5000 mm y del 50% al 90% de las lluvias ocurrieron en el período de 4 meses monzónicos. Bhandari et al advierten acerca de los errores en que se puede incurrir cuando solo se utilizan umbrales de lluvias para la predicción de posible ocurrencia de deslizamientos, sin considerar otros factores implícitos en dichos procesos. Expresan que la lluvia es solamente uno de los muchos factores responsables

de deslizamientos, y por lo tanto deben considerarse solamente como un factor detonante, a menos que se establezca que constituyen el factor más dominante.

Además de las relaciones intensidad – duración descritas, varias de las múltiples referencias que han tratado este tema, fundamentan la predicción de ocurrencia de flujos de detritos en la magnitud de la lluvia antecedente (Ej. Hong Kong. Lluvia acumulada en 15 días, Brand et al, 1984), la magnitud de la anomalía climática definida como la diferencia entre la lluvia máxima esperada y la lluvia promedio, y la intensidad de la lluvia crítica. Respecto a este último factor, algunos autores como Massad et al (1977), estiman que la intensidad de lluvia en una hora determina la posibilidad de activación de un flujo de detritos, mientras que otros investigadores como Suwa (1989), utilizan períodos cortos hasta de 10 minutos.

Múltiples publicaciones revelan controversias respecto a si la activación de los deslizamientos está controlada por la intensidad de lluvia en un período de tiempo, o por la lluvia antecedente. Una manera de evaluar la influencia de estas dos variables es representarlás gráficamente tal como se muestra en la Figura 39, correspondiente al análisis de deslizamientos inducidos por lluvias en diferentes áreas de Korea, desde 1977 a 1987 (Kim et al, 1991).

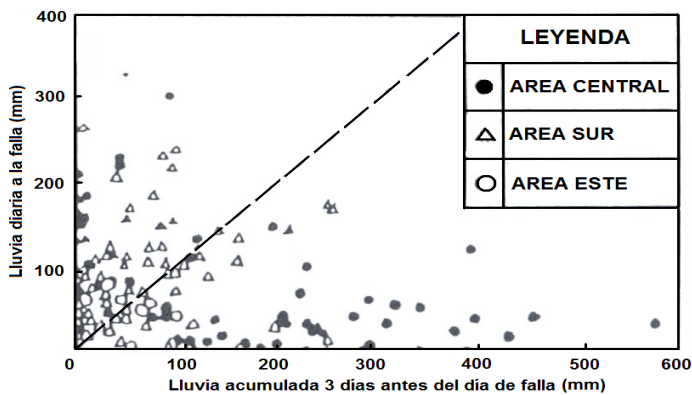


Figura 39. Correlación entre lluvias diarias en el momento de ocurrencia del deslizamiento y lluvias acumuladas 3 días antes del inicio de la falla. (Kim et al, 1991).

En la Figura 39 se ha trazado una línea segmentada que divide el gráfico en dos mitades, con el fin de que sirva como guía para evaluar si los deslizamientos han sido controlados por la precipitación diaria o por la precipitación acumulada. En la línea segmentada, la precipitación diaria y acumulada, son las mismas a la falla. En este caso en particular, se seleccionó la lluvia acumulada en los tres días previos a la ocurrencia del deslizamiento. La interpretación de la Figura 39

permitió concluir a los autores, que los deslizamientos en el área central de Korea estaban controlados fundamentalmente por la lluvia acumulada, mientras que los deslizamientos que ocurrieron en el área Sur, los cuales en su mayoría caen sobre la línea segmentada, están controlados principalmente por la intensidad de lluvia diaria a la falla. Por otra parte, el patrón de ocurrencia de deslizamientos en el área Este, es diferente a las dos áreas previamente mencionadas; en esta zona los deslizamientos pueden ocurrir aun con pequeñas cantidades de lluvias, pudiéndose inferir de la Figura 39 que la lluvia diaria a la falla y la lluvia antecedente, está por debajo de los 100 mm. Una evaluación similar entre lluvia diaria a la falla pero variando los días de lluvias acumuladas, indicaría el rol crítico de las lluvias antecedentes en los procesos de deslizamiento.

Las siguientes correlaciones publicadas en la literatura técnica, pueden servir de base como metodologías aproximadas de predicción para anticipar desastres mayores; estas correlaciones deberán ser obviamente, ajustadas a las condiciones y experiencias de cada región en particular (Figuras 40 a 42).

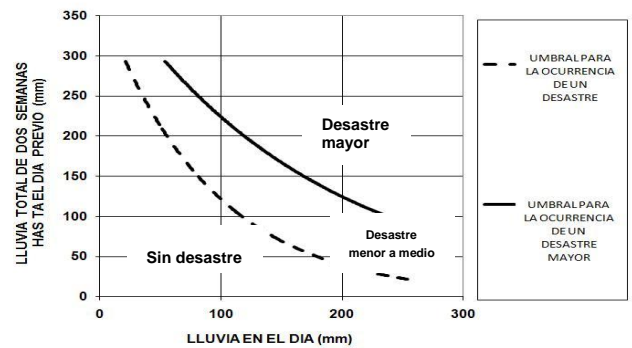


Figura 40. Predicción de posible ocurrencia de desastres por deslizamientos, en función de la relación entre lluvia acumulada en los 15 días previos y la lluvia del día. (Aboshi, 1972).

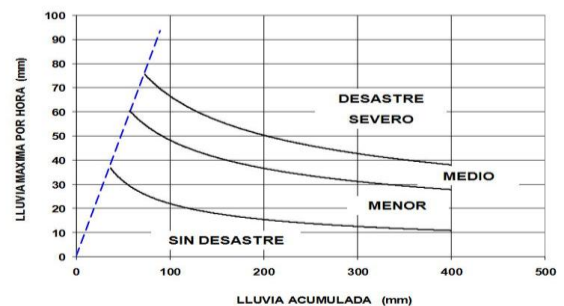


Figura 41. Predicción de posible ocurrencia de desastres por deslizamientos, en función de la relación entre lluvia máxima por hora y la lluvia acumulada. (Rat, 1984 citado por Bhandari et al, 1991).



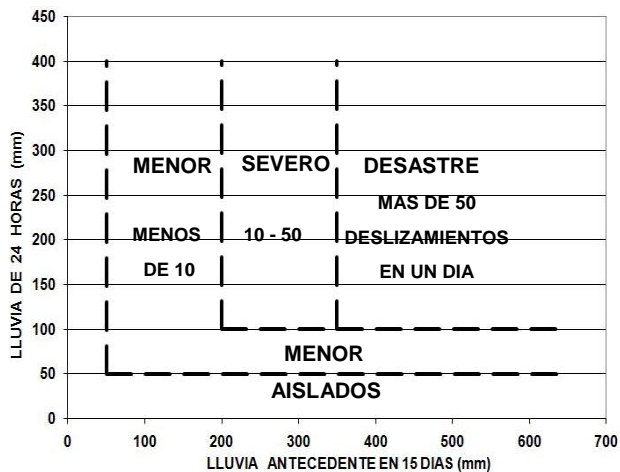


Figura 42. Predicción de posible ocurrencia de deslizamientos, en función de la relación entre lluvia de 24 horas y la lluvia acumulada en 15 días. (Lumb, 1975).

### 1.10 Identificación de áreas susceptibles a flujos de detritos

La identificación y cartografía de procesos geodinámicos en una determinada zona, es una tarea esencial para evaluar la amenaza de flujos de detritos. Esta tarea debe ser realizada mediante la interpretación de fotografías aéreas de diferentes épocas, y la corroboración de dichos procesos en campo. Con experiencia en interpretación de pares fotográficos aéreos, es posible identificar zonas con indicios de flujos incipientes los cuales serían altamente susceptibles a ser activados en periodos de alta precipitación. Las observaciones de laderas desde sitios lejanos también proveen valiosa información para identificar zonas susceptibles a ser afectadas por flujos de detritos.

Las fotos de las Figuras 43 y 44, muestran una zona antes y después de un período de lluvias intensas en Caracas, Venezuela. Puede observarse en la foto de la



Figuras 43 y 44. Fotografías antes y después de intensas lluvias en el Municipio Baruta de Caracas. En la foto de la izquierda se pueden observar indicios de las zonas que posteriormente fueron afectadas por flujos de detritos.

izquierda que la ladera ya presentaba indicios de tales procesos antes de su activación definitiva. Lamentablemente, en este caso, además de las pérdidas económicas por daños a las viviendas al pie de la ladera, hubo pérdida de vidas humanas.

La comparación de la localización y tipo de procesos geodinámicos con fotografías aéreas antes y después de un evento de lluvias intensas, constituye también una valiosa información para la evaluación de esta amenaza.

### 1.11 Identificación de aludes torrenciales antiguos. Método observacional

La identificación de depósitos correspondientes a aludes torrenciales antiguos en una determinada cuenca, constituye igualmente una valiosa información para evaluar la amenaza de este tipo de procesos. Las características de los nuevos depósitos de material durante el evento de Diciembre 1999 en el Estado Vargas, permitieron corroborar como bloques grandes de roca eran transportados sobre una matriz granular de suelos con fragmentos más pequeños (Véase Fotos 45 y 46).

La habilidad que tienen los flujos de detritos para transportar y soportar grandes bloques individuales de roca, ha sido estudiada por Rodine y Johnson (1976). Los autores describen como flujos torrenciales cargados con material grueso pueden transportar grandes bloques de roca y aún fluir en pendientes suaves. Este proceso ha sido explicado con un modelo de fluido dilatante por una fuerza dispersiva originada por el choque de una gran cantidad de partículas sobre la superficie del bloque transportado, y por la fuerza hidrodinámica que también explica el sostenimiento de aviones en el aire.



Figuras 45 y 46. Grandes cantos de rocas transportados sobre una matriz gravo-arenosa. (Quebrada Osorio y Quebrada Camurí Chiquito, Estado Vargas).

Con base en la experiencia adquirida de las observaciones de campo en lo referente a la disposición de los materiales depositados durante el evento de Diciembre de 1999 en el Estado Vargas, fue posible identificar en los cortes expuestos por erosión en los diferentes cauces afectados, depósitos de aludes torrenciales antiguos. A manera de ejemplo, las fotos de las Figuras 47 a 50, muestran evidencias de depósitos de aludes torrenciales previos a Diciembre 1999, en la cuenca del Río San Julián.

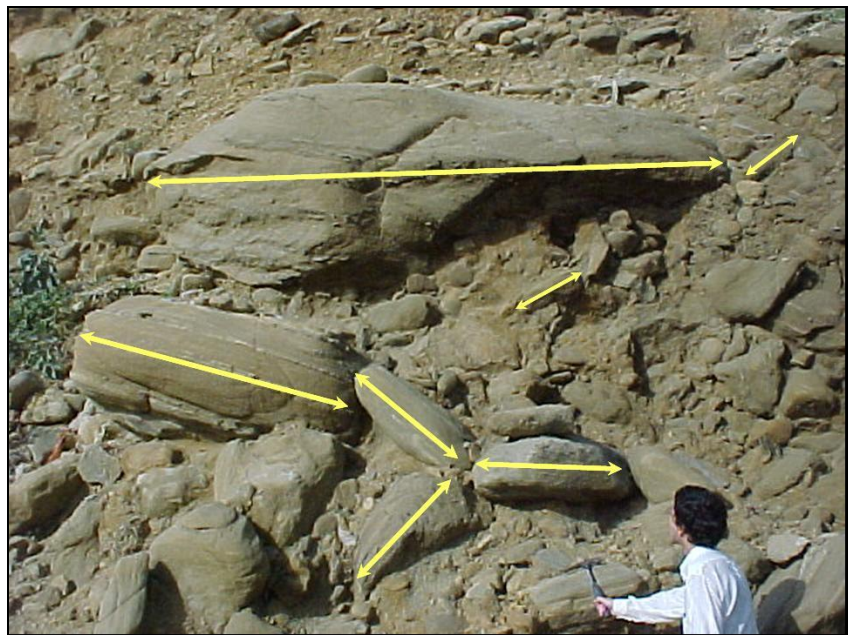
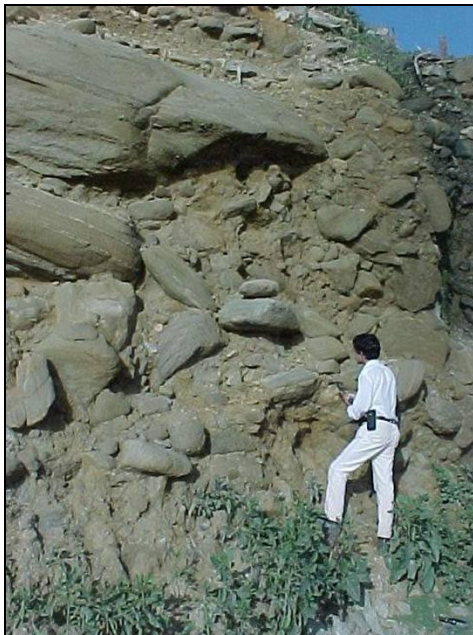
En general los depósitos provenientes de flujos turbulentos pueden identificarse además, por la disposición caótica de los bloques de roca, a diferencia de los depósitos de un flujo normal donde los bloques se acomodan con su dimensión más larga en posición subhorizontal. Véase como ejemplo las fotos de las Figuras 51 y 52, tomadas en el Sector de Punta de Mulatos, Estado Vargas. Se puede concluir que el método observacional en los recorridos de campo, es fundamental para el entendimiento de la dinámica histórica de una determinada cuenca.



Figuras 47 y 48. Evidencias de aludes torrenciales antiguos en la cuenca del Río San Julián, Estado Vargas.



Figuras 49 y 50. Evidencias de aludes torrenciales antiguos en la cuenca del Río San Julián, Estado Vargas.



Figuras 51 y 52. Vista general y detallada de disposición caótica de cantos de rocas, en un depósito de alud torrencial antiguo que aflora en la zona de Punta de Mulatos, Estado Vargas.

## CUENCAS SUSCEPTIBLES A ALUDES TORRENCIALES

Una importante contribución a la evaluación de la amenaza de flujos de detritos en cauces, sería el poder predecirlos con base en factores característicos de cuencas y con base a la ocurrencia de estos eventos en el pasado. Jackson et al (1987), presentaron un método mediante el cual aplicando criterios morfométricos se puede obtener una primera aproximación rápida de la amenaza potencial de flujos de detritos en abanicos aluviales. Para ello se fundamentó en la medida de la abruptuosidad

(rudggeness) de la cuenca, mediante el índice propuesto por Meltons (1965), según la siguiente expresión:

$$R = Hb \times Ab^{-0.5} \quad (4)$$

Donde:  $Ab$  = área de la cuenca medida por encima del ápice del abanico, y  $Hb$  = la altura de la cuenca, medida desde el ápice del abanico hasta el punto más alto de la cuenca.

Representando gráficamente el valor de  $R$  con la pendiente del abanico, pudo diferenciar en un estudio realizado en las montañas rocosas canadienses, entre abanicos fluviales y abanicos que tienen amenaza de

flujos de detritos, tal como puede verse en la Figura 53. Considerando que los autores han determinado que una pendiente entre 3° y 4° aparenta ser un umbral entre cuencas con actividad de flujo de detritos y cuencas sin actividad de este tipo de procesos, en el gráfico de la Figura 53, se han superpuesto dos líneas que dividen el mismo en cuatro cuadrantes. De esta forma se podría identificar una zona que en este caso corresponde al cuadrante superior derecho, donde se incluyen la mayoría de las cuencas susceptibles a flujos de detritos en cauces.

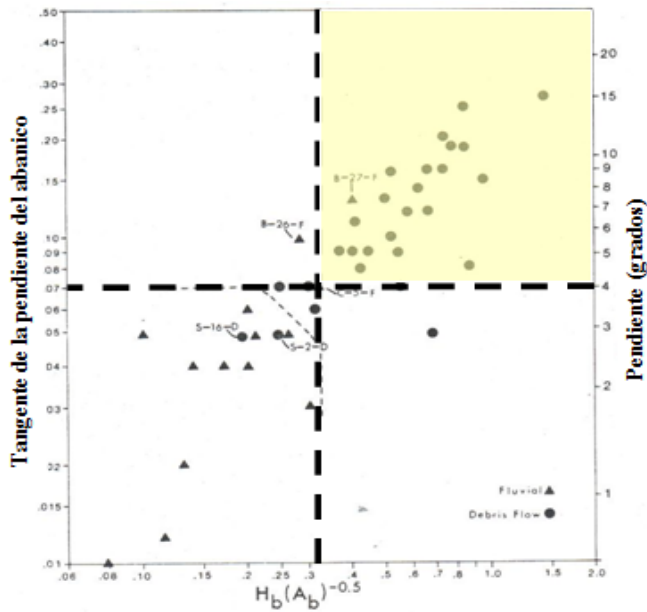


Figura 53. Gráfico que relaciona la tangente del ángulo de pendiente del abanico aluvial y el Índice de Meltons para 42 abanicos del área de estudio en las montañas rocosas canadienses. Los triángulos corresponden a depósitos fluviales normales, y los círculos a depósitos de flujos de detritos (Modificado de Jackson et al, 1987).

Aun consciente de las limitaciones asociadas a extrapolar datos de una determinada región a otra, con el fin de probar el método propuesto, se decidió representar gráficamente las características de varias de las cuencas afectadas durante el evento de Diciembre 1999 en el Estado Vargas. En la Figura 54 se han representado las cuencas de mayor área. Puede observarse que quedarían fuera del área que las clasificaría como potencialmente susceptibles a flujos de detritos en cauces. En la Figura 55 se representaron además, otras cuencas del Estado Vargas afectadas por flujos torrenciales durante el evento de Diciembre 1999.

De acuerdo a las Figuras 54 y 55, puede concluirse que la relación propuesta por Jackson et al (1987) para

estimar la susceptibilidad de cuencas a flujos de detritos en cauces, debe ser utilizada con cautela. Es interesante destacar, sin embargo, que la predicción no fue correcta en aquellas cuencas de mayor área, principalmente Piedra Azul y Cerro Grande, las cuales tienen áreas entre 20 y 25 km<sup>2</sup>. Habría que comprobar, sin embargo, si realmente los flujos torrenciales ocurrieron a lo largo del cauce principal de la cuenca, o se limitaron a pequeñas cuencas de tributarios que luego aportaron el material al cauce principal; esta condición fue evidenciada durante nuestros recorridos de campo en la cuenca de Camurí Chico. Para las cuencas entre 1 y 7 km<sup>2</sup>, la predicción mediante la relación representada gráficamente fue correcta.

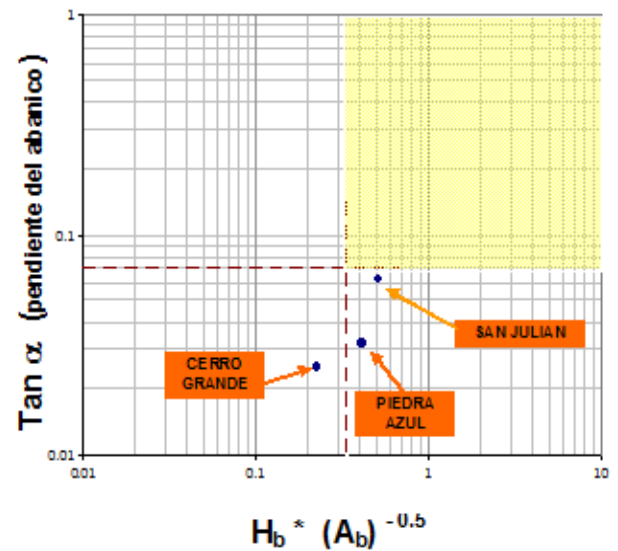


Figura 54. Representación de las cuencas de mayor área en el Estado Vargas, en el gráfico de Jackson et al, 1987.

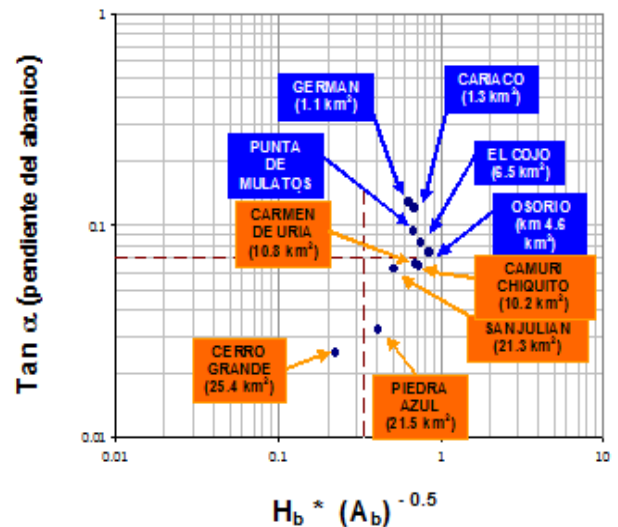


Figura 55. Representación de cuencas del Estado Vargas afectadas por flujos torrenciales, en el gráfico de Jackson et al, 1987.

Basándose en estas conclusiones, el gráfico que relaciona la tangente de la pendiente del cono y el Índice de Melton ( $R$ ), podría ser utilizado a nivel preliminar para identificar cuencas susceptibles a ser afectadas por flujos de detritos, para los casos de cuencas con áreas menores de  $7 \text{ km}^2$ . Será necesario incorporar más datos en este tipo de gráficos, con el fin de calibrarlo y utilizarlo con mayor grado de confianza.

Un aspecto que también requiere atención en la evaluación de la amenaza aludes torrenciales, es el concepto de “incorporación de material” (entrainment) publicado por Hungr et al (2005). En muchos eventos de este tipo se ha comprobado que la magnitud del flujo de detritos en cauces está muy pocas veces determinada por el volumen del material proveniente de los deslizamientos iniciales. Los autores reportan un caso en Hong Kong en el cual el deslizamiento inicial tenía un volumen de  $400 \text{ m}^3$  y se incrementó a  $20.000 \text{ m}^3$  por incorporación de material a lo largo de su trayectoria. Un primer mecanismo que incorpora material a los flujos de detritos canalizados, es la desestabilización y erosión de los materiales en el lecho del río. El segundo mecanismo de importancia de incorporación de material al flujo de detritos, resulta de la inestabilidad del pie de las laderas adyacentes al cauce. Generalmente las márgenes o zona inferior de las laderas, están constituidas por sedimentos coluviales de piedemonte en una condición de equilibrio marginal; esta condición es fácilmente perturbada por la erosión del lecho, proceso que ocurre frecuentemente durante el paso de la ola del flujo de detritos en el cauce. El deslizamiento puede ocurrir inmediatamente e incorporarse al flujo, o puede demorarse e incorporarse a la próxima ola del flujo de detritos. Algunos de los deslizamientos, tal como fue corroborado durante el evento del Estado Vargas en Diciembre 1999, formaron presas temporales que fallaron posteriormente por desbordamiento y/o por rotura, incorporando material al flujo de detritos en el cauce. Los aspectos teóricos de la inestabilidad del lecho han sido tratados en detalle por Hungr et al (2005). Las evidencias con fotografías comprobatorias de erosión de los sedimentos en el lecho de los ríos y quebradas e incorporación de materiales a los flujos de detritos en el evento de Diciembre 1999 en el Estado Vargas, fueron detalladamente reportadas previamente por Salcedo (2000) y Salcedo & Martínez (2002).

Los factores previamente tratados en este artículo representan una información importante para la elaboración de mapas de amenazas de procesos

geodinámicos, lo cual se escapa de los alcances del presente artículo. La elaboración de mapas temáticos y la ponderación de cada uno de los factores involucrados, depende de la metodología empleada. La evaluación de amenazas de deslizamientos de todo tipo ha sido objeto también de numerosas publicaciones, y diferentes metodologías han sido utilizadas con este fin. Desafortunadamente existe poca consistencia entre los mapas producidos en diferentes países e incluso en un mismo país. En este sentido el grupo de Estándares para Movimientos en Masa (GEMMA) del Proyecto Multinacional Andino (2006), preparó una publicación que puede ayudar a la selección de metodologías para la cartografía de amenazas por movimientos en masa.

## ZONIFICACION DE AMENAZAS POR DESLIZAMIENTOS

En particular, para el lector interesado en evaluación de amenazas por deslizamientos, se recomiendan, entre muchas otras, las siguientes referencias: Anbalagan (1972), Soeters and Van Westen (1996), Castro et al (2001), González & Millán (2005), Cascini, et al, (2005). Lee & Jones, (2006), Valleé et al (2007), Hernández J. et al (2008) y Hernández et al (2008). Vale la pena mencionar que las limitaciones, incertidumbres y posibles errores que pueden estar asociados a los mapas de amenaza y riesgo, según su escala, restringen en muchos casos su aplicación práctica y además pueden generar conflictos. En tal sentido es preciso aclarar detalladamente sus alcances, ventajas y limitaciones, y entender que se trata fundamentalmente de documentos de orientación y alerta, lo cual permitirá en posteriores etapas de estudio, microzonificar las zonas detectadas como de mayor amenaza y riesgo, y analizar con especialistas en diferentes disciplinas si son técnico-económicamente posibles obras de ingeniería que disminuyan los riesgos a límites aceptables.

## CONSIDERACIONES FINALES

La evaluación de los factores asociados a flujos de detritos inducidos por lluvias y la revisión de los métodos de predicción discutidos en este artículo, tienen como objetivo suministrar a los ingenieros geotécnicos algunos conceptos y herramientas que le sean de utilidad para la toma de decisiones respecto a la potencial ocurrencia de este tipo de procesos en las obras en las cuales se vean involucrados. Aun cuando generalmente este tipo de flujos está relacionado con

masas de suelo de poco espesor, pueden ser responsables de daños materiales significativos y lamentables pérdidas de vida, principalmente en desarrollos urbanos cercanos a laderas susceptibles a estos procesos.

Además de estar capacitado para participar en la elaboración de mapas de sectorización de amenazas por deslizamiento, el ingeniero geotécnico, en la práctica de su profesión, debe estar en conocimiento de los distintos métodos correctivos y de protección para la mitigación de los riesgos generados por amenazas inducidas por lluvias, tales como muros de contención, muros de deflexión, mallas de retención de detritos, protección con mantos antierosivos, rectificación de cauces, sistemas de presas, estructuras de disipación de energía, rompedores de flujos de detritos, trampas, rejillas, barreras, áreas de sedimentación, etc., y de los métodos denominados pasivos que incluyen desde descartar el área a ser urbanizada o reubicar estructuras, hasta permitir la intervención urbana implementando monitoreo y sistemas de alarma temprana, y definiendo las posibles rutas de evacuación

En resumen se puede concluir que la identificación de áreas susceptibles a este tipo de procesos geodinámicos y a flujos de detritos en general, y la implementación de las medidas de mitigación requeridas, son actividades que deben ser incorporadas a la práctica profesional de la ingeniería geotécnica. En esta línea de razonamientos, es recomendable que los proyectos arquitectónicos en áreas susceptibles a este tipo de procesos y donde el riesgo no pueda ser clasificado como “aceptable” o “tolerable”, incorporen posibles accesos a maquinarias de remoción y bote de tierras que eventualmente puedan acumularse por la ocurrencia de flujos de detritos en laderas durante una lluvia intensa, en zonas adyacentes a las edificaciones.

## REFERENCIAS

Aboshi, T. (1972). “Concentrated rainfall and slope failure.” (In Japanese). Sekou-gijutu. Vol. 5. No. 11. Cited in *Manual for Zonation on Areas Susceptible to Rain-induced Slope Failure*. Asian Technical Committee on Geotechnology for Natural Hazards in ISSMFE. Japanese Geotechnical Society, July 1977.

Anbalagan, R. (1992). “Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain.” *Engineering Geology*. 32, pp. 269-277.

Baldwin, J., Donley, H. and Howard, T. (1987). “On debris flow/avalanches mitigation and control, San Francisco Bay Area, California.” *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. Volume VII. pp. 223-236.

*recognition and mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. Volume VII. pp. 223-236.

Bhandari, R., Senanayake, K., and Thayalan, N. (1991). “Pitfalls in the prediction on landslide through rainfall data”. *Landslides. Proc. of the 6<sup>th</sup> International Symposium. Christchurch*. New Zealand. Balkema Rotterdam. pp. 887-890.

Brand, E., Premchitt, Phillipson, H. (1984). “Relationship between rainfall and landslide in Hong Kong.” *Proc. 4<sup>th</sup> International Symposium on Landslides*. pp. 377-384.

Brown, C. B and Sheu, M. S. (1975). “Effects of deforestation on slopes.” *Journal of the Geotechnical Engineering Division*. ASCE. 101, pp. 147-165.

Campbell; R. H. (1975). “Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountain and vicinity, southern California”. USGS Professional Paper 851, 51 p.

Casagrande, A. (1976). “Liquefaction and cyclic deformation of sands, a critical review”: Harvard University Soil Mechanics Series. No. 88. 27 p.

Cascini, L., Bonnard, Ch., Corominas, J., Jibson, R. and Montero-Olarte, J. (2005). “Landslide hazard and risk zoning for urban planning and development.” *Landslide Risk Management*. Hungr, Fell, Couture & Eberhardt editors. Taylor & Francis Group, London, ISBN 04 1538 043 X. pp. 199-235.

Cascini, L., Cuomo, S., Pastor, M., and Sorbino, G. (2010). “Modelling of rainfall-induced shallow landslides of the flow-type.” *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. Vol. 135. No. 1, January 1. Pp. 85-98.

Castro, G. (1969). “Liquefaction of sands. *Harvard Soil Mechanics Series* No. 81. Harvard University, Cambridge, Ma.

Castro, E., Valencia, A., Ojeda, J., Muñoz, F., Fonseca, S. (2001). “Evaluación del riesgo por fenómenos de remoción en masa. Guía Metodológica”. Ingeominas. Editorial Escuela Colombiana de Ingeniería. 166 p.

Cruden, D.M. and Varnes, D.J. (1996). *Landslide types and processes*, en Turner, K. y Schuster, R.L eds. *Landslides investigation and mitigation: Washinton D.C. National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247*, pp. 36-75.

Clark, G. M. (1987). “Debris slide and debris flow historical events in the Appalachians south of the glacial border”. *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. Volume VII. pp. 125-138.

Campbell, R. H. (1975). “Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California”. USGS Professional paper 851. 31 p. (Citado por Baldwin et al, 1987).

Colotta, T. (2003). “Landslide Hazard Evaluation: The Landslide Hazard Curves.” *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. Vol. 129. No. 6. June. ASCE. pp. 520-528.

Colotta, F. and Saggio, G. (2004). “Landslides Hazard Curves Method: practical suggestions.” *Landslides: Evaluation and Stabilization*. Lacerda, Ehrloich, Fontoura / Sayao editors. Taylor & Francis Group, London, ISBN 04 1535 665 2. pp. 185-190.

Dahal, R. K. and Hasegawa, S. (2008). “Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya”. *Geomorphology* 100. pp. 429-443.

- Dietrich, W., Wilson, C. J. and Reneau, S. L. (1986). "Hollows, colluviums and landslides in soil-mantled landscapes", in Abrahams, A. ed., *Hillslope Processes, Sixteenth Annual Geomorphology Symposium*, Binghamton, Massachusetts, Allen and Unwin. Ltd. Pp. 361-388.
- Duncan, J. M. and Wright, S. G. (2005). *Soil Strength and Slope Stability*. John Wiley and Sons, Inc. 297 p.
- Eisbachherr, G. and Clague, J (1981). "Urban landslides in the vicinity of Vancouver, British Columbia, with special reference to the December 1979 storm". *Canadian Geotechnical Journal*. 18. pp. 205-216.
- Ellen, S. and Fleming, R. (1987). "Mobilization of debris flows from soil slips, San Francisco Bay region, California." *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. Volume VII. pp. 31-40.
- González, A. and Millan, J. (2005). "Landslide hazard evaluation for Bogota, Colombia." *Landslide Risk Management*. Hungr, Fell, Couture & Eberhardt editors. Taylor & Francis Group, London, ISBN 04 1538 043 X. pp. 475-485.
- Gray, D. H. (1970). "Effects of forest clear-cutting on the stability of natural slopes." *Bulletin of the Association of Engineering Geologists* 7, 1-2, pp. 45-66.
- Gudicini, G. and Iwasa, D. (1977). "Tentative correlation between rainfall and landslides in a humid tropical environment." *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. 13-20. Symposium Landslides and other Mass Movements.
- Hack, J. T. (1965). *Geomorphology of the Shenandoah Valley. Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits: U.S. Geological Survey Professional Paper 484*. 84 p.
- Hack, F. T. and Goodlett, J. C. (1960). *Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians: U.S. Geological Survey Professional Paper 347*. 66 p.
- Harp, E., Jibson, W., Savage, W., Highland, R., Larson, S., & Tan, S. (1995). "Landslides triggered by the January and March 1995 storms in Southern California." *Landslides News*. No. 9, December. pp. 15-18.
- Hernández, J. J., Valleé, M. y Schmitz, M. (2008). "Peligro sísmico de deslizamientos de laderas". Subcapítulo 4.5, Proyecto de Microzonificación Sísmica en las ciudades de Caracas y Barquisimeto. Informe Final (de próxima publicación), FUNVISIS, Caracas.
- Hernández, J. J., Valleé, M., Feliziani, P., Schmitz, M., Oropeza, J., Tagliaferro, M., Castillo, A., Cano, V. (2008). "Peligro sísmico de deslizamientos en laderas de Caracas". *Memorias 50 Aniversario de la Sociedad Venezolana de Geotecnia (SDVG)*. Caracas. 14 p.
- Hollingsworth, R., and Kovacs, G. (1981). "Soil slumps and debris flows: Prediction and protection." *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*. Vol. XVIII. No. 1. pp. 17-28.
- Hungr, O., Morgan, G., VanDine, D. and Lister, D. (1987). "Debris flows defenses in British Columbia." *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. Volume VII. pp. 201-222.
- Hungr, O. (2005). "Classification and terminology". Chapter 2. *Debris-Flows Hazards and Related Phenomena*. Springer Verlag, Herderberg, Germany. Praxis Publishing Ltd. Chichester UK. Jakob and Hungr, eds. (27 chapters, 720 pages).
- Hungr, O., McDougall, S. and Bovis, M. (2005). Chapter 7. "Entrainment of material by debris flows." *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, Heidelberg. Jakob and Hungr, eds. (27 chapters, 720 pages).
- Ikeya, H. (1989). "Debris flows and its countermeasures in Japan." *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. No. 40. pp. 15-33.
- Jakob, M., Hungr, O., and Thomson, B. (1997). "Two debris flows with anomalously high magnitude." *Proc. of First International Conference on Debris Flows: Hazards mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment*. San Francisco, California. pp. 382-394.
- Jakob, M. and Weatherly, H. (2005). "Debris flow hazard and risk assessment, Jones creek, Washington". *Landslide Risk Management*. Hungr, Fell, Couture & Eberhardt editors. Taylor & Francis Group, London, ISBN 04 1538 043 X. pp. 533-541.
- Japan International Cooperation Agency and Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales (2000). "Proyecto de Control de Torrentes de las Cuencas de los Ríos San Julián y Camurí Chiquito." Informe inédito. 261 p.
- Johnson, K. and Sitar, N. (1990). "Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation." *Canadian Geotechnical Journal*. 27. (6). pp. 789-801.
- Johnson, A. M. with contributions by Rodine, J. D. (1984). "Debris flows" in Brunsden D. and Prior, D. B. Editors. *Slope instability*. New York, John Wiley and Sons. pp. 257-361. Citado por Ellen & Fleming (1987).
- Johnson, S. (1997). "Tumalt Creek debris flows and debris avalanches in the Columbia River Gorge East of Portland, Oregon." *Proc. of First International Conference on Debris Flows: Hazards mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment*. San Francisco, California. pp. 395-404.
- Keefer, D. K. (1984). "Landslides caused by earthquakes." *Geological Society of America Bulletin*. Vol 95. pp. 406-421.
- Kim, S., Hong, W. P. and Kim, Y. M (1991). "Prediction of rainfall-triggered landslides in Korea." *Proc. of the 6<sup>th</sup> International Symposium. Christchurch*. New Zealand. Balkema Rotterdam. pp. 989-994.
- Lambe, W. and Whitman, R. (1969). *Soil Mechanics*. John Wiley and Sons Inc. New York. NY. 553 p.
- Lee, H., Ellen S. and Kayen, R (1988). "Predicting transformation of shallow landslides into high speed debris flows". *Proc. 5<sup>th</sup> Int. Symposium on Landslides*. Laussane. Balkema. Vol. 1. pp. 713-718.
- Lee, E. M. and Jones, D.C.K (2004). "Landslide Risk Assessment." Thomas Telford Publishing. London. 454 p.
- Lumb, P. (1975). "Slope failures in Hong Kong." *Quarterly Journal of Engineering Geology*. (8). pp. 31-65.
- Martínez, J.M, Avila, G., Agudelo, A., Schuster, R. L., Casadevall, T. J., and Scott, K. M (1995). "Landslides and Debris Flows triggered by the 6 June 1994 Paez Earthquake, Southwestern Colombia." *Landslides News* No. 9. Pp. 13-15.
- Massad, F., Cruz, P.T., Kanji, M.A. and Arújo, F. H. A. (1977). "Comparison between estimated measured debris flow discharges and volume of sediments." *Segundo Simposio Panamericano de Deslizamientos*. Río de Janeiro, Brasil. pp. 213-222.

- Meltons, M. A. (1965). "The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona". *Journal of Geology*. Vol. 73. pp. 1-38.
- Mora, S. (1999). "Disaster Prevention and the development agenda in Central America: Socioeconomic and political factors." In *Slope Stability Engineering*. Yagi and Jiang. Balkema, Rotterdam.
- Neary, D. G. (1987). "Rainfall thresholds for triggering a debris avalanching event in the southern Appalachian Mountains." *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. Volume VII. pp. 81-92.
- Okuda, S., Suwa H., Okunishi, K., Yokoyama, K. and Ogawa, K. (1981). "Synthetic observation on debris flow." Part 7. *Annals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*. No. 24B-1. pp. 411-448 (In Japanese).
- Ortigao, J. A. R. (1995). *Introducao a Mecânica dos Solos dos Estados Críticos*. Livros Técnicos e Científicos Editora. 2<sup>nd</sup>. Edition. 378 p.
- Rodine, J. and Johnson A. (1976). "The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes." *Sedimentology* 23. pp. 213-234.
- Rodine, J. D. (1974). "Analysis of the mobilization of debris flows." (PhD thesis). Stanford, California. Stanford University. 226 p. Citado por Ellen & Fleming (1987).
- Pomeroy, J. S. (1980). "Storm-induced debris avalanching and related phenomena in the Johnstown area, Pennsylvania". USGS professional paper 1191. 24 p.
- Pomeroy, J. S. (1984). "Storm-induced slope movements at East Brady, northwestern Pennsylvania." *USGS Bulletin* 1618. 16 p.
- Poulos, S. J. (1981). "Steady state of deformation." *Journal of the Geotechnical Engineering Division*. ASCE. 107. pp. 553-562.
- Prandini, L., Guidicini, G., Bottura, J. A., Poncan, W. L. and Santos, A.R. (1977). "Behavior of the vegetation in slope stability: A critical review." *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. No. 16. pp. 51-55.
- Proyecto Multinacional Andino (2007). *Movimientos en masa en la región andina: Una guía para la evaluación de amenazas. Geociencias para las comunidades andinas*. Publicación geológica multinacional. No. 4. ISSN. 0717-3733. 404 p.
- Reneau, S. and Dietrich, W. (1987). "The importance of hollows in debris flows studies; examples from Marin County, California." *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. Volume VII. pp. 165-180.
- Salcedo, D. (1990). "Aspectos relacionados con la caracterización geingenieril de rocas metamórficas." *Memorias del III Congreso Suramericano de Mecánica de Rocas*. pp. 19-62.
- Salcedo, D. (2000). "Los flujos torrenciales catastróficos de Diciembre de 1999, en el Estado Vargas y en el Area Metropolitana de Caracas. Características y Lecciones Aprendidas". *Memorias XVI Seminario Venezolano de Geotecnia. Caracas. Venezuela*. pp. 128-175.
- Salcedo, D. (2001). "Características y aspectos socio-económicos y ambientales de los flujos torrenciales catastróficos de Diciembre de 1999, en el Estado Vargas y en el Area Metropolitana de Caracas." *Memorias III Simposio Panamericano de Deslizamientos*. SCG. ISSMGE. Cartagena, Colombia pp.291-337.
- Salcedo, D. (2006). "Los aludes torrenciales de Diciembre 1999 en Venezuela." Editado por José Luis López S. y Reinaldo García Martínez. Instituto de Mecánica de Fluidos, Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. pp. 884-929.
- Salcedo, D. y Martínez, E. (2002). "Evidencias de erosión profunda durante los flujos torrenciales de Diciembre 1999 en el Estado Vargas, Venezuela". *Memorias Symposium Latinoamericano de Control de Erosión*. Bucaramanga, Colombia.
- Santamarina, J. C. and Chun Cho Gye (2001). "Determination of critical state parameters in sandy soils-Simple Procedure." American Society for Testing Materials. pp. 185-192.
- Sassa, K. (1984). "The mechanism starting liquefied landslides and debris flows." *Proceedings 4<sup>th</sup>. International Symposium on Landslides*. Toronto, Ontario. Canadian Geotechnical Society. V. 2. pp. 349-354.
- Sassa, K. (1985). "Motion of landslides and debris flows" *Proc. XI International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. San Francisco. Theme Lecture. Session 3A.
- Sassa, K. (1985). "The mechanism of debris flows." *Proceedings 11<sup>th</sup> International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. San Francisco. Vol. 1. pp. 1173-1179
- Schofield, A. N. and Wroth, C. P. (1968). *Critical State Soil Mechanics*. London, Mac Graw Hill. 310 p.
- Schofield, A. N. (1998). "The original Cam Clay Model and geotechnical engineering design. Six Seminars. Georgia Institute of Technology, Atlanta, GA. August. pp. 30-32.
- Sitar, N., Anderson, S. A. and Johnson, K. A. (1992). "Conditions for initiation of rainfall-induced debris flows." *Stability and performance of slopes and embankments II*, ASCE, Geotechnical Special Publication 31 (1). pp. 934-849.
- Sitar, N. (1994). "Initiation of rainfall-induced debris flows." *Memorias I Simposio Panamericano de Deslizamientos de Tierra*. Guayaquil, Ecuador. pp. 23-35.
- Soeters, R., and Van Westen, C. (1996). "Slope instability recognition, analysis and zonation". Chapter 8 in *Landslides Investigation and Mitigation*. Special Report 247. Transportation Research Board. National Research Council. Washington D.C. pp. 129-177.
- Suárez, J. (1998). "Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos, Colombia. 548 p.
- Suárez, J. (2001). "Mecánica de las avalanchas y flujos torrenciales." *Memorias III Simposio Panamericano de Deslizamientos*. SCG. ISSMGE. Cartagena, Colombia pp.339-361
- Suwa, H. (1989). "Field observations of debris flows". *Joint Seminar on Natural Hazards Mitigation*. Kyoto, pp. 343-352.
- Takahashi, T. (1991). *Debris Flows*. IAHR. Monograph. A.A. Balkema. 165 p.
- Tianchi, L. et al (1992). "Mountain hazards and environment in China." Institute of Mountain Hazards and Environment. Southwest Jiatong University Press.
- Tsukamoto, Y. and Kusakabe, O. (1984). "Vegetative influences on debris slide occurrences on steep slopes in Japan." *Proceedings Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability*. Environment and Policy Institute, Honolulu.



- Valleé, M., Feliziani, P., Castillo, A., Zamora, D., Anzola, F., Zambrano, H., Hernández, J.J. y Schmitz, M., (2007). "Caracterización de laderas en Caracas". Subcapítulo 4.4, Proyecto de Microzonificación Sísmica en las ciudades de Caracas y Barquisimeto. Informe Final (de próxima publicación), FUNVISIS, Caracas.
- VandDine, D. F., Hungr, O., Lister, D. R. and Chatwin, S. C. (1997). "Channelized debris flow mitigative structures in British Columbia, Canada." *Proc. of First International Conference on Debris Flows: Hazards mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment*. San Francisco, California. pp. 382-394.
- Vargas, M (1971). "Effect of rainfall and ground water levels." *Proc. Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering. 4<sup>th</sup> International Symposium on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. pp. 138-141. New York.
- Varnes, D. J.(1954). "Landslide types and processes." In E.B. Eckel (editor). *Landslides and Engineering Practice*. Highway Research Board, National Academy of Sciences. Washington. DC, Special Report 28, pp. 20-47
- Varnes, D. J. (1978). "Slope movement types and processes". In R. J. Schuster and R. J. Krizek (editors). *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C. Special Report 176. pp. 11-33.
- Wan, Z. and Wang, Z. (1994). "Hyperconcentrated Flow." Monograph. Institute of Water Conservancy and Hydroelectric Power Research. Beijing. People's Republic of China. A.A. Balkema.
- Wieczorek, G. F. (1987). "Effect of rainfall intensity and duration of debris flows in central Santa Cruz Mountains, California." *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology. Volume VII. pp. 93.104.
- Wieczorek, G. and Sarmiento, J. (1983). "Significance of storm intensity; Duration for triggering debris flows near La Honda, California: *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 15. No. 5. 289 p.
- Wieczorek, G. and Mandrone, G. (1997). "The influence of hillslope shape on debris flow initiation." *Proceedings of First International Conference. Debris-flow hazards Mitigation. Mechanics, Prediction and Assessment*. Edited by Cheng-Lung Chen. Published by the ASCE, New York. pp. 21-31
- Wolle, C. and Hachich, W. (1989). "Rain-induced landslides in Southeastern Brazil." *Proceedings of the XII International Congress on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. Rio de Janeiro. Brazil. pp. 1639-1642.
- Yin, K., Heung, L. and Greenway, D. (1988). "Effect of root reinforcement on the stability of three fill slopes in Hong Kong." *Proc. 2<sup>nd</sup>. International Conference on Geomechanics in Tropical Soils*. Singapore. pp. 293-302.
- Zhang, Schucheng (1993). "A comprehensive approach to the observation and prevention of debris flows in China." *Natural Hazards* 7. pp. 1-23.

## AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a la Ing. Josefina Ortas de Martínez y a Luis Daniel Scremin por su cooperación y consejos durante la elaboración del presente artículo técnico.