



**fcfm**

Geología  
FACULTAD DE CIENCIAS  
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
UNIVERSIDAD DE CHILE

**GL62C**

# **REMOCIONES EN MASA**

**APUNTE DEL CURSO**

**AÑO 2008**

*Marisol Lara C.*

*Sergio Sepúlveda V.*

**Departamento de Geología**

**U. de Chile**





# INDICE

1. INTRODUCCION

2. REMOCIONES EN MASA: TIPOLOGIA Y FACTORES PARA SU GENERACION

3. ANTECEDENTES PARA LA EVALUACION DE PELIGROS DE REMOCIONES EN  
MASA

4. REFERENCIAS

ANEXO 1. TIPOS DE REMOCIONES EN MASA

ANEXO 2. ASPECTOS TEORICOS DE RESISTENCIA DE MATERIALES  
GEOLOGICOS

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 INTRODUCCIÓN

Los fenómenos de remoción en masa son procesos de transporte de material definidos como procesos de ‘movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores’ (Hauser, 1993). Estos movimientos tienen carácter descendente ya que están fundamentalmente controlados por la gravedad (Cruden, 1991).

Existen numerosas clasificaciones para los distintos tipos de eventos de remoción en masa, las cuales han sido proporcionadas, entre otros, por Varnes (1978), Hauser (1993) y Cruden & Varnes (1996). Las remociones en masa han sido clasificadas por estos últimos autores en las siguientes categorías principales:

- Desprendimientos o caídas
- Deslizamientos (rotacionales y traslacionales)
- Flujos
- *Toppling* o volcamientos
- Extensiones laterales

Estas clasificaciones consideran diversos factores, como por ejemplo, los tipos de materiales involucrados (suelo o roca), el mecanismo de ruptura, el grado de saturación que alcanza. Estos factores, junto con las características geológicas, geotécnicas y geomorfológicas del entorno, condicionan la potencial generación de remociones en masa, así como las velocidades de desplazamiento y el volumen de material desplazado. Son frecuentes además, los procesos combinados, como por ejemplo deslizamientos que derivan en flujos (Scott *et al*, 2001).

Si bien es cierto que existe una serie de factores condicionantes para el desarrollo de los eventos que deben ser identificados y estudiados, es asimismo de crucial importancia identificar el factor que se encarga de desencadenarlo. Entre los principales factores desencadenantes de estos fenómenos se encuentran los sismos, responsables principalmente de deslizamientos y caídas, y lluvias intensas, que generan en su mayoría flujos y deslizamientos, si bien ambos factores son capaces de desencadenar todos los tipos de remociones en masa.

La fuerte explosión demográfica que se experimenta mundialmente ha traído consigo la expansión de los asentamientos urbanos, entre otras, hacia las zonas montañosas que rodean los valles.

Se entiende como peligro geológico, o amenaza, a la ‘condición o proceso geológico potencialmente catastrófico’ o bien a la ‘probabilidad de que suceda un evento de este tipo durante un periodo de tiempo en un sitio dado’ (Hauser, 1985; Sepúlveda, 1998). En nuestro país, la situación geográfica en que se emplaza la ciudad de Santiago, determinan que los fenómenos de remoción en masa constituyan uno de los peligros geológicos más importantes en ambientes de tipo montañoso, donde las características geológicas, geomorfológicas y geotécnicas del paisaje cordillerano lo convierten en la principal fuente de numerosos desastres naturales de este tipo.

Como muestra el catastro de estos eventos, el último evento de gran envergadura ocurrido en la ciudad de Santiago, corresponde a los flujos de detritos de mayo de 1993, que fueron generados en las quebradas de Macul y San Ramón (documentados por Naranjo & Varela, 1996), los cuales causaron cerca de 30 muertes y grandes daños

materiales. Además, una serie de eventos menores se han registrado en la zona en los últimos 25 años (García, 2000; Padilla, 2006).

En general, una evaluación de las características de estos fenómenos, de su ocurrencia en el tiempo y de su dependencia con factores gatillantes (ya sea naturales o inducidos) y condicionantes es una medida que permite una mejor urbanización y/o la mitigación de los daños provocados en la población y su entorno.

Los profesionales vinculados al tema de remociones en masa y las autoridades deben educar y preparar a la comunidad para hacer frente a peligros geológicos. Esto ayudaría a prevenir y mitigar los daños tanto materiales como humanos que estos eventos producen, ya que la generación de éstos es prácticamente inevitable por cuanto son controlados y causados por variables naturales. El primer paso para este tipo de actividades es identificar los peligros geológicos que afectan a la población.

## 1.2 CONTENIDOS

Esta es una primera versión del apunte del Curso GL62C “Remociones en Masa”, que se dicta en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile desde el año 2004.

El presente apunte se basa íntegramente en la Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología, de Marisol Lara (2007), extrayendo los capítulos 2, 3 y parte del capítulo 1, así como un par de anexos de dicha tesis.

Estos capítulos entregan elementos teóricos y bibliográficos sobre los cuales se fundamenta el desarrollo del curso.

En el capítulo 2 y anexo 1 se describen los principales tipos de remoción en masa y sus características más importantes, así como la identificación de los factores condicionantes y desencadenantes de inestabilidades de laderas más comunes. En el capítulo 3 se entregan antecedentes bibliográficos para la comprensión de diversas metodologías para la evaluación de peligro de remociones en masa, junto con elementos teóricos para el análisis de estabilidad de laderas para distintos tipos de remociones, los que se complementan con el anexo 2 sobre resistencia de materiales geológicos.

## 2. REMOCIONES EN MASA: TIPOLOGIA Y FACTORES PARA SU GENERACION

### 2.1 CLASIFICACIÓN

Las remociones en masa han sido clasificadas por los autores Cruden & Varnes (1996), de acuerdo al tipo de movimiento y al material involucrado (Varnes, 1978) (Tabla 2.1). En este aspecto, los tipos de materiales, a partir de los cuales se pueden generar los distintos tipos de eventos, corresponden a roca y suelo; en tanto los tipos de movimientos que se pueden generar son desprendimientos (o caídas), *toppling* (o volcamientos), deslizamientos, extensiones laterales, y flujos (Figura 2.1). De manera simple, la combinación de estos términos dará el nombre a la remoción en masa, sin perder en consideración que pueden existir eventos combinados que le otorguen complejidad tanto al comportamiento del fenómeno como a la clasificación que se pretenda otorgarle.

Tabla 2.1. Clasificación de remociones en masa (Varnes, 1978)

| Tipo de movimiento    |              | Tipo de material |   |
|-----------------------|--------------|------------------|---|
|                       |              | Roca             | Suelo   |
| Suelo                 |              |                  |   |
| Deslizamiento         | Rotacional   |                  | Grano grueso (detritos, <80% partículas <2mm) |
|                       | Traslacional |                  |   |
| Extensiones laterales |              |                  | Grano fino (barro, >80% partículas <2mm)      |
| Flujos                |              |                  |   |
| Complejos             |              |                  |   |

Los movimientos generados presentan diversas tasas de movimientos, que van desde extremadamente rápidos a extremadamente lentos. De manera de unificar estos términos, Cruden & Varnes (1996) asocian valores de tasa de movimiento con términos cualitativos de rapidez (Tabla 2.2).

En particular, Keefer (1984) clasifica los tipos de remociones en masa generadas por terremotos, las cuales pueden ser divididas en las categorías que se presentan en la Tabla 2.3.

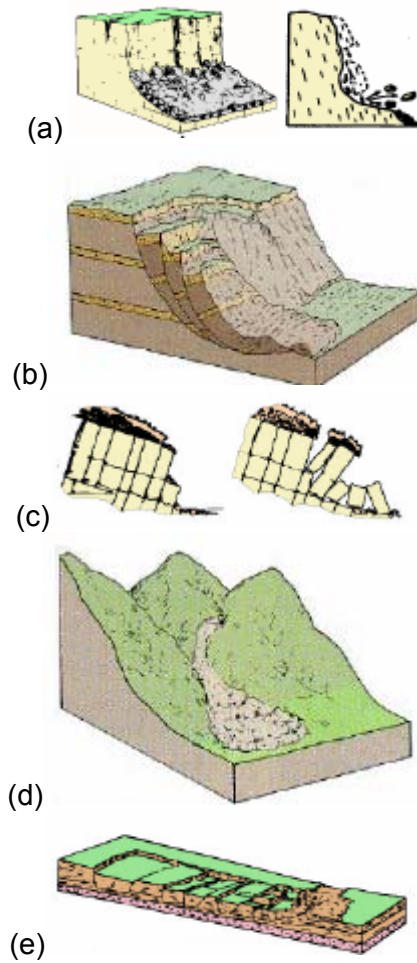


Figura 2.1. Tipos de remociones en masa (Varnes, 1978).

(a)Caídas, (b) Deslizamientos, (c) Volcamientos, (d) Flujos, (e) Extensiones laterale

Tabla 2.2. Escala de velocidad de remociones en masa (Cruden & Varnes, 1996)

| Clase según velocidad | Descripción           | Velocidad [m/s]       | Velocidad típica |
|-----------------------|-----------------------|-----------------------|------------------|
| 7                     | Extremadamente rápido | 5                     | 5 m/s            |
| 6                     | Muy rápido            | 0,05                  | 3 m/min          |
| 5                     | Rápido                | $5 \times 10^{-4}$    | 1,8 m/hr         |
| 4                     | Moderado              | $5 \times 10^{-6}$    | 13 m/mes         |
| 3                     | Lento                 | $5 \times 10^{-8}$    | 1,6 m/año        |
| 2                     | Muy lento             | $5 \times 10^{-10}$   | 16 mm/año        |
| 1                     | Extremadamente lento  | $< 5 \times 10^{-10}$ | <16 mm/año       |

Tabla 2.3. Clasificación de remociones en masa basada en generación por sismos (modificada de Keefer, 1984)

| Tipo de remoción                  | Velocidad  | Profundidad   |
|-----------------------------------|--|---|
| Caídas de roca                    | Extremadamente rápido<br>( $>3$ m/s)                                     | Superficiales<br>( $<3$ m)                              |
| Deslizamientos de roca            | Rápido a extremadamente rápido<br>(1,5 m/día - $>3$ m/s)                 | Superficiales<br>( $<3$ m)                              |
| Avalanchas de roca                | Extremadamente rápido<br>( $>3$ m/s)                                     | Profundos<br>( $>3$ m)                                  |
| Caídas de suelo                   | Extremadamente rápido<br>( $>3$ m/s)                                     | Superficiales<br>( $<3$ m)                              |
| Suelo perturbado                  | Moderado a rápido<br>(1,5 m/mes - 0,3 m/min)                             | Superficiales<br>( $<3$ m)                              |
| Avalanchas de suelo               | Muy rápido a extremadamente rápido<br>(0,3 m/min - $>3$ m/s)             | Superficiales<br>( $<3$ m)                              |
| Subsidencias de roca              | Lento a rápido<br>(1,5 m/año - 0,3 m/min)                                | Profundos<br>( $>3$ m)                                  |
| Deslizamientos de roca en bloque  | Lento a rápido<br>(1,5 m/año - 0,3 m/min)                                | Profundos<br>( $>3$ m)                                  |
| Subsidencias de suelo             | Lento a rápido<br>(1,5 m/año - 0,3 m/min)                                | Profundos<br>( $>3$ m)                                  |
| Deslizamientos de suelo en bloque | Lento a rápido<br>(1,5 m/año - 0,3 m/min)                                | Profundos<br>( $>3$ m)                                  |
| Flujos lentos de tierra           | Muy lento a moderado<br>(0,6 m/año - 1,5 m/día)                          | Generalmente superficiales,<br>ocasionalmente profundos |
| Extensiones laterales de suelo    | Muy rápido<br>(0,3 m/min - 3 m/s)  | Variable  |
| Flujos rápidos de suelo           | Muy rápido a extremadamente rápido<br>(0,3 m/min - $>3$ m/s)             | Superficiales<br>( $<3$ m)                              |
| Deslizamientos subacuáticos       | Generalmente rápidos a extremadamente rápidos<br>(~1,5 m/día - $>3$ m/s) | Variable  |

En el Anexo 1 se describen en detalle los principales tipos de eventos, basadas fundamentalmente en la descripción realizada por Cruden & Varnes (1996).

## 2.2 FACTORES CONDICIONANTES DE GENERACIÓN DE REMOCIONES EN MASA

Existen ciertos factores que serán condicionantes para la generación de los diferentes tipos de remoción en masa (Tabla 2.4) (Hauser, 1993). Los factores condicionantes corresponden a aquéllos que generan una situación potencialmente inestable. Estos corresponden principalmente a la geomorfología, geología, geotecnia y vegetación, que actúan controlando la susceptibilidad de una zona a generar fenómenos de remoción en masa, donde la susceptibilidad se define como la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada por un proceso geológico determinado (Sepúlveda, 1998).

Cada uno de los distintos procesos de remoción en masa tiene génesis y comportamientos distintos, por lo cual cada uno podrá ser influenciado por diversos factores de maneras y grados diferentes. Este capítulo presenta los diferentes factores a considerar para la determinación de la susceptibilidad o amenaza de cada evento de remoción en masa en una zona determinada. Los estudios presentados permitirán conformar metodologías específicas, de manera de identificar las zonas críticas de generar eventos.

Tabla 2.4. Factores condicionantes relevantes para cada tipo de remoción en masa

| Tipo de remoción en masa<br>Factores Condicionantes | Caídas | Deslizamientos | Toppling | Flujos | Extensiones Laterales |
|---|--------|----------------|----------|--------|-----------------------|
| Geología y Geotecnia                                | X      | X              | X        | X      | X                     |
| Geomorfología                                       | X      | X              | X        | X      | X                     |
| Hidrología e Hidrogeología                          | X      | X              | X        | X      | X                     |
| Vegetación y Clima                                  |        | X              |          | X      | X                     |
| Actividad Antrópica                                 | X      | X              | X        | X      |                       |

### 2.2.1. Geología y Geotecnia

La geología y la geotecnia influyen en mayor o menor grado en la generación de diversos eventos de remoción en masa. Entre los factores de esta categoría se cuentan el tipo de depósito y el material que lo compone, su densidad, plasticidad, humedad, permeabilidad; la litología de las rocas, su estructura, alteración y meteorización.

El tipo de depósito condiciona ciertas características en su comportamiento; por ejemplo, los depósitos volcanoclásticos, glaciales, escombros de falda, aluviales, coluviales, y de antiguos flujos de detritos son susceptibles a ser movilizados y/o removilizados, ya que son materiales permeables, donde el agua se infiltra fácilmente, superando su capacidad de infiltración y produciendo la saturación rápida y facilitando el escurrimiento rápido del agua en este material saturado (Hauser, 1997). En general, esto aplica a materiales sueltos, donde se incluyen también depósitos de



deslizamientos antiguos y/o desprendimientos y laderas que presenten reptación lenta o solifluxión (Hauser, 1993). Por otro lado, en materiales menos permeables, como aquéllos de grano fino, densos, arcillosos y rocosos con escasas fracturas, el escurrimiento de agua superficial es relativamente más rápido debido a su poca capacidad de infiltración y a la menor rugosidad de sus estructuras (Jacoby, 2001). Es así como los flujos en Chile Central, puntualmente en la Región Metropolitana, parecen adquirir importancia en zonas donde afloran depósitos volcanoclásticos de las Formaciones Abanico, Farellones y Colimapu (Hauser, 1985), caracterizados por secuencias compuestas por lavas, tobos y brechas con intercalaciones sedimentarias de lutitas y areniscas (Thiele, 1980).

La composición y granulometría del material adquiere relevancia al ser determinante de las propiedades de resistencia del depósito y su estabilidad en laderas. La plasticidad y humedad de un suelo influirá directamente en su grado de cohesión. Si un suelo fino tiene alta cohesión (como es el caso de arcillas), la presencia de niveles de poco espesor podría generar superficies potenciales de deslizamientos para el material que lo sobreyace. En tanto, un suelo grueso arenoso presenta cohesión dependiendo de la humedad a la que se encuentre, variando sus propiedades de resistencia en función de esta condición.

El parámetro de densidad del suelo es relevante para la determinación de la resistencia al cizalle del material, donde un suelo denso presentará resistencias (máximas) mayores a las alcanzadas por los suelos sueltos (Lambe & Whitman, 1972).

La permeabilidad influye directamente en la distribución del flujo de las aguas subterráneas y superficiales y por ende en la condición de saturación del suelo, donde una saturación del 100% representa la condición más desfavorable para la generación de deslizamientos y flujos.

Para el caso de rocas o caracterización de partículas mayores en un suelo, la litología es un factor que influirá en la resistencia a la meteorización y alteración de la roca. La presencia de minerales secundarios (ceolitas, arcillas, sericita, clorita), característicos de alteraciones hidrotermales, aceleraría los procesos de meteorización, influyendo de manera relevante en factores como la pérdida de resistencia, facilidad para incorporar agua, expansividad, incremento en la porosidad, etc. (Jacoby, 2001).

Por su parte, la caracterización estructural en rocas es relevante puesto que se encuentra directamente relacionado con la generación de material detrítico o bloques que conforman zonas potencialmente inestables para ser removilizados. Es así como todas las remociones que afectaron la zona del Río Teno, en el centro-sur de Chile, en el año 2004, fueron vinculadas a la mala calidad geotécnica de la roca (Naranjo & Welkner, 2004).

Las estructuras comprenden principalmente planos de estratificación, sets de diaclasas, grietas de tensión y fallas, siendo necesario que éstas sean caracterizadas en cuanto a su abertura, relleno y rugosidad. La presencia de diversos sets estructurales y de estructuras que conforman planos de ruptura mayores en la roca podrán permitir la generación de cuñas que representan posibles planos de deslizamiento en las laderas. De igual forma actuaría la estratificación, sobre todo si se trata de rocas alteradas y meteorizadas. La condición y orientación de las estructuras es bastante relevante, encontrándose que estructuras abiertas con rellenos de minerales blandos o estructuras poco rugosas, tenderán a conformar planos de debilidad en el macizo; por otro lado estructuras en la dirección del manto del talud generarán condiciones inestables para la ladera; sin embargo, dentro de esta categoría se considera también el volcamiento o "*toppling*", que se genera cuando los

estratos mantean en sentido opuesto a la ladera y se “vuelcan” (González *et al.*, 2002). En la evaluación de peligro de generación de derrumbes o caídas este factor aparece como uno de los más importantes como condicionante, puesto que es el que genera la independencia de bloques susceptibles a ser removidos ya sea por vibraciones sísmicas o, en menor cantidad, por infiltración de agua en las fracturas.

### 2.2.2. Geomorfología

Los rasgos geomorfológicos que condicionan eventos de remoción en masa son principalmente la topografía, pendientes de las laderas, cambios fuertes de pendientes de las laderas y la extensión y altura de las laderas. Estas características inciden en la velocidad, energía y volumen de las remociones que puedan originarse. Así también, cualquier modificación de ellos puede transformar una ladera estable en inestable y generar remociones (Popescu, 2002). Por otro lado influyen la forma y superficie de las hoyas hidrográficas, orientación de laderas y su consecuente exposición al sol.

La topografía escarpada y ángulos altos de pendientes de laderas es el primer factor geomorfológico a considerar, siendo propicios principalmente para la generación de flujos, deslizamientos y derrumbes. En casos específicos, la generación de flujos se ve favorecida por la existencia de laderas de topografía abrupta que disminuyen la estabilidad de los depósitos, donde el escurrimiento de agua superficial actúa como agente desestabilizador. Las pendientes tanto de laderas como de cauces (ejes hidráulicos), mientras mayores son, otorgan una alta capacidad de transporte y energía a los flujos. Así, tributarios cortos de alta pendiente, rectos, y estrechos (o encajonados) concentran el transporte del material incrementando su energía cinética (Jacoby, 2001). Pendientes mayores a 25° en las cabeceras de las hoyas hidrográficas, son favorables para el desarrollo de flujos o 'aluviones' (Hauser, 1993), aunque algunos podrían generarse sobre pendientes menores que no sobrepasan los 15° (Sauret, 1987 en Sepúlveda, 1998). En los valles centrales andinos de Chile, existe una condición de intenso fracturamiento superficial, lo cual es propicio para la generación flujos por mecanismos gravitacionales por medio de la incorporación de lluvias (Hauser, 1995). A esto se suma la orientación de las laderas ante la exposición al sol, lo cual influirá, junto con acciones de deshielos, a efectos erosivos y de meteorización del material, además de disminuir la presencia de vegetación producto de la sequedad de la zona.

En el caso de deslizamientos, se genera una situación naturalmente inestable, donde para el caso de suelo se generará un deslizamiento en un talud si su ángulo supera el ángulo de fricción interna del material (Lambe & Whitman, 1972). En tanto, Keefer (1984) estima que en presencia de sismos de intensidades superiores a IV, taludes de ángulos  $\geq 15^\circ$  serán susceptibles de generar deslizamientos en suelos de tipo traslacional, en tanto ángulos de taludes  $\geq 10^\circ$  serían suficientes para generar deslizamientos rotacionales. Para laderas de roca, las pendientes altas son las que controlan la generación de deslizamientos, donde taludes de ángulos  $\geq 35^\circ$  serían susceptibles a generarlos, y ángulos  $\geq 15^\circ$  podrían generar deslizamientos de roca masivos o en bloques para el caso sísmico (Keefer, 1984).

Por otro lado las caídas de rocas ante un sismo pueden generarse a partir de rocas fracturadas, meteorizadas, poco resistentes, en zonas donde los taludes son mayores o iguales a 40° (Keefer, 1984). También pueden darse desprendimientos de suelos (“soil falls”, Keefer, 1984), a partir de material arenoso o gravoso levemente cementado o arcillas no compactas. Estos desprendimientos, según Keefer, se podrían generar para los mismos taludes que en roca, es decir, taludes de ángulo mayor o igual a 40°. González *et al.* (2002) plantea que estos podrían generarse en taludes verticales generalmente a favor de grietas de tracción.

A esto se suma el posible efecto de amplificación de las ondas sísmicas que puede generar la topografía (Sepúlveda *et al.*, 2004, 2005).

Naturalmente, para que alguna remoción se genere debe existir material susceptible a ser movilizado. Dentro de este punto, se hace necesario lograr identificar depósitos de antiguos deslizamientos o flujos, principalmente si se encuentran en estado suelto, o la identificación de depósitos coluviales que se ubican en general en los pies de laderas y quebradas, donde su condición de equilibrio límite los hace muy propensos a generar deslizamientos (o flujos).

La geometría de la ladera en tanto es uno de los factores más importantes en la evaluación de generación de deslizamientos, por cuanto determinará las orientaciones de las fuerzas resistentes y las solicitantes.

### 2.2.3. Hidrología e Hidrogeología

La red de drenaje, las posiciones y variaciones del nivel freático, caudales, coeficientes de escorrentía y coeficientes de infiltración, son factores hidrológicos e hidrogeológicos que condicionan la generación de remociones en masa ya que están directamente relacionados a la incorporación de agua en los suelos o macizos rocosos.

El suelo saturado presentará variaciones en los rangos de cohesión dependiendo de su granulometría. De todas maneras, la incorporación de agua en la estructura del suelo, que en ciertos casos puede llegar a la saturación, genera una disminución en la resistencia del material, disminuyendo su tensión efectiva producto de la generación de presiones de poros (Lambe & Whitman, 1972). En roca, el agua puede contribuir a la pérdida de resistencia al infiltrarse en las estructuras, ejerciendo tensiones en estas estructuras que se oponen a las tensiones que la mantienen estable.

En el caso de los flujos, éstos en su gran mayoría se generan por saturación del material, lo cual al provocar un aumento en la presión de poros disminuye su resistencia efectiva. La identificación de zonas húmedas o saturadas es de gran importancia para la identificación de áreas críticas para la generación éstos. La posición del nivel freático y sus variaciones en este ámbito es importante, ya que al encontrarse a poca profundidad, mediante la incorporación de agua ya sea por lluvias o fusión de nieve, éste puede ascender rápidamente llegando a generar la saturación del material superficial. Asimismo, en suelos arenosos afectados por solicitaciones sísmicas, el nivel freático puede ascender hasta el punto de saturar el material, generando en el suelo un comportamiento del tipo fluido viscoso (licuefacción del suelo) producto de la vibración. Se debe tener en cuenta en el momento de evaluar este factor que la distribución de agua subterránea varía de acuerdo a la topografía y a la condición de meteorización de la roca madre (Pathak & Nilsen, 2004).

Aunque los flujos de detritos se asocian a un suelo saturado, el flujo puede ir incorporando líquido en el trayecto, generándose en un principio por la inestabilidad del suelo condicionada por la resistencia, el ángulo de fricción interna y el grado de saturación del suelo (Yoshida *et al.*, 1991). Pueden existir movimientos de ladera complejos, que pueden derivar en un flujo de detritos o un flujo seco, dependiendo si hay o no incorporación de agua al material transportado (Varnes, 1978).

Por otro lado, la presencia de vertientes en zonas escarpadas o acantilados contribuye a la infiltración de agua entre las fracturas de la roca, propiciando la separación de

éstas y la posterior pérdida de contacto entre las paredes de la roca, que la mantienen estable.

#### 2.2.4. Vegetación

En bibliografía la vegetación se trata como un factor condicionante de la estabilidad de laderas, sin embargo los eventos de remoción en masa generados en Chile, principalmente en zonas climáticas lluviosas con poca vegetación, demuestran que no siempre la vegetación contribuye a disminuir la erosión sobre las laderas. Un ejemplo de su poca influencia, en la estabilidad de laderas, en zonas climáticas lluviosas con abundante vegetación, es el caso de los deslizamientos ocurridos en el sur de Chile, en la Región de Aisén, producto de un sismo ocurrido en abril del 2007, donde una parte de un cerro con frondosa vegetación deslizó provocando un tsunami.

En este contexto, Prieto (1985) establece que la estabilidad dada por la vegetación está fuertemente condicionada por el efecto del clima y topografía, pues, por ejemplo en zonas que sufren de fuertes vientos, si la pendiente es fuerte, los árboles remueven el terreno provocando su desestabilización. Además, en zonas de climas lluviosos, con abundante vegetación, puede ocurrir que la evapotranspiración no alcance a compensar la alta infiltración, por lo que el nivel freático asciende saturando el material.

Según Selby (1993), la vegetación contribuiría a disminuir el efecto erosivo sobre las laderas generado por factores como el clima, propiedades del suelo y topografía. La existencia de árboles en las laderas permitiría la absorción de agua por parte de estos disminuyendo el grado de saturación del suelo. Además, sus raíces en general ayudarían a la estabilización de las laderas actuando como anclajes de reforzamiento, sin dejar de considerar que en algunos casos esta estabilización es sólo superficial.

Selby (1993) establece que la vegetación ideal para la estabilización de laderas correspondería a bosques con suelos cubiertos de pasto o hierba, exponiendo los principales efectos de la vegetación sobre la estabilidad del suelo, los cuales incluyen: que la vegetación interceptaría el agua caída, disminuiría la capacidad de erosión provocada por el agua en las laderas y aumentaría la resistencia del suelo y su porosidad. Además, aumentaría la evapotranspiración del agua disminuyendo el grado de saturación del suelo y produciría compactación del suelo más profundo (Greenwood & Norris, 2006). En tanto, el escaso desarrollo de vegetación parecería contribuir a restar estabilidad a las laderas, además de demostrar una alta sensibilidad a la erosión hídrica (Jacoby, 2001), puesto que en general las raíces tenderían a actuar como agentes estabilizadores.

Greenwood (2006) elabora un programa computacional para análisis de estabilidad de laderas que permite incluir, entre otros, los efectos de la vegetación, especialmente de sus raíces, en la estabilidad de las laderas.

#### 2.2.5. Clima

Los principales factores que generan erosión de laderas son las precipitaciones, temperaturas, viento y radiación solar, siendo las precipitaciones el más importante entre éstos.

Las precipitaciones, además de ser consideradas uno de los factores desencadenantes de remociones en masa más importantes, condicionan la estabilidad del macizo, al disminuir la resistencia de las estructuras al incorporar agua entre las fracturas del macizo y/o la estructura del suelo, disminuyendo el coeficiente de roce.

Este factor adquiere gran importancia por ejemplo para la generación de caídas de roca en zonas de acantilados, puesto que el agua se infiltra por arriba y las caídas suelen producirse cerca de la cumbre de las laderas. Por otro lado, la mayor cantidad de grandes flujos de detritos y barro han sido gatillados por lluvias intensas, asociadas con saturación del material por lluvias antecedentes cercanas al día del evento que en este caso estarían actuando como condicionante en la estabilidad de la ladera.

Por otra parte, otro factor climático de importancia corresponde a la temperatura. La temperatura condiciona el estado de la precipitación, es decir, si es sólida o líquida, controla el punto de fusión de la nieve, modifica la humedad del suelo luego de las lluvias y condiciona el congelamiento del suelo.

Los procesos de hielo-deshielo condicionan fuertemente la estructura del macizo rocoso al ser responsables del fracturamiento de éste a través del crioclastismo, el cual a su vez es función de la orientación de las laderas producto del grado de exposición al sol (Naranjo, 2007, comunicación oral).

Por otro lado el viento tiene efectos sobre el ángulo de incidencia de las gotas de lluvia y además en la desestabilización de laderas abruptas con árboles (Selby, 1993).

Por último, el factor climático de radiación solar también incide en la estabilidad-inestabilidad de laderas, al influir en la condición de humedad del material, disminuyendo la resistencia de las laderas mientras mayor grado de humedad éstas presenten. Este punto se encuentra ligado a la presencia de vegetación, siendo ésta más prominente en zonas protegidas de intensa radiación solar.

#### 2.2.6. Actividad Antrópica

El control que ejerce el factor humano sobre la estabilidad de laderas es muchas veces primordial en la generación de eventos de remoción en masa. Ejemplos de actividades que influyen en esto son excavaciones, rellenos, construcción de estructuras, urbanización, cambios en el uso del suelo, extracción de áridos y acumulación de escombros. Estos, entre otros, pueden contribuir tanto a la desestabilización de las laderas producto de la disminución artificial de la resistencia del material, como a la contribución de material para ser movilizados por futuros eventos y cambios en la escorrentía superficial y en la topografía. A esto se suma la deforestación que se lleva a cabo producto de tala ilegal.

Las faenas mineras y embalses, por su parte, contribuirán a la generación de sismicidad inducida, lo cual puede influir en la desestabilización producto de las vibraciones que si bien tal vez no alcanzan grandes intensidades, pueden ser frecuentes y constantes, disminuyendo gradualmente la resistencia de los depósitos y macizos rocosos.

Otro efecto producido por estas actividades tiene que ver con el aspecto climático. A escala global, las actividades antrópicas en el último tiempo han afectado directamente en el cambio climático terrestre, lo cual está asociado a variaciones en las temperaturas, tipo e intensidad de precipitaciones y su distribución, influyendo directamente en la generación de remociones que derivan en desastres.



## 2.3 AGENTES DESENCADENANTES DE REMOCIONES EN MASA

Un agente gatillante o desencadenante es un factor externo que genera una respuesta traducida en una remoción en masa mediante el rápido incremento de esfuerzos o la reducción de la resistencia del material de una ladera (Wieczorek, 1996). Un agente gatillante se caracteriza principalmente por la existencia de un corto lapso entre causa y efecto.

Entre los agentes desencadenantes más comunes de remociones en masa se cuentan principalmente las lluvias de gran intensidad y los sismos; secundariamente las erupciones volcánicas, la intervención antrópica, la fusión de nieve, la erosión de canales, entre otros.

### 2.3.1 Precipitaciones

González *et al.* (2002) destacan que las lluvias como factores gatillantes de remociones en masa se encuentran relacionadas con su intensidad, duración y distribución. Así, precipitaciones de poca intensidad en periodos prolongados de tiempo y precipitaciones de gran intensidad en periodos cortos de tiempo podrían desencadenar eventos de remociones en masa en zonas donde el escenario sea favorable para ello. Dentro de este aspecto, las precipitaciones cortas e intensas serían susceptibles a provocar eventos superficiales, en tanto remociones más profundas serían provocadas por eventos distribuidos en largo periodo de tiempo (Aleotti, 2004; Kim *et al.*, 2004).

Las precipitaciones actúan aumentando el grado de saturación de los materiales, tanto en suelo como en fracturas, aumentando temporalmente la presión de fluidos ( $\mu$ ). Teniendo en cuenta que el stress efectivo ( $\sigma'$ ) se define como  $\sigma' = \sigma - \mu$ , entonces es la disminución de este esfuerzo el que genera un descenso en la resistencia de los materiales durante un periodo de tiempo, con ello una baja en la estabilidad y un eventual fenómeno de remoción en masa. Además, las precipitaciones intensas aumentan la escorrentía superficial, aumentando con esto la erosión del material en laderas con suelo suelto, y asociado se genera socavación y/o disolución de la ladera (Tabla 2.5).

En general, distintas zonas necesitarán lluvias de intensidad y/o duración que superen un umbral característico para generar remociones en masa. El conflicto radica en la estimación de estos umbrales, para lo cual se requiere de datos idealmente continuos de precipitaciones o con alta frecuencia que permitan la realización de análisis estadísticos para la zona de estudio.

Sin embargo, se ha encontrado en algunos casos que las precipitaciones no actuarían por sí solas en la generación de remociones, puntualmente estableciendo el caso de los aluviones de mayo de 1993 en Chile Central donde, producto de la anormal ubicación de la isoterma  $0^{\circ}$  en esos días (Padilla, 2006), se habrían generado precipitaciones líquidas intensas en zonas donde usualmente se presentan precipitaciones del tipo nieve.

Además, es necesario recalcar la importancia que presenta la ocurrencia de fenómenos climáticos como lo es el fenómeno de El Niño (García, 2000), en el cual existe una tendencia al exceso de precipitaciones (inviernos con mayor días con lluvia y con precipitaciones de intensidades mayores) y de los niveles de caudales líquidos de escorrentía. Particularmente en Chile Central, se ha establecido a través de estudios que recopilan los eventos de remociones en masa de aproximadamente los últimos 50 años, que existe una clara correlación entre la presencia del fenómeno El

Niño y el desarrollo de tormentas gatillantes de eventos como flujos de barro y detritos en la zona (García, 2000; Sepúlveda *et al.*, 2006).

Tabla 2.5. Efectos de la saturación por precipitaciones (Prieto, 1985)

| Efectos asociados                  | Consecuencias                                | Inestabilidades producidas                                  |
|------------------------------------|--|---|
| Lluvias intensas<br>-Infiltración- | Elevación del nivel freático                 | Deslizamientos (planos) de suelo sobre roca                 |
|                                    |  | Deslizamientos circulares por empuje                        |
|                                    | Carga de fisuras                             | Deslizamiento de taludes en suelo o en roca blanda          |
|                                    |  | Vuelco de masas rocosas                                     |
|                                    | Saturación                                   | Movilización de taludes en equilibrio estricto. Reptaciones |
|                                    |  | Hundimiento. Desplazamiento de bloques                      |
| Inundación de la base del talud    | Disminución de resistencia en zonas críticas | Deslizamiento por falta de resistencia                      |
|                                    | Efectos de desembalse                        | Deslizamientos por tracción de pie                          |
|                                    | Arrastres superficiales                      | Flujos sólidos en torrentes                                 |
| Erosión de laderas                 | Acumulaciones en pie de conos de deyección   | Deflación del cono  |
|                                    | Erosión interna                              | Hundimientos generalizados                                  |
| Socavación                         | Eliminación de zonas resistentes             | Deslizamientos progresivos desde el pie                     |
|                                    |  | Vuelco de cornisas  |
| Disolución                         | Creación de cavernas y túneles               | Hundimientos en la cima                                     |
|                                    |  | Retroceso de cantiles                                       |

De esta forma, puede observarse que los eventos de remoción en masa de mayor envergadura no necesariamente se generan en invierno, y están asociadas a generación de precipitaciones ante condiciones de temperatura alta y ubicación alta de la isoterma 0° (Naranjo, 2007; comunicación oral).

Por su parte, Hauser (1985) establece que las lluvias generadas en periodos estivales en la zona preandina de la Región Metropolitana, con un umbral de 60 mm/día en la zona preandina, son de crucial importancia para la generación de eventos de remoción en masa, ya que esto se asocia con las características mecánicas tanto de los suelos superficiales como de las rocas que experimentan resecamiento por ausencia de lluvias, generándose un microfracturamiento superficial propicio para la generación de flujos ante la presencia de lluvias repentinas e intensas.

### 2.3.2 Sismos

Los sismos son otros grandes factores desencadenantes de remociones en masa en diversos escenarios geológicos y topográficos. Las aceleraciones sísmicas generan un cambio temporal en el régimen de esfuerzos al que está sometido la ladera, tanto normales como de corte, pudiendo producir su inestabilidad.

Keefe (1984) ha realizado estudios a partir de sismos ocurridos principalmente en Los Ángeles, EEUU., estableciendo que los tipos de remociones más abundantes generados por terremotos corresponderían a caídas de rocas, deslizamientos desagregados (*disrupted landslides*) de suelos con pendientes de laderas  $>15^\circ$  y deslizamientos de roca con pendientes de laderas  $\geq 40^\circ$ , y secundariamente derrumbes en suelo, deslizamientos en bloques de suelo y avalanchas de tierra. Los flujos y avalanchas de roca son estadísticamente los que han generado mayor cantidad de muertes y daños.

En sus estudios, Keefe (1984) estableció magnitudes mínimas aproximadas para la generación de cierto tipo de fenómenos de remociones en masa (Tabla 2.6), en base a observaciones de eventos de remoción en masa generados por sismos de magnitud menores o iguales a 5,3, estableciendo distancias máximas de 50 km entre el foco del sismo y zonas con ocurrencia de caídas de rocas y deslizamientos desagregados, para un evento sísmico de magnitud cercana a 5,5 y de 10 km para flujos de detritos y deslizamientos masivos, ante similares eventos sísmicos. Así mismo, se establece que otros factores, y no sólo la magnitud, tendrían influencia en la distancia máxima entre el foco del sismo y el lugar donde se genera la remoción, como son las variaciones que podría tener el movimiento del suelo durante un sismo y las condiciones geológicas locales.

Otros autores como Rodríguez *et al.* (1999) han realizado estudios que permitieron ampliar la fuente de datos de remociones en masa provocados por terremotos con la que contaba Keefe (1984) y actualizar algunos de sus umbrales (Tabla 2.6).

Tabla 2.6. Tipos de remociones en masa generadas por sismos

| Magnitudes mínimas aproximadas ( $M_L$ ) según Keefe (1984) | Magnitudes mínimas aproximadas ( $M_L$ ) según Rodríguez <i>et al.</i> (1999) | Tipo de remoción en masa  |
|---|---|---|
| 4,0   | 5,5   | Caídas de rocas, deslizamientos de roca, caídas de suelo, deslizamientos desmembrados de suelo  |
| 4,5   | 5,5   | Subsidencias de suelo, deslizamiento de suelo en bloques  |
| 5,0   | 6,5   | Subsidencias de roca, deslizamientos de roca en bloque, flujos lentos de tierra, extensiones laterales de suelo, flujos rápidos de suelo, deslizamientos submarinos |
| 6,0   | 6,5   | Avalanchas de roca  |
| 6,5   | 6,0   | Avalanchas de suelo   |

Por otro lado, a partir de datos recopilados de 40 terremotos históricos, Keefer (1984) estableció abundancias relativas de remociones en masa generados por sismos, que se muestran a continuación (Tabla 2.7).

Tabla 2.7. Abundancia de eventos de remoción en masa generadas por sismos (Keefer, 1984)

| Abundancia de eventos                                     | Tipos de eventos   |
|---|--|
| Muy abundante<br>(>100.000, en 40 terremotos)             | Caídas de roca, deslizamientos de suelo desagregado, deslizamientos de roca                                    |
| Abundante<br>(10.000 a 100.000, en 40 terremotos)         | Extensiones laterales de suelo, subsidencias de suelo, deslizamientos de suelo en bloques, avalanchas de suelo |
| Moderadamente común<br>(1.000 a 10.000, en 40 terremotos) | Caídas de suelo, flujos rápidos de suelo, subsidencias de roca   |
| No común  | Deslizamientos bajo agua, flujos lentos de suelo, deslizamientos de roca en bloque, avalanchas de roca         |

En tanto, Sepúlveda *et al.* (2004, 2005) han estudiado factores como la amplificación topográfica de ondas sísmicas como causante de generación de fallas de laderas en roca, encontrando relaciones entre las dimensiones y forma de las laderas con la longitud de onda dominante que favorecen la amplificación topográfica y la consecuente generación de deslizamientos.

Por otro lado, las remociones en masa que involucran material suelto, sin cohesión, saturado y en pendientes de ladera bajas a moderadas comúnmente ocurren como resultado de una licuefacción del suelo inducida por el sismo. Este proceso es causado por perturbaciones rápidas en suelos saturados, sin cohesión, bajo condiciones de carga no drenada; estas condiciones hacen posible la generación de un exceso de presiones de poros y con ello una disminución de los esfuerzos efectivos actuantes sobre el suelo y su generación está condicionada por agentes de tipo histórico, geológico, composicionales y de estado (principalmente material suelto). Se ha observado y estudiado que este fenómeno puede darse tanto en arenas como gravas y limos (González *et al.*, 2002).

### 2.3.3 Otros factores

En ambientes volcánicos, las erupciones pueden gatillar deslizamientos producto de la fusión de la nieve acumulada en las laderas de los volcanes, las cuales actuando por sí solas o en conjunto con precipitaciones intensas podrían generar flujos de gran magnitud al arrastrar el material depositado en las laderas durante la erupción volcánica. Este tipo de flujo es denominado "lahar". Los flujos de detritos volcánicos o *lahares*, también se pueden producir por lluvias intensas sobre depósitos de tefra (Pierson, 1989; Coussot & Meunier, 1996).

Otro ejemplo de remociones en ambientes volcánicos son las avalanchas por colapso del edificio volcánico, por ejemplo las ocurridas en 1980, por la erupción del Volcán St. Helens, en Estados Unidos.

La fluidización o licuefacción de un suelo saturado, ya sea por el colapso de otra masa de suelo o roca sobre él, o como respuesta a vibraciones producidas por sismos u otra causa, es otra manera de convertir al suelo en una masa viscosa que puede fluir en forma de un 'aluvión' (Prieto, 1985; Selby, 1993).

Otros tipos de agentes gatillantes mencionados corresponden a la erosión de canales, la intervención antrópica, entre otros, asociados a la pérdida de resistencia del material involucrado ya sea producto de precipitaciones o por factores artificiales como son las sobre excavaciones, la realización de obras de arte en zonas susceptibles de ser removidas, represamiento de cauces, falla de presas de tierra, etc.



### **3. ANTECEDENTES PARA LA EVALUACIÓN DE PELIGRO DE REMOCIONES EN MASA**

#### **3.1 ENFOQUES METOLÓGICOS PARA LA EVALUACIÓN DE PELIGROS Y RIESGOS GEOLÓGICOS**

En el último tiempo diversos autores han desarrollado en el mundo una serie de metodologías, utilizando diferentes herramientas, que buscan evaluar los procesos de generación de remociones en masa. Estos fenómenos han adquirido gran importancia dentro de los eventos naturales, principalmente asociados a los cambios climáticos que se han experimentado a nivel mundial. De manera general, estas metodologías tienen la característica de ser aplicables en zonas limitadas de estudio de acuerdo a sus características geológicas, geotécnicas, geomorfológicas, climáticas, entre otras.

El escenario global en que se desarrollan estas metodologías está asociado a los parámetros de análisis o a las herramientas que se utilizan para evaluar el peligro o el riesgo geológico.

Aleotti & Chowdhury (1999) presentan un escenario cuantitativo y uno cualitativo para la evaluación del peligro geológico. La experiencia en terreno y la generación de mapas de parámetros índices sobrepuestos son la base para la determinación cualitativa de susceptibilidades y peligros geológicos. En tanto el estudio cuantitativo está dado por análisis estadísticos, análisis geológicos-geotécnicos determinísticos o probabilísticos y generación de redes neuronales.

Popescu (2000) se basa en la evaluación de dos grupos de factores para determinar la generación de un evento de remoción en masa: los factores que preparan a la ladera y que la convierten en un zona susceptible de ser movilizada (que corresponde a los factores condicionantes) y los gatillantes, que se encargan de desencadenar el evento.

En este capítulo se presenta una revisión bibliográfica de metodologías existentes para la evaluación del peligro o del riesgo geológico, dividiéndolas, de acuerdo al escenario propuesto por Aleotti & Chowdhury (1999), en metodologías cualitativas, cuantitativas o mixtas.

##### **3.1.1 Metodologías cualitativas**

Entre las metodologías revisadas, Parise (2001) presenta como método de evaluación de peligro geológico la generación de cuatro tipos de mapas, para la representación cartográfica de movimientos de laderas. Dentro de éstos se cuentan los mapas de inventario, que corresponden a un catastro de eventos anteriores y delimitan las unidades geomorfológicas asociadas a éstos. Este tipo de mapas intenta presentar una zonificación preliminar de áreas afectadas por deslizamientos. Lo siguen los mapas de actividad, que presenta un monitoreo de los deslizamientos activos al comparar en el tiempo el desplazamientos de las laderas. Los mapas de susceptibilidad, en tanto, muestran una zonificación base para planes de desarrollo de emergencia orientados a prevención y mitigación de daños. Por último los mapas de vulnerabilidad, que son orientados a la distribución y evaluación de elementos en riesgo.

Una nueva herramienta utilizada en la evaluación de peligro de deslizamientos es presentada por Ercanoglu & Gokceoglu (2002). Corresponde a la generación de

mapas de susceptibilidad y peligro mediante “*Fuzzy Logic*”. Este estudio fue aplicado en Yenice, Turquía. Se basa en la identificación de factores condicionantes para la generación de remociones en masa (ángulo de talud, elevación topográfica, orientación de la ladera, presencia de agua, vegetación, meteorización). *Fuzzy Logic* permite ponderar cada uno de estos factores estableciendo reglas del tipo “si → entonces”. El objetivo de estas reglas es generar mapas de susceptibilidad dadas las características de la zona de estudio.

En la categoría de generación de mapas índices, adquiere gran relevancia el análisis de las zonas de estudio implementando Sistemas de Información Geográfica (SIG). Donatti & Turrini (2002) proponen un método que permite ponderar según su importancia los diversos factores que influyen en la generación de deslizamientos. En éste, mediante la generación de mapas se estudia el área afectada por escarpes de deslizamientos con respecto a los factores condicionantes determinados, que corresponden, entre otros, a litología, orientación de laderas, presencia de lineamientos y fallas.

Pasuto y Soldati (1999), por su parte, establecen la importancia de la delimitación de unidades geomorfológicas de remociones anteriores, junto con la datación de muestras de materia orgánica, para establecer la cronología y sucesión de eventos.

### 3.1.2 Metodologías cuantitativas

Entre las metodologías revisadas en este capítulo, se encuentran algunas metodologías cuantitativas, probabilísticas y/o determinísticas, o estadísticas, enfocadas tanto al estudio de factores condicionantes como gatillantes.

Enfocándose en factores condicionantes de inestabilidad de laderas, Gokceolglu *et al.* (2000) establecen dentro de esta categoría el control estructural de discontinuidades y de acuerdo a esto realizan un estudio para evaluar la probabilidad de falla de una ladera. En este trabajo, realizado en Ankara, Turquía, se elabora computacionalmente un análisis estadístico de un amplio set de estructuras, enfocado al análisis cinemático y a la preparación de mapas de riesgo. Este estudio establece que el control de discontinuidades, sumado a una topografía abrupta, son factores que hacen las laderas altamente susceptibles a falla.

La evaluación del riesgo geológico ante eventos de remociones en masa ha sido abordado por Kong (2002), quien presenta un método evaluativo aplicado en la ciudad de Hong Kong. Este método se basa principalmente en la estimación de la probabilidad de ocurrencia de muerte producto de remociones del tipo derrumbes o deslizamientos. Esto seguido de un análisis de costo v/s beneficio para las medidas de mitigación y prevención propuestas.

Pathak & Nilsen (2004) realizan un análisis probabilístico de estabilidad de laderas rocosas en los Himalayas. Se presenta la problemática de realizar este tipo de análisis en rocas donde se dificulta la obtención de los parámetros como la presión de poros, el ángulo de fricción y la aceleración sísmica. Pathak asume una distribución probabilística para estos parámetros dados por Nilsen (2000) y Hoek (1998). Con la obtención de estos parámetros se obtuvo una función de distribución probabilística (PDF) mediante los programas BestFit y @Risk, que representó la estabilidad de laderas de roca ante el comportamiento de las variables mencionadas.

Luzi *et al.* (2000) centran su estudio en el análisis determinístico de peligro geológico, basándose en el cálculo de factores de seguridad para la estabilidad de laderas. Presentan un método basado en cálculos locales de los factores de seguridad,

generando mapas locales mediante la utilización de SIG, para finalmente realizar un “promedio” de estos mapas para la zona de interés.

Por su parte, Haneberg (2000) se centra en el análisis cuantitativo de peligros geológicos, tanto probabilísticos como determinísticos. Para el primer caso, presenta modelos racionales para casos de parámetros que pueden ser explicados físicamente, con variables que corresponden a las propiedades de los materiales involucrados; y modelos probabilísticos empíricos para casos de variables desconocidas, como son los fenómenos naturales como la recurrencia de inundaciones, tormentas o terremotos. Uno de los mayores problemas presentados es la elección de la distribución probabilística para la variable en estudio. En tanto, dentro de los modelos determinísticos también se encuentran los modelos racionales, para casos de parámetros conocidos, por ejemplo para el análisis pseudo-estático de estabilidad de laderas infinitas; y los modelos empíricos, donde se utilizan relaciones entre las variables estudiadas.

Para la determinación de los factores gatillantes, González-Díez *et al.* (1999) realizaron un estudio estadístico de diversos depósitos de deslizamientos generados durante los últimos 120.000 años en la Cordillera Cantábrica al norte de España. Se seleccionaron una serie de depósitos y se ordenaron cronológicamente de acuerdo a sus características geológicas y geomorfológicas. En conjunto con dataciones de las zonas de depositación, fue posible establecer un modelo que relacionara los cambios climáticos en el tiempo con la generación de eventos. Se obtuvo para esto que de ocho grupos de deslizamientos, siete se habrían generado en climas donde la lluvia era el factor más importante, en tanto un sólo grupo se generaría por efecto de sismicidad. Se destaca así mismo que en los últimos años la generación de eventos habría aumentado, fundamentado en el aumento de intervención antrópica.

Por otro lado, Yoshida *et al.* (1991) y Jaehong *et al.* (2004) realizaron estudios que permitieron aseverar que uno de los agentes gatillantes más importantes de deslizamientos corresponde a las lluvias. Para esto realizaron análisis de estabilidad de laderas, donde Jaehong *et al.* (2004) se centran en el estudio de suelos residuales, ambos confirmando que tanto las lluvias antecedentes como las máximas son factores que predominan en la generación de eventos de este tipo.

Para la zona oriente de Santiago, Padilla (2006) plantea una metodología estadística multivariable que intenta determinar la probabilidad de ocurrencia de un evento de remoción en masa frente a un escenario determinado de factores meteorológicos desencadenantes. El análisis estadístico multivariable se realiza mediante la construcción de modelos de Regresión Logística, los que permiten plantear expresiones matemáticas que establecen una probabilidad de ocurrencia de las remociones en masa en función de los factores desencadenantes considerados. Los factores meteorológicos desencadenantes de remociones en masa que se consideraron en el estudio fueron las precipitaciones diarias o del día del evento, las precipitaciones antecedentes o acumuladas antes del evento en 5, 10, 15, 20, 25 y 30 días y la altura de línea de nieve para los días con precipitaciones. Cabe mencionar que, a partir de la comparación entre los resultados y entre los eventos observados, este trabajo dejó en evidencia que no es posible simplificar de tal forma el estudio de eventos climáticos extremos. Los resultados de este trabajo se presentarán más adelante.

Para el caso de los sismos como factores gatillantes de remociones en masa, Khazai & Sitar (2000) presentan los modelos más usados para el análisis de estabilidad de laderas, implementados en SIG: análisis pseudo-estático de estabilidad de laderas, modelos lineales de amplificación de movimiento y método de Newmark. Dentro de los

datos requeridos para implementar estos modelos en SIG se cuentan modelos digitales de superficie y laderas (DEM), parámetros geotécnicos (granulometría, índice de plasticidad) y de resistencia al corte, presión de poros y profundidad de niveles freáticos. El objetivo final de estos modelos es la obtención de mapas de susceptibilidad y peligro geológico, considerando los sismos como gatillantes de los eventos estudiados.

Por su parte, Luzi *et al.* (2000) realizaron un estudio estadístico, aplicado a escala subregional en Toscana, Italia, para determinar la aceleración sísmica horizontal crítica asociada a la probabilidad de falla de laderas. Los pasos identificados para el análisis se basan en la identificación de los mecanismo de falla y la selección del modelo de análisis de estabilidad, la representación de las condiciones geotécnicas y geométricas del área, el procesamiento de datos y el cálculo de la probabilidad de falla para las laderas con un previo análisis estadístico de Monte-Carlo. Estos últimos enfocados en dar a los parámetros geotécnicos una distribución que simule su variabilidad en función de las condiciones geológicas y geométricas de la zona.

### 3.1.3 Metodologías mixtas

Sepúlveda (1998, 2000) elaboró una metodología para la evaluación de peligro de flujos de detritos en ambientes montañosos, aplicada en la Quebrada Lo Cañas en la zona oriente de Santiago (Sepúlveda & Rebolledo, 2000). Esta metodología tiene un carácter cualitativo al identificar los principales factores condicionantes para la generación de flujos detríticos, incluyendo una parte cuantitativa al otorgar a cada factor una ponderación que en conjunto permite estimar un grado de susceptibilidad de ocurrencia del fenómeno en zonas cordilleranas, con la lluvia como agente gatillante.

Lee *et al.* (2002) presentan un análisis de susceptibilidad de remociones en masa mediante modelos probabilísticos bayesianos en la localidad de Janghung, Korea, donde durante el año 1998 se registraron numerosos daños provocados por eventos de remociones en masa generadas por precipitaciones. Los métodos están basados en el cálculo de índices de susceptibilidad que incluyen los factores condicionantes de topografía, tipo de suelo, presencia de bosques y uso del suelo, considerando la mayor cantidad de combinación de factores. El objetivo se orienta a obtener mapas de susceptibilidad mediante la superposición de factores. Los resultados fueron verificados a través de la observación de zonas afectadas por remociones en masa, obteniéndose que para los casos estudiados la combinación de factores que dio mejores resultados fueron las pendientes, su aspecto, curvatura y tipo de suelo.

Raetzo *et al.* (2002) presentan una pauta para la evaluación de peligro ante eventos de remoción en masa y manejo del riesgo acompañado de planes de actividades para prevención y mitigación de daños. Presentan tres etapas principales, partiendo por la identificación de peligro mediante la generación de mapas y registro y categorización de los eventos. Un segundo paso orientado a la evaluación del peligro, con generación de mapas de peligro, cálculo de intensidad del peligro y probabilidades de ocurrencia. Y un tercer paso destinado al manejo del riesgo y medidas de prevención.

Por otro lado, Alleoti *et al.* (2004) intentan obtener un nivel crítico estadístico de precipitaciones para la generación de deslizamientos superficiales. Se establece la diferencia entre los deslizamientos superficiales generados por lluvias críticas y deslizamientos más profundos generados por precipitaciones acumuladas. Si bien la lluvia resulta ser el factor gatillante, se hace énfasis en que el evento depende de las condiciones geológicas y geotécnicas del terreno, además de no manifestar una conexión entre precipitaciones y remociones de tipo derrumbe. Este estudio fue realizado en el NW de Italia, obteniendo que la mayoría de los eventos ocurrió cuando

se superó la cantidad de lluvia asociada a un periodo de recurrencia de 50 años. Se presenta además un procedimiento de alarma para identificar eventos climáticos potenciales a generar deslizamientos de laderas.

Dentro de estudios más puntuales se encuentra el realizado por Frattini *et al.* (2004), donde se presenta el modelamiento hidráulico de flujos en suelos piroclásticos ("lahares"). Este estudio toma como parámetros de estudio las características geológicas, geotécnicas e hidráulicas de los suelos, la geomorfología y la hidrogeología de la zona de estudio, la estratigrafía y geometría de laderas, registros de lluvias máximas y acumuladas, entre otros. El modelo realizado buscó predecir correctamente la distribución de laderas inestables, obteniendo éxito para cerca del 60% de los casos estudiados. Este además presenta cuáles son las condiciones que deben darse para la generación de futuros eventos.

Pelletier *et al.* (2005) realizaron un modelo numérico para la predicción de flujos e inundaciones en abanicos aluviales utilizando Modelos de Elevación Digital (DEM). Los autores presentan una metodología conjunta, aplicada en el centro y sur de Arizona, que incluye el modelo numérico generado, mapeo de geología superficial y geomorfología, y análisis de imágenes satelitales, que permitirán estimar probabilidades de ocurrencia de flujos. La geología superficial y geomorfología cumplen la función de estimar zonas de ocurrencia dada la identificación de depósitos anteriores y el monitoreo de éstos en el tiempo; las imágenes satelitales presentan información similar, pudiendo ser utilizadas en áreas más extensas y en menor cantidad de tiempo; el modelo numérico en tanto proporciona datos observados de inundaciones recientes asociados a la predicción de su comportamiento para descargas específicas.

## 3.2 ANTECEDENTES TEÓRICOS PARA EL ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE LADERAS

El análisis de las zonas probables de generación de remociones en masa depende del tipo de fenómeno que se está estudiando, dado que para cada tipo de evento de remoción en masa tanto los mecanismos de generación como los agentes condicionantes y gatillantes de los eventos no son necesariamente los mismos. Este capítulo presenta aspectos teóricos asociados al análisis de estabilidad, susceptibilidad y amenaza de los distintos tipos de remociones en masa.

### 3.2.1 Deslizamientos

Un deslizamiento es un movimiento ladera abajo de masas de suelo o roca a través de superficies de cizalle definidas.

El análisis de zonas que puedan generar deslizamientos presenta dos fases principales de estudio, un análisis de estabilidad cuantitativo, donde se incluyen la determinación de la resistencia de los materiales, el análisis mediante equilibrio límite, el análisis pseudoestático, etc., y el análisis estructural de los macizos rocosos (para el caso de los deslizamientos en roca), que se basa en la inestabilidad generada por las intersecciones entre estructuras y entre ladera y estructuras.

#### 3.2.1.1 Resistencia de los materiales

La obtención de los parámetros de resistencia que caracterizan a un suelo o a una roca es diferente para ambos casos, así mismo los modelos en los que se basan. El



criterio que rige el modelo de un suelo corresponde al de Mohr-Coulomb, definido como:

$$\tau = c + \sigma_N \cdot \tan(\phi) \quad (\text{Ec. 3.1})$$

donde:  $\tau$  = resistencia al cizalle en la falla

$c$  = cohesión

$\sigma_N$  = esfuerzo normal a la superficie de ruptura

$\phi$  = ángulo de fricción interna

El criterio de Mohr-Coulomb es un criterio lineal que es ampliamente usado para definir las condiciones de falla en un suelo, asumiendo el comportamiento lineal que éstos generalmente presentan.

En tanto los macizos rocosos, que no presentan un comportamiento lineal, se modelan usualmente por el criterio de falla de Hoek y Brown, un criterio empírico no lineal que busca determinar la resistencia máxima al cizalle del macizo rocoso, y se define mediante la relación:

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_{ci} \cdot \left( m \cdot \frac{\sigma_3'}{\sigma_{ci}} + s \right)^a \quad (\text{Ecc. 3.2})$$

Donde  $\sigma_1'$  y  $\sigma_3'$  son los esfuerzos principales efectivos mayor y menor respectivamente,  $\sigma_{ci}$  es la resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta,  $m$  es la constante de Hoek-Brown para la roca,  $a$  y  $s$  son constantes del material, con  $s=1$  y  $a=0,5$  para roca intacta.

Detalles del estudio de la resistencia de los materiales se presentan en el Anexo 2.

### 3.2.1.2 Análisis Estructural de macizos rocosos

Esta etapa comprende el análisis de estabilidad del macizo rocoso tomando como base los datos estructurales obtenidos durante la fase de terreno. Para esto se debe realizar un análisis geométrico de las estructuras mediante el estudio de sus proyecciones estereográficas. Este es el primer paso del análisis de estabilidad de una ladera en roca controladas por discontinuidades, para ser seguido por la determinación de factores de seguridad ante deslizamientos asociados a ella.

El análisis geométrico se lleva a cabo, generalmente, utilizando el hemisferio inferior de la proyección estereográfica para una determinada ladera y las fuerzas actuantes sobre ella. Es usual representar al mismo tiempo el ángulo de fricción interna de manera de analizar la estabilidad de la ladera dada por la resistencia por fricción. Al respecto, este tipo de proyecciones representan los planos mediante líneas (o curvas) y rectas mediante puntos que reflejan la intersección entre estos objetos y el plano de proyección utilizado, en tanto se consideran sólo relaciones angulares entre estos planos y rectas, es decir, no posiciona el objeto en el espacio ni da una referencia de su tamaño.

Para este análisis se suele trabajar con los polos de los planos, es decir, con la proyección estereográfica de la recta normal al plano, de manera de facilitar la definición de sets estructurales (orientaciones preferenciales de estructuras y planos).

Casos particulares corresponden a planos horizontales que proyectados se representan como la circunferencia externa mayor del hemisferio, planos verticales

que dependiendo de su orientación (E-W o N-S) se trazan como rectas coincidentes con los ejes mayores de la semi-esfera, o rectas verticales, que se representan por un punto en el centro del círculo.

Estos tipos de análisis se facilitan mediante la implementación de diversos softwares, entre los que destaca el software DIPS (Rocscience Inc.), que se encarga de proyectar planos y estructuras tomando como base los datos de sus orientaciones respectivas.

El análisis cinemático de laderas, se basa exclusivamente en las condiciones geométricas de la ladera y de las discontinuidades que representan planos potenciales de deslizamientos (plano, en cuña, toppling), sin considerar la influencia de fuerzas sísmicas en la inestabilidad. El análisis cinemático permite identificar aquellas zonas que dadas sus características podrían generar deslizamientos, siendo necesario un posterior análisis de equilibrio de fuerzas para determinar dicha condición de inestabilidad.

Es necesario hacer mención que las fallas circulares en roca se presentan de manera similar a las fallas rotacionales en el caso de los suelos, sin embargo, en roca se desarrollan arcos de círculo de radio mucho mayor. Este tipo de fallas, así como ocurre en suelos, no manifiestan un modo de falla posible de analizar cinemáticamente.

Existen condiciones estructurales de las laderas para que ocurra un deslizamiento y que son obtenidas fácilmente a partir de la proyección estereográfica, que se presentan en detalle en Goodman (1989) y Hoek & Bray (1981). En el Anexo 3 se exponen las condiciones para cada tipo de deslizamientos.

### 3.2.1.3 Análisis de estabilidad mediante equilibrio límite

El análisis de equilibrio límite se basa exclusivamente en la descomposición de fuerzas o momentos actuantes sobre la ladera en estudio y que condicionan su estabilidad. Este tipo de análisis se realiza tanto en suelos como en roca para evaluar la estabilidad de la ladera ante deslizamientos. El método considera los efectos de la presión de poros, la resistencia al cizalle a lo largo la superficie de falla y la influencia de fuerzas o momentos externos.

La estabilidad de la ladera está dada por su Factor de Seguridad ante el deslizamiento:

$$FS = \frac{\text{Fuerzas (o momentos) que resisten}}{\text{Fuerzas (o momentos) solicitadas}} \quad (\text{Ec. 3.3})$$

Un factor de seguridad menor a 1 indicará que la ladera es inestable ante las condiciones definidas, en tanto un factor mayor que 1 indicará la estabilidad de la ladera. FS =1 presenta la condición de equilibrio límite. La Figura 3.1 representa la condición estática más simple para una ladera.

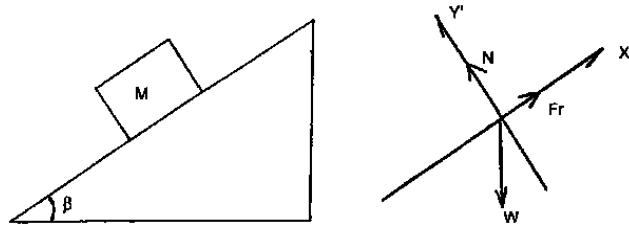


Figura 3.1. Condición estática en una ladera

N: esfuerzo normal sobre plano de cizalle. W: peso del bloque.  
Fr: Fuerza de roce en el plano de deslizamiento.

De esta manera, para la configuración presentada, las fuerzas que se presentan son el peso de la masa de suelo y la fuerza de roce opuesta al deslizamiento, pudiendo además existir fuerzas de soporte. El caso dinámico agrega una componente sísmica al esquema, desglosada en una componente sísmica vertical y horizontal, lo cual incluye en el problema la presencia de una fuerza de inercia de la masa deslizante. El caso sísmico puede ser analizado por diversos métodos, como se presentará más adelante, dependiendo exclusivamente de las condiciones sísmicas y geométricas que se presentan.

Los casos particulares de deslizamientos, como es el deslizamiento plano y en cuña, presentan una configuración característica en lo que se refiere a la descomposición de fuerzas actuantes sobre la ladera afectada por el movimiento.

En el análisis de un deslizamiento plano pueden considerarse fuerzas externas actuantes sobre la superficie deslizante tales como elementos reforzantes (cables o pernos) o bien la presencia de grietas de tensión en la ladera. La Figura 3.2 representa la condición geométrica para el caso:

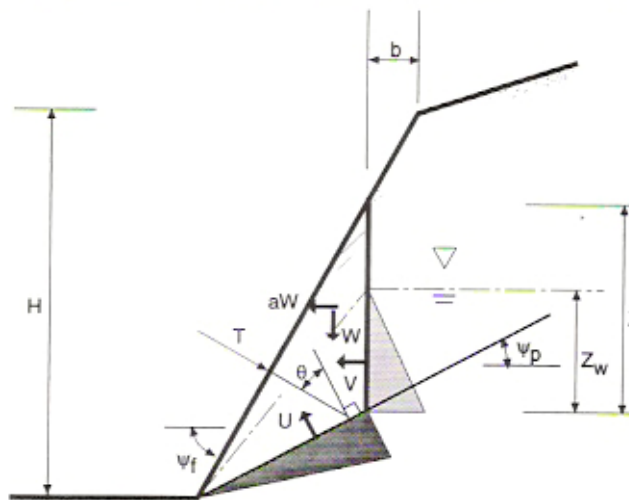


Figura 3.2. Condición geométrica para ladera con grieta de tensión en superficie

En estas condiciones, el factor de seguridad al deslizamiento está dado por (Hoek y Bray, 1981):

$$FS = \frac{\{c \cdot A + [W \cdot (\cos \psi_p - a \cdot \text{sen} \psi_p) - U - V \cdot \text{sen} \psi_p + T \cdot \cos \theta] \cdot \tan \phi\}}{[W \cdot (\text{sen} \psi_p + a \cdot \cos \psi_p) + V \cdot \cos \psi_p - T \cdot \text{sen} \theta]} \quad (\text{Ec. 3.4})$$

donde:  $c$  = cohesión del material que desliza  
 $A$  = área de la superficie de falla  
 $W$  = peso del bloque deslizante  
 $\psi_p$  = ángulo de inclinación de la superficie de falla  
 $U$  = presión del agua en la superficie de falla  
 $V$  = presión del agua en la gruta de tensión  
 $T$  = tensión producida por fuerzas externas  
 $\phi$  = ángulo de fricción de la superficie deslizante  
 $\theta$  = inclinación de la fuerza externa

Esta situación se ve simplificada en caso que no existan fuerzas externas actuando sobre la superficie de falla ni grietas de tensión. Si a esto se suma la presencia de un suelo no cohesivo, y sin saturación, el factor de seguridad dependerá solamente de la inclinación del plano de falla y del ángulo de fricción del material:

$$FS = \left[ \frac{\tan \phi}{\tan \psi_p} \right] \quad (\text{Ec. 3.5})$$

Para el análisis estático de una ladera se han desarrollado una serie de métodos de equilibrio límite que se diferencian entre sí por las condiciones necesarias que cada uno de ellos impone para poder ser utilizados. Dentro de este ámbito, a continuación se exponen los métodos de ladera infinita (Haefeli, 1948) y de 'slices' (o 'tajadas').

El modelo de ladera infinita, aplicable tanto en roca como en suelo y utilizado principalmente en deslizamientos superficiales traslacionales, asume que la superficie de falla es planar, paralela a la superficie del talud e infinita en extensión. La configuración de esfuerzos sobre la masa deslizante entrega un factor de seguridad dado por:

$$FS = \left[ \frac{c}{(\gamma \cdot d \cdot \text{sen} \alpha)} \right] + \left[ \frac{\tan \Phi}{\tan \alpha} \right] - \left[ \frac{(m \cdot \gamma_w \cdot \tan \Phi)}{(\gamma \cdot \tan \alpha)} \right] \quad (\text{Ec. 3.6})$$

donde:  $c$  = cohesión del material deslizante  
 $\gamma$  = peso unitario del material deslizante  
 $\Phi$  = ángulo de fricción del material deslizante  
 $\alpha$  = ángulo de inclinación de la ladera  
 $\gamma_w$  = peso unitario del agua  
 $d$  = espesor real de la masa que desliza  
 $m$  = espesor saturado de la masa que desliza

En caso que el material no presente cohesión y no esté saturado, el factor de seguridad está dado por la relación existente entre el ángulo de fricción del material y el ángulo de inclinación de la ladera.

Otro método comúnmente usado es el método de "slices" (o método de las "tajadas"), que está enfocado principalmente en el análisis de deslizamientos rotacionales (generados principalmente en suelos con cohesión y roca intensamente meteorizada), casos en que se generan superficies curvas de deslizamiento. Los métodos más usados dentro de esta categoría son: Janbu (1973), Bishop (1955) y Morgenstein & Price (1965), todos basados en la subdivisión del suelo en una serie de tajadas, cada una de las cuales presenta su propia descomposición de fuerzas y/o momentos (Figura 3.3). Una de las características más relevantes de estos métodos es la incorporación de fuerzas entre las tajadas, lo cual lógicamente influye en la resistencia

por roce del material y que es considerado en este caso para el cálculo de factores de seguridad.

Para facilitar el análisis de deslizamientos se han introducido en el mercado una serie de softwares que permiten obtener tanto los factores de seguridad mínimos como las superficies de deslizamiento asociadas a estos factores. Dentro de estos se cuentan: SLIDE y SWEDGE (Rocscience Inc.), XSTABL (Interactive Software Designs Inc.) SLOPE/W (Geo-Slope Internacional), cada uno de los cuales requiere de la definición previa tanto de propiedades del material ( $c$ ,  $\phi$ , densidad, entre otros) como de condiciones geométricas de la ladera (altura de la ladera, profundidad del nivel freático, ubicación de grietas de tensión, etc.). Estos mismos softwares presentan opciones para realizar análisis probabilísticos de evaluación de generación de deslizamientos. Los detalles de los análisis que estos programas computacionales realizan se presentan en el Anexo 4.

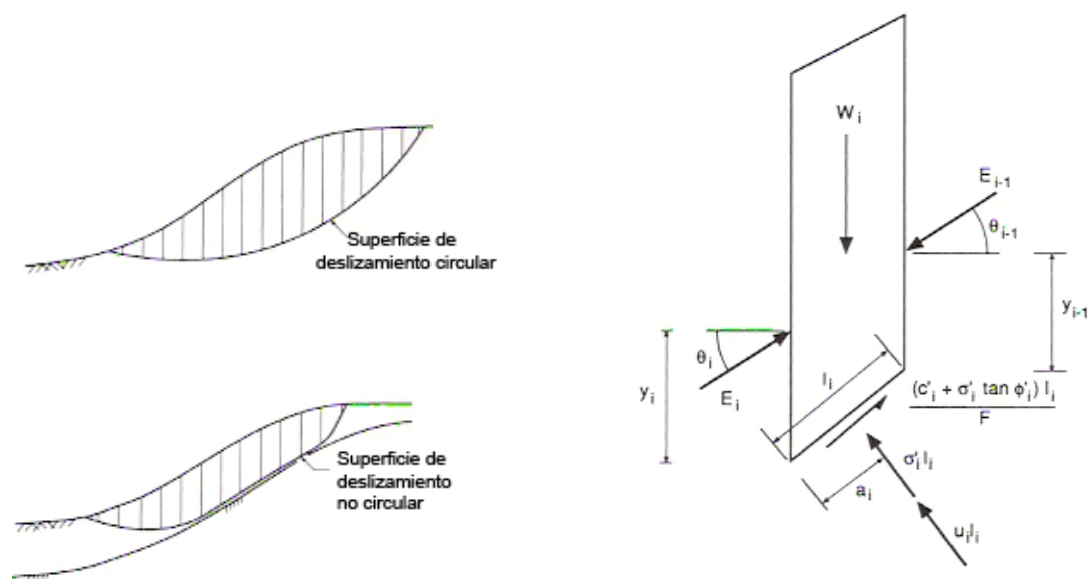


Figura 3.3. Descomposición de fuerzas sobre las "tajadas"

### 3.2.1.4 Análisis sísmico

#### a) Análisis pseudo-estático

El análisis pseudo-estático se lleva a cabo con los mismos modelos y bajo condiciones similares al estático, con la salvedad que se deben superponer las fuerzas sísmicas correspondientes al sismo, las cuales se asumen como proporcionales a la masa movilizada ( $F = m a$ ). Para esto se requiere conocer el parámetro sísmico correspondiente a la aceleración, que se presenta en términos de gravedad (Figura 3.4).



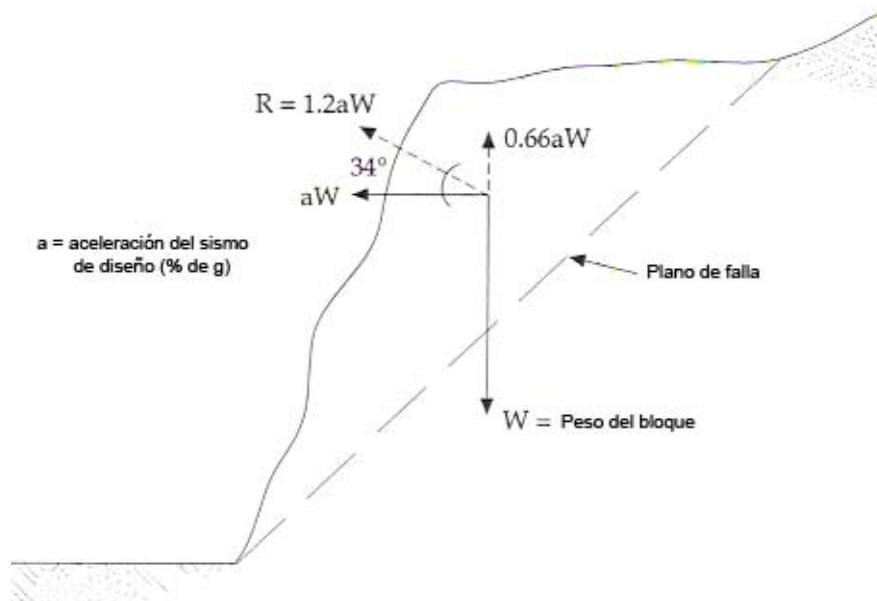


Figura 3.4. Fuerzas principales en análisis pseudo-estático

La aceleración sísmica más utilizada en este tipo de análisis es la Aceleración Horizontal Peak (máxima) (PHA), que corresponde al máximo valor absoluto obtenido del acelerograma para la componente horizontal del sismo. Este valor de PHA es usado comúnmente debido a su relación con fuerzas inerciales sobre los cuerpos afectados, donde las más altas fuerzas dinámicas inducidas son cercanas a él. Este parámetro además puede ser correlacionando con la intensidad del sismo (Figura 3.5), y si bien no es muy preciso, es de gran utilidad cuando no existen más datos a disposición (Kramer, 1996).

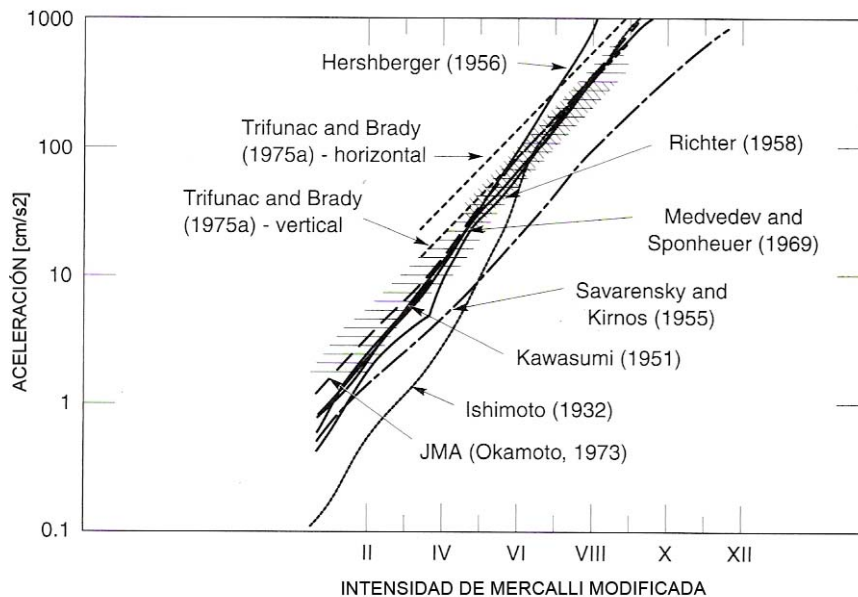


Figura 3.5. Correlación entre intensidad del sismo y PHA

La aceleración vertical (PVA), por otra parte, no es tan considerada en términos de ingeniería, principalmente debido al poco efecto que tiene sobre los cuerpos afectados en comparación a la PHA. El valor de PVA se asume generalmente nulo para el caso

de estabilidad de laderas, o con propósitos ingenieriles como 2/3 PHA (Newmark & Hall, 1982).

De manera de hacer un poco más realista el análisis de estabilidad de laderas suele usarse una fracción de la PHA, usualmente 0,5 PHA, debido a que la aceleración máxima es instantánea y no representa el promedio de aceleración durante el sismo (Kramer, 1996). Una gran cantidad de sismos con aceleraciones mayores a 0,5 g no han producido grandes daños ya que la aceleración peak se da a altas frecuencias y la mayoría de estos sismos no han tenido una duración suficiente (Kramer, 1996). Esto deja de manifiesto que para caracterizar un movimiento sísmico y su efecto sobre su entorno se requiere además de datos de duración del sismo y contenido de frecuencia, datos que no son proporcionados por la aceleración máxima.

En este tipo de análisis –pseudo-estático- se puede calcular la aceleración crítica ( $A_C$ ) de deslizamiento tal que  $FS_{PS}=1$  aplicando la siguiente relación (Wilson & Keefer, 1985):

$$A_C = (FS_{ST} - 1) g \sin\theta \quad (\text{Ec. 3.7})$$

Donde  $\theta$  es el ángulo de pendiente de la ladera.

#### b) Análisis de Newmark

El análisis sísmico de Newmark por su parte contempla el registro de las aceleraciones que ha sufrido la ladera en estudio durante un sismo. El método de Newmark modela los deslizamientos como un bloque rígido sobre un plano inclinado, generándose una superficie definida de cizalle, asumiendo una pérdida nula de cohesión ante el evento sísmico que provoca la remoción y deformaciones permanentes cuando el esfuerzo dinámico que sufre el cuerpo supere la resistencia al corte del material. La realización del modelo se basa en la comparación de la aceleración crítica  $A_C$  de la ladera (que debe ser calculada anteriormente, mediante equilibrio límite) con un acelerograma que represente fielmente las condiciones de aceleraciones a la que ésta ha sido expuesta (Newmark, 1965).

El desplazamiento ('Desplazamiento de Newmark') se calcula por integración doble (Figura 3.6) sobre la aceleración crítica que se obtiene del acelerograma escogido.

Por otro lado, se han elaborado relaciones entre el Desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) y algunos otros parámetros, entre las que se menciona aquella realizada en función de la Intensidad de Arias ( $I_A$ ) y la aceleración crítica  $A_C$ , definida por Jibson *et al.* (1998):

$$\text{Log} D_N = 1,521 \cdot \text{Log} I_A - 1,993 \cdot \text{Log} A_C - 1,546 \quad (\text{Ec. 3.8})$$

donde  $A_C$  está en unidades de g.

Además,  $I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{\infty} [a(t)]^2 dt$  (Ec. 3.9), tiene unidades de velocidad y generalmente está expresada en [m/s].

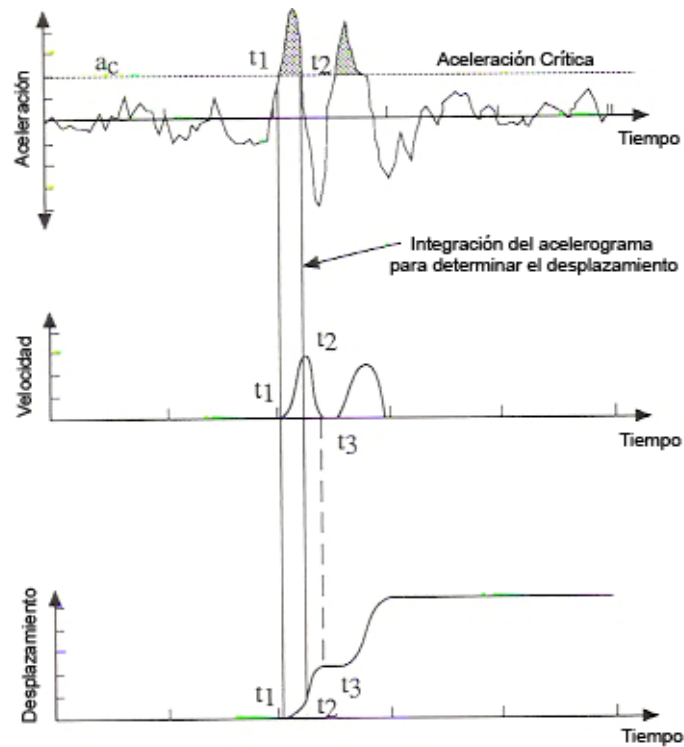


Figura 3.6. Integración doble sobre la aceleración para obtener el desplazamiento acumulado

Para aplicaciones regionales, Wilson & Keefer (1985) propusieron la utilización de un “desplazamiento crítico”, luego del cual la ladera perdería una cantidad considerable de resistencia. Asumiendo una  $A_c$  constante, si el desplazamiento de Newmark calculado excede este desplazamiento crítico, entonces la ladera se desestabilizaría significativamente pudiendo resultar en un deslizamiento catastrófico. Para deslizamientos de suelo cohesivo, estos autores propusieron un valor de 10 cm como desplazamiento crítico, mientras que un valor de 2 cm para caídas de roca y otros movimientos no continuos, perdiendo con esto alrededor de un 75% de la resistencia.

El desplazamiento de Newmark no es necesariamente una cantidad exacta y real del desplazamiento generado en un deslizamiento, especialmente si se está considerando que la aceleración crítica  $A_c$  es continua, lo cual se asume para efectos prácticos (Sepúlveda, 2004).

### c) Licuefacción de suelos

Durante la ocurrencia de sismos se producen en ocasiones hundimientos del terreno, parte de los cuales puede estar asociado al fenómeno de licuefacción del suelo. Este fenómeno también sería responsable de importantes eventos de deslizamientos de taludes.

La licuefacción consiste en una pérdida repentina de la resistencia al corte de un suelo granular (o cohesivo en algunos caso especiales) en condiciones no drenadas, que pueden ocurrir por pequeños cambios de los esfuerzos de corte inducidos por vibraciones del terreno (generalmente asociadas con sismos). Esta pérdida de resistencia lleva a que momentáneamente el suelo alcance la consistencia de un fluido pesado y que se originen grandes deformaciones.

Las arenas finas limpias y las arenas limosas que contienen menos de 10% de finos son las más susceptibles a la licuefacción porque su tendencia al estado suelto y al mismo tiempo la baja permeabilidad que presentan impiden el drenaje durante las vibraciones del terreno. Además, en general, los materiales con un coeficiente de uniformidad  $C_u$  (definido como  $D_{60}/D_{10}$ ) entre 2 y 5 y un tamaño promedio dado por el  $D_{50}$  que varía entre 0,02 mm y 2,0 mm son los más propensos a la licuefacción (OPS, 1997). La Figura 3.7 presenta los suelos de granulometrías más propensas a sufrir el fenómeno de licuefacción.

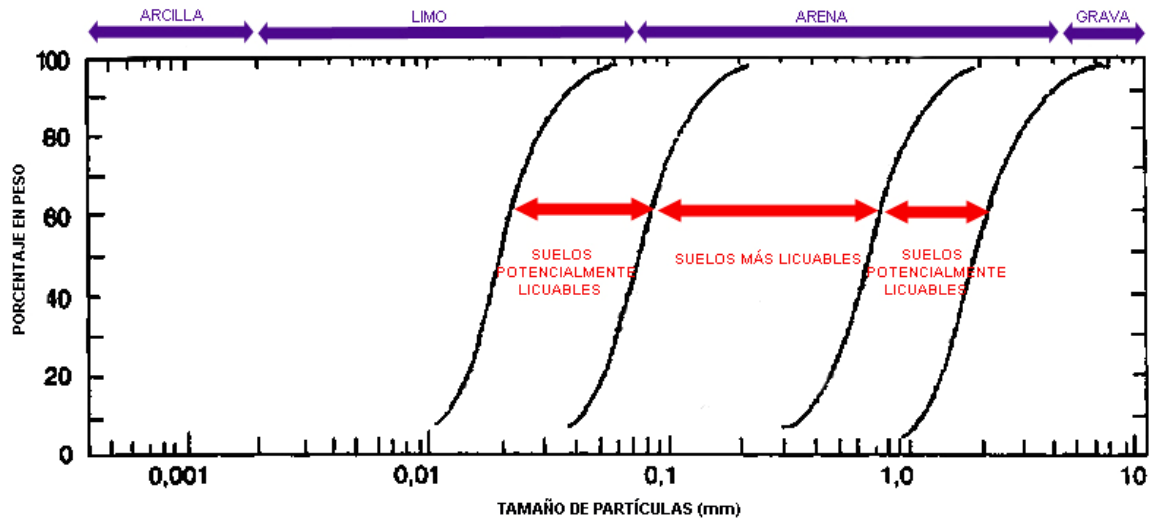


Figura 3.7. Granulometrías propensas a sufrir licuefacción (Modificado de Tsuchida, 1970)

En el caso de arcillas sensibles (o sensitivas) y arenas muy sueltas sin drenaje la presión de poros aumenta incluso después de alcanzar el máximo esfuerzo desviatorio, encontrando que la resistencia máxima del suelo queda muy por debajo de la resistencia del mismo con drenaje. Estos suelos disminuyen su volumen frente al corte drenado, pero en el corte sin drenaje se moviliza una parte cada vez mayor de la fricción y al mismo tiempo disminuyen los esfuerzos efectivos, esto producto de la generación de grandes presiones de poros. De esta forma, la resistencia general al corte, que relaciona el esfuerzo efectivo y la fricción, alcanza su máximo antes de desarrollar la fricción máxima. De esta manera, la resistencia al corte es pequeña con deformaciones muy grandes, cuando ya se ha movilizado la fricción disponible (Lambe & Whitman, 1972). Se tiene entonces que si una ladera de este material empieza a deslizar, el suelo pierde su resistencia y fluye.

Que un deslizamiento de este tipo se produzca dependerá de que una arena tienda a dilatarse o disminuir su volumen en el proceso de corte. Si una arena posee in situ una relación de vacíos crítica (Taylor, 1948; Verdugo & Ishihara, 1996) la arena será muy susceptible de deslizar como un fluido. Esta relación de vacíos crítica ( $e_c$ ) es función del stress efectivo, y puede ser modelada de la siguiente manera (Verdugo & Ishihara, 1996):

$$e_c = e_o - \lambda \left[ \frac{\rho g h \cos \theta - p(0,t)}{p_A} \right]^\zeta \quad (\text{Ec. 3.10})$$

donde  $e_o$  (adimensional) es la relación de vacíos inicial,  $H$  [m] es el espesor del bloque que desliza,  $\theta$  es la pendiente de la ladera,  $\rho$  [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ] es la densidad del suelo,  $g$  [ $\text{m}/\text{s}^2$ ] la aceleración de gravedad,  $p_A$  [ $\text{kg}/\text{s}^2\text{m}$ ] es la presión atmosférica,  $p(0,t)$  es la presión en un tiempo  $t$  [s] y  $\lambda$  y  $\zeta$  son constantes adimensionales.

Según Lambe & Whitman (1972), esta relación crítica de vacíos ocurre para una arena fina uniforme de granos subredondeados a una  $DR^1$  de 20% a 30% para presiones efectivas iniciales bajas de confinamiento ( $0,1 \text{ kg/cm}^2$ ) y a una  $DR$  del 50% para presiones iniciales del orden de  $10 \text{ kg/cm}^2$ .

Por otro lado, la movilidad cíclica es otro de los fenómenos de interés en los procesos de licuefacción, pudiendo producir deformaciones permanentes durante los sismos. La movilidad cíclica ocurre cuando el esfuerzo de cizalle estático es menor que la resistencia de cizalle del suelo licuado. En contraste a la licuefacción por fluidización, las deformaciones producidas por la movilidad cíclica son conducidas por esfuerzos de corte cíclicos y estáticos. En este caso, las deformaciones se desarrollan en forma incremental durante el periodo de acción de la sollicitación dinámica (Kramer, 1996).

### 3.2.2 Flujos

Un flujo de detritos es un proceso de remoción en masa de material saturado en agua, y con una concentración de sólidos tal que se comporta mecánicamente como un fluido no newtoniano. Esta definición incluye a los llamados flujos hiperconcentrados, en que las concentraciones de sólidos son menores a un 50% en volumen (Sepúlveda, 1998). A continuación se presentan aspectos teóricos asociados al origen, avance y depositación de flujos. Estos se complementan con la información que se puede encontrar en el Anexo 5.

#### 3.2.2.1 Origen

Los flujos se originan donde existe una cantidad de material detrítico suficientemente abundante que pueda ser movilizado mediante la adición de agua. La movilización de esta masa de suelo requiere inicialmente de la pérdida de la resistencia del material y aumento de los esfuerzos de corte actuantes sobre ésta, mientras que la condición de flujo está dada por la reducción de la viscosidad.

Takahashi (1978, 1981) se basa en el modelo de ladera infinita (Figura 3.8) para la generación de flujos a partir de deslizamientos, en que un flujo se origina como una masa de detritos inicialmente saturada de agua, presentando cohesión nula, siguiendo básicamente el modelo propuesto por Coulomb y la distribución de velocidades dada por Bagnolds (1954). El modelo establece que el material podrá generar un flujo al saturarse (sin llegar a licuarse), perdiendo su cohesión y fallando según el modelo de Coulomb, con la salvedad que debe existir un flujo subterráneo de agua paralelo a la ladera, lo cual puede ocurrir para un determinado ángulo de pendiente y un suelo con  $\phi$  y densidad seca particulares (Iverson, 1997).

---

<sup>1</sup>  $DR$ : Densidad Relativa,  $DR=(e_{m\acute{a}x}-e)/(e_{m\acute{a}x}-e_{m\acute{i}n})$ .  $e$ : índice de vacíos en terreno.

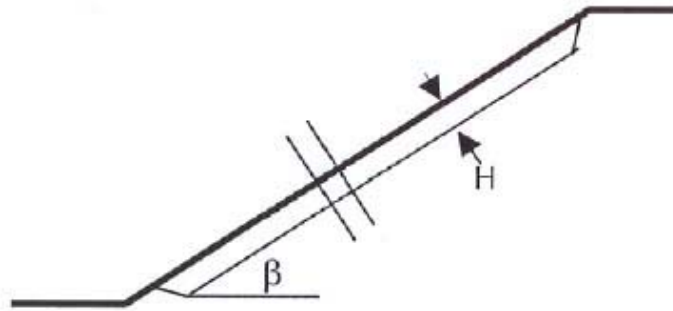


Figura 3.8. Modelo de ladera infinita

Esto sigue las mismas líneas que el modelo de Coulomb, donde  $\tau = c + \sigma_n \tan \phi$ , y plantea que una ladera infinita con un contenido de agua dado deberá exceder un espesor crítico H para ser movilizado como flujo, logrando solamente de esta manera que el esfuerzo de corte en la base del material exceda la resistencia (denominada “resistencia de Bingham”) del suelo (Hungry, 2001; Iverson, 1997).

Según numerosas observaciones, los flujos se originan a pocas profundidades, siendo que a mayor profundidad las tasas de corte aumentan. Esto ha llevado a establecer una restricción en los ángulos de falla de los taludes, siendo éste menor a  $\phi/2$  (Lambe & Whitman, 1979; Iverson, 1997). El ángulo crítico  $\phi$  sería cercano a  $25^\circ$  para la mayoría de los suelos (Iverson, 1997).

Por otro lado, otras hipótesis para la generación de flujos se basan en los principios de la mecánica de suelos, las cuales asumen que la mayoría de los flujos se movilizan como resultado de la licuefacción producida por el aumento de presión de poros por sobre el nivel hidrostático, más que por el aumento de las tasas de esfuerzos de corte ejercido sobre la masa. De esta manera, los flujos consistirían de dos fases mezcladas (sólido-fluido), en que los esfuerzos sobre cada fase no necesitan estar balanceadas (Iverson, 1997).

### 3.2.2.2 Mecánica del flujo

El flujo no podrá avanzar si el ángulo de fricción interna del material ( $\phi$ ) es mayor o igual al de la pendiente donde se encuentra el material depositado ( $\beta$ ), es decir si  $\phi \geq \beta$  (Selby, 1993). Una de las hipótesis para la movilización del suelo deriva del modelo de Bingham, que asume que el suelo presenta una propiedad intrínseca que corresponde a la resistencia sobre el esfuerzo de cizalle actuante sobre la masa, y que el suelo podrá fluir sólo si el corte sobrepasa esta resistencia.

Para evaluar la resistencia del flujo, a los términos de cohesión y ángulo de fricción, puede agregarse un término referente a la viscosidad del suelo (Selby, 1993), de esta manera, según el modelo de Coulomb, se tendrá que:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi + \eta_c (du/dy) \quad (\text{Ec. 3.11})$$

o bien según el modelo de Bingham:

$$\tau = s + \eta_B (du/dy) \quad (\text{Ec. 3.12})$$

Donde  $\eta_C$  y  $\eta_B$  corresponden a la viscosidad del suelo ( $\eta_B$  denominada viscosidad de Bingham),  $s$  es la resistencia al esfuerzo de corte de Bingham (o esfuerzo de fluencia) y  $du/dy$  el gradiente de velocidades dentro del flujo.

En estudios realizados por Coussot (1994); Coussot & Meunier (1996); Tamburrino & Niño (1998), se ha adoptado el modelo de Herschel-Bulkley para explicar el comportamiento hidráulico de los flujos, el cual funciona mejor para los flujos con más del 10% de finos. El modelo expresa que a mayor concentración, la mezcla se comporta sucesivamente como un fluido newtoniano, pseudoplástico, pseudoplástico con esfuerzo de fluencia y finalmente como un plástico de Bingham, lo que puede expresarse como:

$$\frac{du}{dy} = 0 \Leftrightarrow \tau < s \quad ; \quad \tau = s + K \left( \frac{du}{dy} \right)^n \quad ; \quad K, n > 0 \quad (\text{Ec. 3.13})$$

En este caso  $K$  corresponde a la viscosidad y si el comportamiento corresponde a un fluido newtoniano,  $s = 0$  y  $n = 1$ . Para un plástico de Bingham,  $s \neq 0$  y  $n = 1$  (Tamburrino & Niño, 1998). Coussot *et al.* (1998) encontraron en estudios experimentales que en general  $n \approx 1/3$  y la razón  $K/s$  se mantiene más o menos constante.

La resistencia al corte del flujo ( $\tau$ ) para el caso del modelo de Coulomb puede ser obtenido mediante ensayos en cajas de corte directo, en tanto la resistencia ( $s$ ) para el modelo de Bingham puede ser determinada más realísticamente mediante observaciones del espesor de los depósitos en terreno (Selby, 1993), teniendo que:

$$s = T\gamma_D \sin \beta \quad (\text{Ec. 3.14})$$

donde  $T$  es el espesor del depósito,  $\gamma_D$  es el peso unitario total de la masa detrítica y  $\beta$  es la pendiente de la ladera.

La diferencia entre un fluido que se rige según el modelo de Bingham o como un fluido tipo Coulomb-viscoso y un fluido newtoniano (es decir en que la relación esfuerzo/deformación es lineal –por ejemplo, el agua-) radica en la distribución de velocidades dentro del flujo, lo cual hace que la viscosidad de Bingham para un determinado fluido pueda ser hasta 4 veces mayor que la viscosidad newtoniana (Selby, 1993).

Una mayor descripción de la mecánica e hidráulica de los flujos puede encontrarse en Sepúlveda (1998) y Montserrat (2005).

### 3.2.2.3 Transporte y erosión

Los flujos pueden llegar a transportar bloques de 10 metros o más de diámetro, sin embargo aquellos que transportan material sólido de menores tamaños presentan las mismas cualidades que los primeros (Iverson, 1997b), avanzando a grandes velocidades. La ecuación que define la velocidad del flujo es la siguiente (Van Dine, 1996):

$$v = \frac{\gamma_D \sin \beta h^2}{l\nu} \quad (\text{Ec. 3.15})$$

Donde:  $v$  es la velocidad del flujo

$\beta$  es la pendiente del canal

$h$  es la profundidad del flujo

$\gamma_D$  es el peso unitario total de la masa detrítica [ $\text{kN/m}^3$ ]

$\nu$  es la viscosidad de la masa [ $\text{kPa/s}$ ]

$l$  es una constante basada en la morfología del canal ( $=3$  para canales anchos;  $=8$  para canales semi-circulares)

Los flujos avanzan como una ola o una serie de oleadas ladera abajo, cada una con una morfología formada por tres partes principales: cabeza, cuerpo y cola (Ver Capítulo 2.1.4); siendo su avance irregular entre un flujo y otro. Para que exista este transporte las pendientes de los canales no pueden ser inferiores a unos  $15^\circ$  (Van Dine, 1996), de lo contrario el ángulo de roce de las partículas será lo suficientemente alto como para resistir la movilización del material.

Las cabezas de las oleadas entre un flujo y otro tienen características bastante comunes, entre ellas que la presión de fluidos en la base de la cabeza es casi nula, en tanto en el cuerpo generalmente se acerca o incluso sobrepasa la necesaria para balancear el esfuerzo normal total para generar la licuación de la masa (Takahashi, 1991). A esto se suma que la mayor concentración de sedimentos de mayor tamaño y objetos mayores son transportados en la cabeza del flujo.

En otro ámbito se encuentra la erosión generada por un flujo en la base de éste durante su avance. La erosión del canal, que puede ser bastante rápida, es una de las maneras más importantes en que un flujo incorpora material sólido a la masa fluidizada. El stress de corte ejercido por un flujo sobre su base está dado por la siguiente relación (Selby, 1993):

$$\tau = \rho_f g R \sin \beta \quad (\text{Ec. 3.16})$$

Donde  $\rho_f$  es la densidad del fluido

$R$  es el radio hidráulico

$\beta$  es la pendiente del canal

El radio hidráulico,  $R$ , se define por su parte como (Figura 3.9):

$$R = \frac{A}{P} \quad (\text{Iverson et al., 1998}) \quad (\text{Ec. 3.17})$$

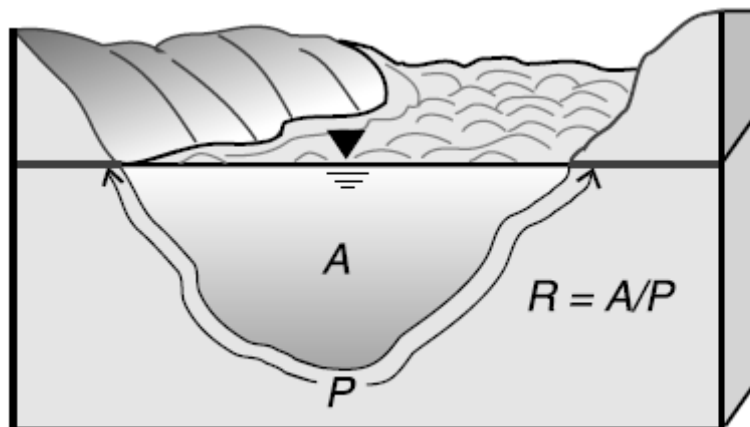


Figura 3.9. Definición del radio hidráulico en una sección de un río o canal



En que:  $A$  es la 'sección mojada', es decir, la superficie, en un corte, que cubre el lecho del río, el fondo, los márgenes y la línea externa de éstos.  
 $P$  es el 'perímetro mojado'. Es decir, la línea de contacto, del mismo perfil anterior, entre el agua y el lecho y se extiende hasta donde llega la corriente en las orillas.

El valor del radio hidráulico puede asumirse como igual a la profundidad del flujo en canales anchos (Selby, 1993).

### 3.2.2.4 Depositación y alcance

Existen cuatro causas de la detención del flujo y su consecuente depositación (Van Dine, 1996):

- La disminución del gradiente hidráulico
- Que alcance un espesor crítico ( $T_c$ )
- Que exista pérdida del confinamiento
- Impedimentos para el avance del flujo

Los cambios bruscos de las pendientes de los canales por donde se moviliza el flujo sería una de las principales causas de la pérdida de energía del flujo. Cuando las pendientes de los canales por donde se moviliza el flujo bajan de los  $15^\circ$  (Van Dine, 1996) el material comienza a perder energía y consecuentemente a depositarse parcial o totalmente, dependiendo de estos ángulos. Hungr *et al.* (1984) sugieren que la depositación comienza cuando las pendientes en canales confinados se encuentran entre los  $8^\circ$  y  $12^\circ$ , y entre los  $10^\circ$  y  $14^\circ$  cuando no lo están, dejando expuesto que en algunos casos, para canales no confinados, podrían originarse depósitos con morfologías de abanicos en pendientes de hasta  $16^\circ$  a  $20^\circ$ .

Para el caso de canales angostos, la depositación ocurriría si el material alcanza un espesor crítico  $T_c$  (Van Dine, 1996), definido como:

$$T_c = \frac{c}{\gamma_D \cos \beta (\tan \beta - \tan \phi)} \quad (\text{Ec. 3.18})$$

Donde:  $c$  es la cohesión de los detritos

$\gamma_D$  es el peso unitario total de la masa detrítica

$\beta$  es la pendiente del canal

$\phi$  es el ángulo de roce interno de las partículas

Por otro lado, si no existen cambios de pendiente del canal, la depositación puede originarse debido a un ensanchamiento del canal (no confinado), dado por la siguiente relación (Mizuyama & Uehara, 1983):

$$B_d = kQ^{1/2} \quad (\text{Ec. 3.19})$$

Donde  $B_d$  es el ancho del depósito en el canal

$Q$  es la descarga

$k$  es una variable adimensional que toma valores entre 3,5 y 7

Hungr *et al.* (1987) manifiestan que la pérdida de confinamiento del flujo es mucho más relevante para su depositación que la disminución del gradiente del canal cuando esta pendiente es menor a  $18^\circ$ .

Por último, pueden existir impedimentos que el flujo encuentre en su camino y que signifiquen la depositación de éste. Estos impedimentos pueden ser artificiales o naturales, tales como presas que en algunos casos pueden haber sido construidas con intenciones específicas de frenar el avance de los flujos, forestación, etc.

### 3.2.2.5 Formas de depositación

Los depósitos generados por los flujos varían según sus características, y según la zona de depositación (dentro del cauce o en un abanico aluvial). Los depósitos que se pueden encontrar son lóbulos o capas de detritos depositados en el abanico aluvial, *plugs* (cuerpos de masa detrítica) en los bordes del canal o en el centro de éste, o depósitos de tipo *levées* en los bordes del canal (Van Dine, 1996) (Figura 3.10). Los detritos depositados como capas usualmente abarcan porciones areales del abanico aluvial, caracterizándose por presentar ramificaciones hacia las zonas de menor pendiente. Hungr *et al.* (1987) establecen que a partir de eventos de flujos de 10.000 y 50.000 m<sup>3</sup> en British Columbia, los espesores de estos depósitos alcanzan valores medios entre 1 y 1,5 m.

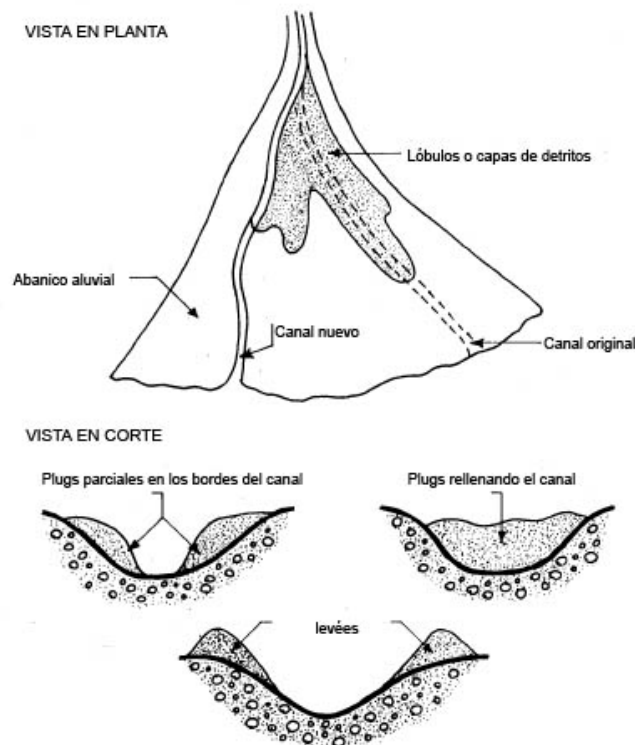


Figura 3.10. Tipos de depósitos generados por flujos. Modificado de Van Dine (1996).

El frente del flujo deja un depósito de morfología lobulada con cierta imbricación, que se produce por la traslación del material que viene inmediatamente detrás, que genera pequeños planos de cizalle oblicuos (Colombo, 1989). Si no hay morfologías pre-existentes que controlen su depositación, ante el cese del encajamiento el flujo tiende a depositarse con una morfología de abanico, si la concentración de sólidos supera el 40% (Tamburrino & Niño, 1998), siendo el sedimento de mayor tamaño transportado a los bordes, mientras el material más fino se deposita en la parte superior (Takahashi, 1991; Solís, 1995).

Los depósitos de tipo *plug* usualmente rellenan los canales total o parcialmente y su depositación da como resultado cambios bruscos en la dirección del flujo. Un elemento común es la formación de albardones o *levées* en los márgenes del canal, depósitos angostos, ubicados a lo largo del canal, alcanzando en algunos casos grandes alturas y decenas de metros de largo (Van Dine, 1996). Estos se forman tanto a lo largo del recorrido del flujo como en la zona de detención de éste (Naranjo & Varela, 1996). Los flujos más viscosos y de gran volumen tienden a dejar grandes *levées*, mientras que

flujos con una concentración de sólidos más bien baja sólo dejan una fina lámina de lodo en el cauce y levées diminutos como evidencia de su paso (Selby, 1993).

Los diámetros máximos de las partículas de los depósitos aparecen pasada la mitad de la distancia entre el ápice y el fin del depósito. El frente del flujo se detiene en este sitio, y parte del flujo que viene detrás se deposita corriente arriba y otra parte sobrepasa el frente ya detenido depositando material más abajo (Takahashi, 1991). Dado que la cola es más fluida, al pasar sobre los materiales depositados del frente y el cuerpo, se produce un lavado y remoción del material fino, dejando una capa superior de material grueso con escasa matriz (Sepúlveda, 1998).

La textura de los depósitos es típicamente diamíctica, con clastos más bien angulosos de tamaños variados, caóticos, en una matriz de grano fino, predominantemente arcillosa, o con escasos indicios de estratificación interna (Colombo, 1989 ; Selby, 1993; Naranjo & Varela, 1996). Pulsos más fluidos de frentes más viscosos pueden generar lentes de limos gravosos o arenas, mejor seleccionados y levemente estratificados (Selby, 1993).

### 3.2.3 Caídas de roca

Las caídas son movimientos abruptos de bloques independientes de roca, siendo sus causas principales la presencia de discontinuidades en el macizo rocoso. El material desprendido podrá alcanzar el pie del talud mediante caída libre, rodando y rebotando, lo que dependerá principalmente de la forma del bloque y del ángulo de pendiente del talud (Figura 3.11). Durante la caída, los materiales podrán adquirir una alta energía cinética, permitiéndoles abarcar una amplia área a los pies de la ladera, lo cual se acrecentaría si se suma una cantidad importante de material aportado.

El comportamiento de la mayoría de las caídas de roca puede ser bien explicado mediante principios físicos básicos que incluyen el rebote y el rodamiento de masas rocosas, siendo el ángulo de la ladera y el ángulo de fricción los factores principales que gobiernan el incremento o decremento de los movimientos durante la trayectoria de la partícula (Hoek & Bray, 1981). Bajo estas condiciones, se requiere una evaluación de la geometría de la ladera y de las características específicas de las caídas de roca.

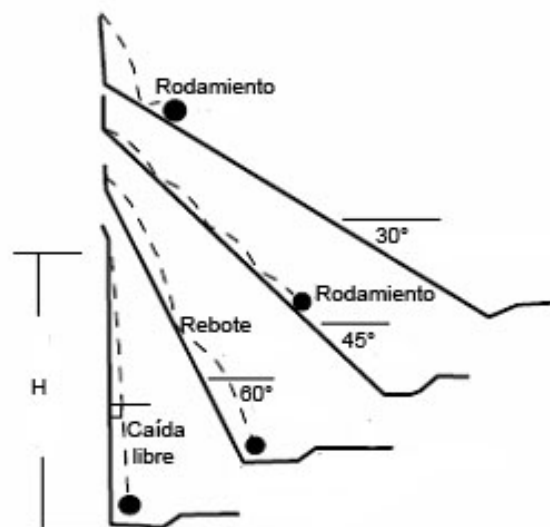


Figura 3.11. Formas de movimiento para caídas de rocas. Modificado de Hoek, 2000.

### 3.2.3.1 Generación

Las caídas de roca se originan dado algún evento que produzca cambios en los esfuerzos actuantes sobre la roca (infiltración de agua en grietas producto de precipitaciones, procesos de hielo-deshielos en climas fríos, meteorización de la roca, sismos, entre otros). La geometría de la ladera es la responsable de la generación de los eventos, los cuales ocurrirán principalmente en laderas altas, de pendientes pronunciadas y donde el macizo esté fracturado de manera de generar los bloques susceptibles a las caídas.

La Tabla 3.1 presenta algunas de las propiedades cualitativas que controlan la generación de caídas de roca en una ladera y su relación con la frecuencia de los eventos.

Tabla 3.1. Control de la ladera en caídas de rocas. Modificada de Pierson *et al.*, 1990

| Categoría                           | Frecuencia de caídas   |  |   |  |
|-------------------------------------|--|--|---|--|
|                                     | Pocas  | Ocasionales  | Muchas  | Constantes   |
| Altura de ladera [m]                | ~7,5   | ~15  | ~22,5   | ~30  |
| Condición estructural               | Discontinuidades, orientación contraria a la ladera  | Discontinuidades, orientación al azar  | Discontinuidades, orientación favorable   | Estructuras continuas, orientación favorable   |
| Condición superficie ladera         | Rugosa, irregular  | Ondulada   | Planar  | Suave o con rellenos de arcilla  |
| Características erosivas            | Pocas, mal distribuidas en la superficie de ladera   | Ocasionales, mejor distribuidas en ladera  | Muchas, bien distribuidas en ladera   | Demasiadas, bien distribuidas en ladera  |
| Diferencias en tasas de erosión     | Baja   | Moderada   | Alta  | Extrema  |
| Clima y presencia de agua en ladera | Pocas a moderadas precipitaciones; sin periodos de hielo, o nula presencia de agua en ladera | Precipitaciones moderadas o periodos de hielo cortos, o presencia de agua intermitente en ladera | Gran cantidad de precipitaciones o periodos extensos de hielo, o presencia de agua continua en ladera | Gran cantidad de precipitaciones y periodos extensos de hielo, o presencia de agua continua en ladera y periodos extensos de hielo |

### 3.2.3.2 Modelos de caídas de roca y estimaciones de alcance

Los modelos matemáticos más comunes que siguen las rocas al caer por una ladera corresponden a dos tipos (Chen *et al.*, 1994):

- a) Rodamiento
- b) Rebote

Los modelos de rodamiento y rebote incluyen el caso de caída libre, y pese a que en ambos casos puede existir una componente de deslizamiento en el inicio de la caída, esta interacción entre el macizo y la partícula que se desprende no es lo suficientemente fuerte como para afectar significativamente en la energía y la trayectoria que adquiere la roca (Hoek & Bray, 1981; Chen *et al.*, 1994). En la Figura 3.12 se muestra la descomposición vectorial de las fuerzas que influyen en el desplazamiento de la roca dado los modelos mencionados y que serán expuestos a continuación.

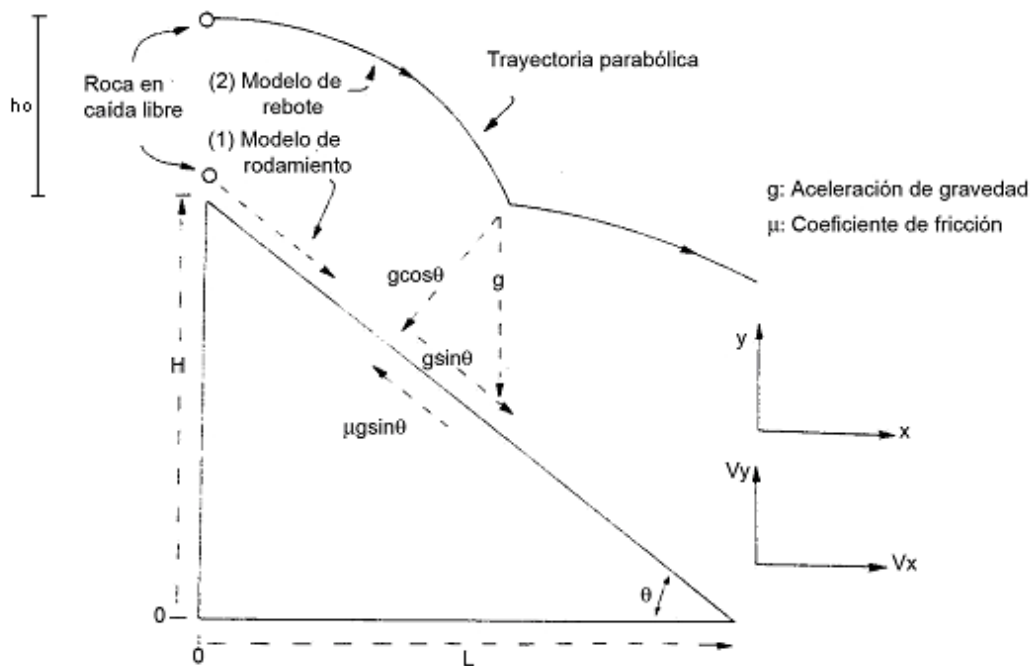


Figura 3.12. Descomposición vectorial de fuerzas para caídas de rocas. Modificado de Chen *et al.*, 1994

#### a) Modelo de rodamiento

Este proceso de avance de una roca es modificado por los valores que toma el coeficiente de fricción. En tanto, su trayectoria se verá definida tanto por la gravedad como por la resistencia del aire. La aceleración que adquiere una roca que rueda por una ladera es la siguiente:

$$a = g(\sin \theta - \mu \cos \theta) \quad (\text{Ec. 3.20})$$

Donde  $g$  es la aceleración de gravedad,  $\theta$  es el ángulo de la ladera y  $\mu$  es el coeficiente de fricción del material.

La distancia recorrida ( $d$ ) por la roca desde su caída y la velocidad final ( $V$ ) que alcanza la misma están definidas por:

$$d = V_o t + 0,5at^2 \quad (\text{Ec. 3.21})$$

$$|V| = \sqrt{(V_o^2 + 2ad)} \quad (\text{Ec. 3.22})$$

Donde  $V_o$  es la velocidad inicial de la roca,  $t$  es el tiempo y  $a$  es la aceleración definida recientemente. Se debe notar que si se cumple que  $2ad \leq -V_o^2$  entonces la roca se detendrá debido al coeficiente de fricción interna.

b) Modelo de rebote

Cuando una roca comienza a caer, con una velocidad inicial  $V_o$ , las trayectorias definidas en las direcciones horizontal y vertical están representadas por las siguientes ecuaciones:

$$x = V_x t \quad (\text{Ec. 3.23})$$

$$y = (H + h_o) + V_y t - \frac{1}{2} g t^2 \quad (\text{Ec. 3.24})$$

Donde  $V_x$  y  $V_y$  son, respectivamente, la componente horizontal y vertical de la velocidad alcanzada por la roca que se desplaza;  $H$  es la altura de la ladera; y  $(H+h_o)$  es la altura inicial de la roca caída.

Se debe mencionar que la velocidad de la partícula, justo antes de chocar con la superficie de la ladera, es mayor que en el primer momento después de la colisión (Anexo 5). Esta velocidad es corregida por los 'Coeficientes de Restitución' (Figura 3.13),  $R_n$  y  $R_t$ , en las direcciones normal a la ladera y tangencial a la ladera respectivamente. Estos coeficientes representan la pérdida de energía que sufre la partícula a medida que se desplaza producto del roce con la ladera. De esta forma, mientras más limpia y menos rugosa sea la superficie, menos pérdida de energía existirá, en tanto las superficies con cubierta de suelo tienden a disminuir la energía de la roca al caer (Hoek, 2000).

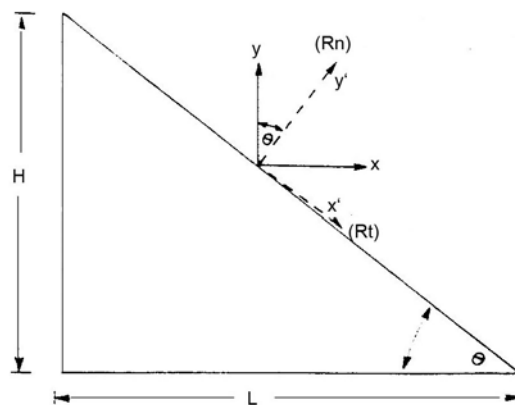


Figura 3.13. Relación de orientación de coeficientes de restitución con coordenadas originales  $x, y$ . Modificado de Chen *et al.*, 1994

De manera iterativa, se pueden recalculan la nueva altura  $H'$  y la distancia horizontal  $L'$  dado el desplazamiento de la roca, hasta que esta se detenga. En que:

$$H' = H - \frac{L}{H} X^* \quad (\text{Ec. 3.25})$$

$$L' = L - X^* \quad (\text{Ec. 3.26})$$

donde el valor final de  $L'$  corresponde al alcance de la roca.

Existen métodos de evaluación para el alcance de una roca luego que se ha desprendido de una ladera de propiedades y características determinadas, basados en la teoría anteriormente descrita. Una de las herramientas elaboradas para este efecto es el software Rocfall (Rocscience Inc.), que busca determinar mediante la reproducción de la trayectoria que sigue una roca, la distancia que recorre y la ubicación que alcanza cuando se detiene.

Los parámetros de entrada del programa son la geometría de la ladera, la velocidad angular, los coeficientes de restitución, la rugosidad de la ladera y el ángulo de fricción del material. Estos son expuestos a continuación de manera de aclarar los valores a utilizar (Rocscience, 2003).

a) Geometría de la ladera: es el modelo en perfil de la ladera a estudiar, para lo cual se requieren la altura de la ladera y la(s) pendientes.

b) Velocidad angular: corresponde a la velocidad angular inicial de la roca, que usualmente se asume como nula, debido a que en caso de tenerla, esta es casi siempre muy baja y no influye considerablemente en los resultados.

c) Coeficientes de Restitución: en general los materiales frescos y más resistentes tendrán coeficientes de restitución más altos que el de los materiales más suaves y meteorizados. El programa es altamente sensible a este parámetro, por lo cual se debe elegir este factor de manera adecuada o bien instaurando valores de desviación estándar. Valores típicos asociados a distintos tipos de materiales, junto con su desviación estándar, se encuentran tabulados en el Anexo 6.

d) Rugosidad de la ladera: la influencia de la rugosidad de la superficie en la trayectoria de la roca es función tanto de la superficie de la ladera como del tamaño de los bloques de roca que caen. Mientras mayor el tamaño del bloque, para una superficie de propiedades determinadas, más difícil será que la roca cambie su trayectoria producto de la rugosidad de la superficie por la cual cae.

e) Ángulo de fricción  $\phi$  del material: el valor de este coeficiente corresponde al obtenido mediante ensayos de laboratorio o bien puede ser obtenido de tablas existentes donde se relaciona con el tipo de roca y sus características. Este ángulo corresponde de manera simple al ángulo crítico de la pendiente de una ladera para que la partícula comience a desplazarse, siendo esta una manera alternativa para estimarlo. Existe además una relación entre  $\phi$  y el coeficiente de restitución tangencial, definida como:

$$\phi = \frac{(1 - R_t)}{R_t} \quad (\text{Ec. 3.27})$$

Un ejemplo del modelo que se puede obtener mediante el programa se muestra en la Figura 3.14:

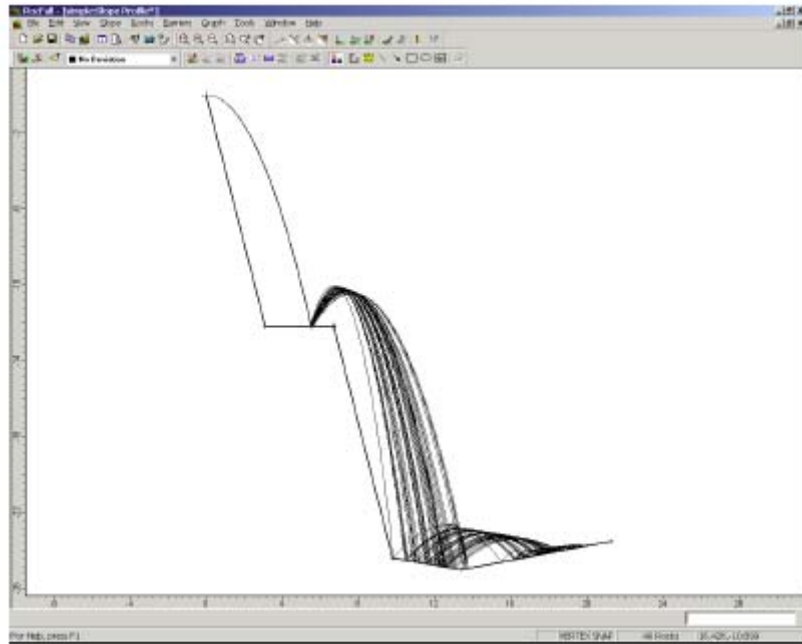


Figura 3.14. Modelo de trayectorias de una serie de rocas caídas en una ladera (Software Rocfall, Rocscience, 2003)

Una completa guía para la utilización del programa y su fundamento teórico puede obtenerse de manuales disponibles en la página web [www.rocscience.com](http://www.rocscience.com).



## ANEXO 1

### TIPOS DE REMOCIONES EN MASA

#### Desprendimientos o caídas

Estos tipos de remociones corresponden a movimientos rápidos a extremadamente rápidos que se generan cuando el material rocoso o suelo se desprende de una ladera de alta pendiente a través de una superficie donde no se genera cizalle, descendiendo mediante caída libre, rebotando o rodando. Puede ocurrir en este caso que sean precedidos por pequeños deslizamientos, lo cual puede darse por ejemplo en suelos cohesivos o bloques de roca.

La generación de desprendimientos, controladas por discontinuidades en la roca, están relacionados a pendientes abruptas, principalmente de inclinaciones mayores a 50°, donde la roca está directamente expuesta (Soeters & Westen, 1996). Si el material caído rebota o se rompe con el impacto dependerá de sus propiedades y de los ángulos entre la ladera y la trayectoria de caída (Hungr & Evans, 1988).

Las acumulaciones de material detrítico en los pies de las laderas tienen ángulos entre 25° y 35°, ángulo que está directamente relacionado con el ángulo de fricción interna de las partículas. La zona de depositación presenta una vegetación caracterizada por bajas densidades de árboles y arbustos, mientras más baja la densidad mayor es el grado de actividad de la ladera (Soeters & Westen, 1996).

#### Deslizamientos

Un deslizamiento es un movimiento ladera abajo de masas de suelo o roca a través de superficies de cizalle definidas. Este movimiento no ocurre a lo largo de toda la superficie de ruptura simultáneamente, sino más bien comienza en zonas donde se generan fallas locales, a menudo evidenciadas por grietas de tensión en la superficie original a lo largo de la cual se formará el escarpe principal del deslizamiento.

El inicio de estos desplazamientos se produce cuando el esfuerzo de cizalle supera el valor del esfuerzo normal y la resistencia del suelo en dicha superficie. Cuanto mayor sea la pendiente mayor es la componente de cizalle y los deslizamientos serán más frecuentes (Hauser, 1993). Los movimientos pueden involucrar una masa individual desplazada a lo largo de una única superficie de ruptura o bien dos o más masas desplazadas a lo largo de más de una superficie, en tales casos el movimiento es catalogado como 'simple' o 'múltiple' respectivamente (Hutchinson, 1968); y si un movimiento múltiple ocurre durante un periodo de tiempo se denominará movimiento 'sucesivo' (Hutchinson, 1968) (Figura A1.1).

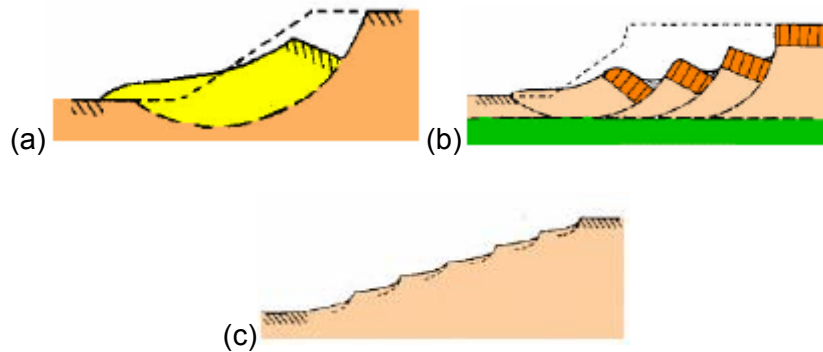


Figura A1.1 (a) Movimiento simple, (b) Movimiento múltiple, (c) Movimiento sucesivo. (Hutchinson, 1968).

Entre las partes de un deslizamiento es posible identificar la corona, el escarpe principal, el escarpe menor, tope, punta de la superficie de ruptura, cuerpo principal, flanco, pie, dedo y extremo (Varnes, 1978, Figura A1.2).



Figura A1.2. Partes de un deslizamiento (Varnes, 1978).

Los deslizamientos, por otro lado, pueden clasificarse según la superficie de ruptura generada, lo cual está directamente condicionado por el tipo de material involucrado en el movimiento. En esta categoría se encuentran los deslizamientos rotacionales y los deslizamientos traslacionales, que son descritos a continuación.

**a) Deslizamientos rotacionales:** ocurren a lo largo de superficies curvas y cóncavas. Estos movimientos ocurren en materiales homogéneos, por lo cual tienen gran incidencia sobre rellenos. Sin embargo, los materiales naturales no son idealmente uniformes, por esto los movimientos en laderas se orientan, al menos parcialmente, por las discontinuidades y zonas de debilidad que estos presentan. La generación de este tipo de remoción está asociada a pendientes que varían entre  $20^\circ$  y  $40^\circ$  (Soeters & Westen, 1996).

El escarpe principal generado por un deslizamiento rotacional, es cercanamente vertical e inestable, en consecuencia pequeños movimientos podrán generar la retrogresión del deslizamiento. A esto se suman los pequeños deslizamientos que se podrán generar en las paredes de la superficie cóncava de ruptura, dada su inestabilidad. El nivel de agua no suele presentarse a mucha profundidad y podrá drenarse de tal manera de mantener húmeda la superficie y la zona del escarpe,

generando potenciales deslizamientos en la cabecera una vez que el escarpe ha alcanzado pendientes suficientes. Deslizamientos sucesivos o retrogresivos generan morfologías de tipo “escalones” en la cabecera de la superficie de deslizamiento; este tipo de movimientos se caracteriza porque parte de la masa deslizada suele formar escalones a contrapendiente producto de su rotación.

La vegetación en materiales deslizados se observa caótica y perturbada, y la ausencia de cultivos o diferencias en el uso del suelo con respecto a zonas aledañas hablan de la actividad de los movimientos (Soeters & Westen, 1996).

**b) Deslizamientos traslacionales:** En este caso, se genera una superficie de cizalle aproximadamente plana, donde la masa deslizará por una superficie menos resistente que corresponderá a discontinuidades presentes ya sea en la roca o el suelo, como fallas, diaclasas, superficies de estratificación o superficies de contacto entre roca y suelo. Estos tipos de deslizamientos son en general más superficiales que los rotacionales, además mientras la rotación de estos últimos tiende a estabilizar la masa desplazada, el deslizamiento traslacional puede continuar si la superficie de ruptura se mantiene lo suficientemente inclinada.

En la zona afectada por deslizamientos las condiciones de drenaje se desordenan e incluso están ausentes. Es común además la generación de lineamientos paralelos a la dirección de movimiento y la ausencia de vegetación.

A medida que el deslizamiento traslacional continúa, y si la velocidad de éste o su contenido de agua aumentan, el desplazamiento podría tomar una forma más parecida a un flujo de detritos.

Entre los principales tipos de deslizamientos traslacionales figuran los deslizamientos en bloque. Estos pueden estar limitados por una sola estructura mayor, también llamados deslizamientos planos. En este caso es común que la acumulación de fragmentos de material que se genera a los pies de la ladera difiera en granulometría, disminuyendo de diámetro a medida que se encuentran más alejados de ésta. La vegetación en la zona deslizada se presenta caótica y en parches, mientras que las condiciones de drenaje son normalmente buenas ya que la mayor cantidad del drenaje en este caso es interno.

Otro tipo común de deslizamiento en bloque es el que se genera en cuña, donde los límites de la superficie de deslizamiento están dados por dos o más discontinuidades que afloran en la ladera y que se intersectan, generando una línea de intersección a lo largo de la cual se desplaza la masa; los deslizamientos de barro, clasificados como complejos, compuestos de materiales finos arcillosos y que suelen ser más superficiales y ocurrir en condiciones de pendientes entre 15° y 25° (Soeters & Westen, 1996) y los deslizamientos compuestos (intermedios entre traslacionales y rotacionales).

### Toppling

Otro tipo de remoción en masa y que se puede considerar como un tipo de deslizamiento es el *toppling* (o volcamiento), evento variable en velocidad entre extremadamente lentos a extremadamente rápidos, que corresponde al desprendimiento de uno o varios fragmentos de rocas o suelo mediante el volcamiento de éstos en torno a un punto o un eje bajo el centro de gravedad de la masa desplazada. Lo que lo distingue de una caída propiamente tal es que en la superficie

de ruptura se genera cizalle, característica que lo hace ser catalogado por algunos autores como deslizamiento (Goodman, 1989).

El toppling puede ser originado o bien gravitacionalmente, es decir por el peso del material que se encuentra ladera arriba o por la existencia de agua o hielo en fracturas de la roca que se orientan en dirección contraria a la pendiente, generando fuerzas de extensión que tenderá a separar las masas entre las cuales se encuentran las fracturas o discontinuidades. Las estructuras deben tener un espaciado bajo y alto manto (Cruden & Varnes, 1996). Este tipo de remociones pueden derivar en caídas o deslizamientos de la masa, lo cual dependerá de la geometría de la masa en movimiento, de la geometría de la superficie de separación y de la orientación de las discontinuidades

### Flujos

Corresponden a movimientos continuos en el espacio, donde las superficies de ruptura no son preservadas, y las masas desplazadas son fuertemente deformadas internamente, comportándose de manera similar a un líquido viscoso (Varnes, 1978) dada la cantidad de agua que presentan, presentando una reología plástica a viscoso-plástica (Pierson & Costa, 1987). Existe una gradación desde deslizamientos a flujos, dependiendo del contenido de agua de la masa desplazada, de su movilidad (mayor o menor cohesión) y de la evolución del movimiento. De esta forma, también es posible encontrar eventos compuestos del tipo deslizamiento-flujo.

Los flujos son clasificados por diversos autores de acuerdo al tipo de material involucrado y a la cantidad de agua que presentan (Varnes, 1978; Hauser, 1993; Naranjo & Varela, 1996). Así, se pueden encontrar los flujos de detritos, donde la mayor parte del material sólido corresponde a material particulado grueso; los flujos de tierra, donde el material corresponde a la fracción más fina de los suelos y el material no se encuentra saturado; y los flujos de barro, donde el material se compone principalmente de material fino y arena fina y se encuentra totalmente saturado. La dificultad en este tipo de clasificación es que no existe un acuerdo sobre los porcentajes de la fracción granulométrica que componen un flujo de detritos y un flujo de barro, considerando más conveniente basar su clasificación según su comportamiento mecánico (Selby, 1993), donde sus propiedades mecánicas dependerán fundamentalmente de la concentración volumétrica de partículas sólidas con respecto al total de sólidos y agua, y de la forma, tamaño y distribución granulométrica de las partículas (Solís, 1995). Algunos autores (Coussot & Meunier, 1996) hacen subdivisiones, llamando flujos hiperconcentrados a aquellos de concentraciones de sólidos menores que un 50% o 60% en volumen y que aún aparentan fluir como un líquido.

En particular, los flujos de detritos son de alta densidad, pudiendo incorporar a su masa bloques de varios metros de diámetro, además de material que se encuentra en las riberas de los cauces mediante erosión basal, lo cual incrementará su energía y velocidad. Los flujos pueden extenderse por muchos kilómetros, perdiendo velocidad en pendientes de gradientes más bajos. Varnes (1978) clasifica los flujos de acuerdo a estas características de tasa de movimiento y tipo de material involucrado (Tabla A1.1).

Tabla A1.1. Tipos de flujos según Varnes (1978)

| Tasa de movimiento                         | Roca                            | Detritos (<80% arena y más fino)           | Suelo (>80% arena y más fino)   |
|--|---------------------------------|--|---|
| Rápido a extremadamente rápido (>1,5m/día) | Flujo de roca (flujo de ladera) | Flujo de detritos<br>Avalancha de detritos | Flujos de arena húmeda y limo<br>Flujos rápidos de tierra<br>Flujo de loess<br>Flujos de arena seca |
| Menos que rápido (<1,5m/día)               | Reptación                       | Soliflucción<br>Reptación de suelo         | Flujos de tierra  |

En esta categoría de flujos clasifican también las avalanchas, que corresponden a flujos de mayor envergadura, de mayor extensión y extremadamente rápidos; y lahares, flujos de ambiente volcánico.

Hungr *et al.* (2001) presentan una clasificación más completa de flujos, donde consideran tanto el tipo de material según su granulometría, como las velocidades de desplazamiento y su contenido de agua (Tabla A1.2).

De acuerdo a su modo de avance, donde el flujo puede darse en diversos pulsos, se clasifican los flujos de “*open-slope*”, donde el flujo crea su propio paso a los pies de la ladera. Por otro lado, están los flujos canalizados, que se desplazan a través de canales existentes, ya sean naturales o artificiales. Suelen desarrollarse además con pulsos más pequeños sobreimpuestos y que viajan a velocidades mayores que la velocidad del flujo mismo (Selby, 1993, Hauser *et al.*, 1996).

Los flujos se caracterizan por tener tres partes principales: una cabeza, donde se trasladan bloques de hasta varios metros de diámetro, y material particulado; un cuerpo, que contiene un mayor porcentaje del material arrastrado, y que presenta una distribución granulométrica menor que el frente; y una cola con mucho menor porcentaje de material sólido (Figura A1.3) (Sepúlveda, 1998). La cabeza fluye con un carácter más turbulento que hacia la cola, donde el comportamiento del fluido es laminar (Solís, 1995). La altura de cada onda de flujo es del orden de 1 a 10 metros.

Soeters & Westen (1996) hacen referencia a los rasgos morfológicos presentados por los flujos. Muchos flujos se originan porque la cohesión del material se pierde dada la falla inicial y la masa continúa desplazándose ladera abajo como un fluido viscoso, donde la cantidad de agua involucrada en el proceso juega un rol primordial contribuyendo a la fluidización de éste. La zona generadora de estos flujos usualmente se presenta como un área con muchos tipos de remociones complejas, principalmente con gran cantidad de deslizamientos. Su transporte en tanto, tiende en un principio a ser dominado por las altas pendientes y luego a canalizarse por cauces preexistentes. Los rasgos morfológicos de los flujos de tierra son a menudo comparables con las de los glaciares o flujos de lava, presentado grietas paralelas a la dirección del movimiento y grietas transversales a esta dirección donde las pendientes de las laderas y por tanto las velocidades del flujo disminuyen. En tanto, las condiciones de drenaje en un valle afectado por este tipo de remoción se ven perturbadas, generándose dos pequeños canales a ambos lados del flujo, y la vegetación es escasa y subordinada a las condiciones del drenaje.

Tabla A1.2. Tipos de flujos según Hungr (2001)

| Material  | Contenido de agua                    | Condiciones especiales  | Velocidad             | Nombre   |
|---|--------------------------------------|---|-----------------------|--|
| Limo, arena, grava, detritos                                | Seco, húmedo o saturado              | Sin exceso de presión de poros. Volumen limitado.                                     | Variada               | Flujo de arena (limo, grava, detritos) no licuable |
| Limo, arena, detritos, roca meteorizada y/o poco resistente | Saturado en la superficie de ruptura | Material susceptible a licuefacción. Contenido constante de agua.                     | Extremadamente rápido | Flujo de arena (limo, detritos, roca)              |
| Arcillas sensitivas   | En o sobre el límite líquido         | Licuefacción <i>in situ</i> . Contenido constante de agua.                            | Extremadamente rápido | Flujo de arcilla                                   |
| Arcilla o tierra  | Cercano al límite plástico           | Movimientos lentos.   | < rápido              | Flujo de tierra                                    |
| Detritos  | Saturado                             | Desplazamiento por canales preexistentes. Contenido de agua en aumento.               | Extremadamente rápido | Flujo de detritos                                  |
| Barro   | En o sobre el límite líquido         | Flujos de detritos de grano fino.   | > muy rápido          | Flujo de barro                                     |
| Detritos  | Presencia libre de agua              | Fluidizados.  | Extremadamente rápido | Flujo de detritos                                  |
| Detritos  | Parcial o totalmente saturado        | Sin encauzamiento preexistente. Relativamente superficiales, y fuente en zonas altas. | Extremadamente rápido | Avalancha de detritos                              |
| Roca fragmentada  | Principalmente saturado              | Roca intacta en la fuente. Gran volumen.  | Extremadamente rápido | Avalancha de rocas                                 |

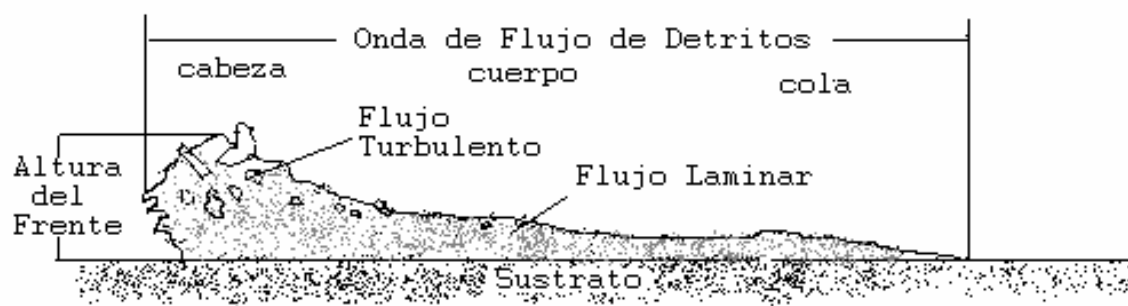


Figura A1.3. Partes de una onda de flujo (Sepúlveda, 1998)

Por otro lado, las características de los depósitos de este tipo de eventos varían dependiendo del material transportado, pero en general se presentan zonas planas sin vegetación rodeando a zonas de mayor vegetación que corresponden a superficies

topográficas antiguas. Es usual la presencia de grandes bloques transportados y que han sido depositados principalmente en zonas donde el flujo adquiere menor energía. En los bordes del flujo, a lo largo de su recorrido, se pueden generar depósitos llamados "levées" que son producto del desborde del material (Sepúlveda, 1998), donde el tamaño de éstos dependerá de la concentración del flujo.

### Extensiones laterales

Este tipo de movimiento se define como extensiones de suelos cohesivos o masas de roca combinadas con una subsidencia general de la masa fracturada de material cohesivo en material subyacente más blando, siendo condicionados por pendientes de laderas bajas a moderadas. La superficie de ruptura que se genera presenta poco cizalle, y los límites del movimiento en superficie se presentan difusos y difíciles de distinguir.

Terzaghi & Peck (1948) utilizan este término para describir movimientos en arenas o limos semisaturados que subyacen a arcillas homogéneas o rellenos, cuyo peso ejerce tensiones laterales en el suelo que lo desplaza. Este desplazamiento genera fracturas transversales a la dirección del movimiento (Barlow, 1888, en Cruden & Varnes, 1996).

Algunos tipos de extensión lateral corresponden a extensiones laterales en bloque y a extensiones por licuefacción del suelo. El primer caso se refiere a movimientos típicamente muy lentos, y que pueden abarcar distancias de varios kilómetros, donde capas de espesor considerable de roca que sobreyacen a materiales más blandos pueden fracturarse formándose pequeños bloques. Las fracturas abiertas que se generan entre los bloques son rellenadas por el material más blando que subyace al ser apretado y forzado a ascender o por fragmentos del material desplazado. Estas condiciones caóticas se reflejan tanto en las condiciones anómalas del drenaje, que suele presentarse de manera aislada aumentando la erosión por incisión de canales en zonas donde las extensiones laterales bloquean valles –lo que a su vez influye en la generación de pequeños y frecuentes deslizamientos rotacionales-, como en la ausencia de vegetación (Soeters & Westen, 1996). Las extensiones generadas por licuefacción presentan un tipo de movimiento traslacional y a menudo retrogresivo. Para este caso, si la capa que subyace es de alto espesor, los bloques podrán hundirse en ella, formando grabens y generando flujos en el pie de la masa desplazada y que podrán alcanzar grandes velocidades.

## ANEXO 2

### ASPECTOS TEÓRICOS DE RESISTENCIA DE MATERIALES GEOLOGICOS

#### *Resistencia en suelo*

La resistencia de un suelo y su análisis están basados en dos propiedades consideradas como intrínsecas del material: cohesión ( $c$ ) y ángulo de fricción interna ( $\phi$ ), que se rigen por la ley de Coulomb, definida como:

$$\tau = c + \sigma_N \cdot \tan(\phi)$$

donde:  $\tau$  = resistencia al cizalle en la falla

$c$  = cohesión

$\sigma$  = esfuerzo normal a la superficie de ruptura

$\phi$  = ángulo de fricción interna

El criterio de Mohr-Coulomb es un criterio lineal que es ampliamente usado para definir las condiciones de falla en un suelo, asumiendo el comportamiento lineal que éstos generalmente presentan. Entre los términos que lo componen, la cohesión es una medida de la adherencia entre las partículas que componen el suelo. En suelos granulares secos y saturados la cohesión se supone nula (“suelos no cohesivos”); el caso opuesto lo representan los suelos finos, especialmente las arcillas, en cuyo comportamiento la cohesión juega un rol primordial. En los suelos no saturados el agua en los poros produce un fenómeno de adherencia por presión negativa o fuerzas capilares.

Por otro lado, el ángulo de fricción es la representación matemática del coeficiente de roce entre partículas ( $\mu = \tan \phi$ ). El ángulo de fricción depende de varios factores como son: tamaño y forma de las partículas, granulometría y densidad (Lambe & Whitman, 1972).

De esta forma, la recta definida genera una envolvente sobre los círculos que representan el comportamiento del suelo ante las sollicitaciones a las que es expuesto. Dicha envolvente recibe el nombre de “envolvente de Mohr” (quien plantea la teoría general de la resistencia en 1882) (Figura A2.1). Como significado físico de la envolvente se plantean los siguientes puntos:

- *el suelo será estable para un estado de esfuerzos donde el círculo de Mohr quede totalmente por debajo de la envolvente,*
- *la resistencia máxima del suelo será alcanzada en un plano donde el círculo de Mohr sea tangente a la envolvente. Este plano crítico forma un ángulo  $\theta_{cr}$  con el plano sobre el cual actúa el esfuerzo principal  $\sigma_1$ , donde  $\theta_{cr} = \pi/4 + \phi/2 = 45^\circ + \phi/2$ ,*
- *en un suelo no puede generarse un estado de esfuerzos tal que el círculo de Mohr corte a la envolvente, ya que esto implica la falla (Lambe & Whitman, 1972).*



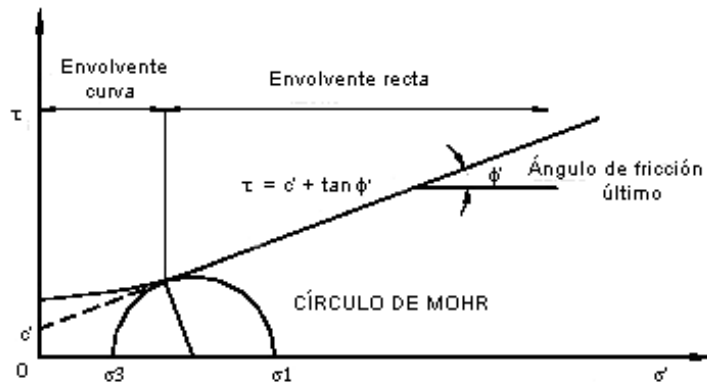


Figura A2.1. Envolvente de falla, criterio de Mohr-Coulomb

De la ley de Mohr-Coulomb se desprende que la resistencia al corte de suelos en términos generales tiene dos componentes:

- Resistencia por Fricción ( $\tan \phi$ ): se debe al roce entre partículas cuando están sometidas a esfuerzos normales.
- Resistencia por Cohesión ( $c$ ): se debe a fuerzas internas físico-químicas que mantienen unidas a las partículas en una masa.

Es necesario destacar que para suelos granulares (es decir de cohesión nula) esta envolvente presenta cierta curvatura, la cual es máxima en suelos granulares compactos, y disminuye al descender la compacidad, sin embargo la envolvente de Mohr es prácticamente una recta en una amplia gama de presiones en el estado final (Lambe & Whitman; 1972). En términos de esfuerzos principales, los esfuerzos principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  se relacionan en este caso de la siguiente manera (Lambe & Whitman, 1972):

$$\sigma_1 = \sigma_3 \cdot \tan^2 \left[ \frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right] + 2 \cdot c \cdot \tan \left[ \frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right]$$

donde  $\sigma_1$  es el esfuerzo principal mayor y  $\sigma_3$  es el esfuerzo principal menor.

La distribución de estas tensiones en una ladera se asocia al tipo de movimiento que experimenta ésta a lo largo de la superficie de cizalle. La Figura 3.2 muestra las diferentes condiciones de stress a las que es sometido un elemento de roca y/o suelo en una ladera.

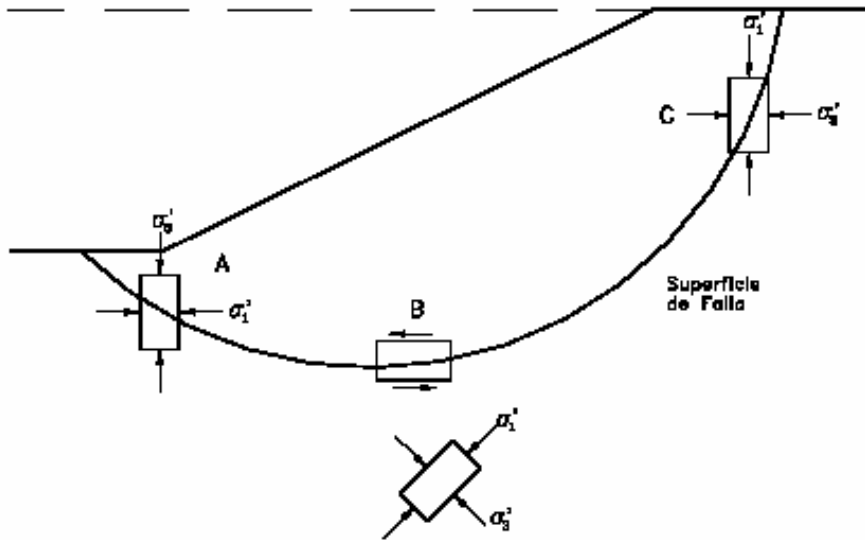


Figura A.2.2. Régimen de esfuerzos sobre la ladera.

- (a)  $\sigma'_1$  perpendicular al eje vertical del elemento, (b)  $\sigma'_1$  horizontal al eje vertical del elemento (cizalle neto), (c)  $\sigma'_1$  oblicuo con respecto al eje vertical del elemento

Un principio fundamental en el análisis de resistencia es la influencia de las condiciones de drenaje en un suelo en el momento de la aplicación de cargas sobre éste, donde la presión del agua reduce la resistencia del material. En este caso el estado tensional sobre el suelo queda definido por:

$$\sigma' = \sigma - u \quad (\text{Terzaghi, 1936})$$

con  $\sigma'$  = esfuerzo efectivo sobre el suelo (ejercidos sobre el esqueleto de suelo)

$\sigma$  = esfuerzo total sobre el suelo

$u$  = presión de poros

Los esfuerzos efectivos son los que controlan el comportamiento del suelo. Bajo este aspecto, el suelo podrá comportarse de manera drenada o no drenada ante un determinado estado de sollicitación. Así, una arena o grava puede considerarse que actúa en condición drenada ya que, producto de stresses sobre la masa de suelo, los cambios de volumen ocurren rápidamente y no se desarrollan presiones de poros. En el caso de arenas muy finas, limos y arcillas, se desarrollan presiones grandes de poros determinando que su comportamiento se rige por la resistencia no drenada ( $\tau = S_u$ ). En los casos dinámicos, por ejemplos ante eventos sísmicos, los suelos granulares sueltos (principalmente arenas finas) y algunos tipos de suelos cohesivos (arcillas sensitivas) sufren deformaciones repentinas producto de cambios en los esfuerzos de corte en condiciones no drenadas inducidos por la vibración provocada por el sismo, generando grandes deformaciones y pérdida de resistencia del material, ocurriendo lo que se denomina 'fenómeno de licuefacción del suelo' (Ver capítulo xxx).

Teniendo en cuenta que las condiciones de drenaje modifican el estado tensional del suelo, la ley de Mohr-Coulomb queda expresada de la siguiente manera:

$$\tau_f = c' + \sigma'_n \cdot \tan \phi' = c' + (\sigma_n - u) \cdot \tan \phi'$$

(para suelos saturados)

$$\tau_f = c' + \sigma'_n \cdot \tan \phi' = c' + (\sigma_n - u) \cdot \tan \phi' + (u - u_a) \cdot \tan \phi'$$

(para suelos parcialmente saturados, con  $u_a$ : presión del aire intersticial)

Para el análisis de estabilidad de laderas se deben considerar dos tipos de resistencia: peak y residual, que pueden observarse en casos en que el suelo presenta un comportamiento denso. Si el suelo se comporta como suelo suelto sólo presenta una resistencia última (Figura 3.3).

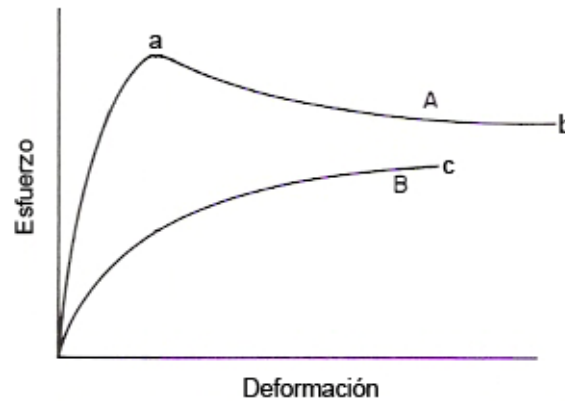


Figura A.2.3. Curvas típicas de resistencia en un suelo

A: Suelo denso. a) Resistencia peak b) Resistencia residual  
B: Suelo suelto. c) Resistencia última

La resistencia peak es la resistencia al corte máxima que posee el material la cual corresponde al punto más alto en la curva esfuerzo - deformación. Esta resistencia está asociada a un cierto nivel de deformación, que no corresponde al mayor, y aquí radica el conflicto de utilizar este valor para el análisis de estabilidad, ya que al utilizar este valor de resistencia se asume que éste se presenta simultáneamente a lo largo de toda la superficie de falla. Sin embargo, algunos puntos en la superficie de falla han alcanzado deformaciones mayores lo cual puede introducir errores en el análisis.

La resistencia residual es la resistencia al corte que posee el material después de haber ocurrido la falla para altas deformaciones. Skempton (1964) observó que en arcillas sobreconsolidadas, la resistencia calculada del análisis de deslizamientos después de ocurridos, correspondía al valor de la resistencia residual y recomendó utilizar para el cálculo de factores de seguridad, los valores de los parámetros obtenidos para la resistencia residual  $\phi_r$  y  $c_r$  (Wu, 1996). Bajo esta situación, la resistencia de suelos en caso de reactivación de deslizamientos debería tratarse como una resistencia residual.

Los suelos no cohesivos como la grava, arena, y limos no plásticos se asumen sin cohesión, y ensayos de laboratorio lo confirman. Casos de suelos típicos que merecen ser mencionados corresponden a los suelos no cohesivos saturados, arcillas normalmente consolidadas y limos arcillosos. El valor de  $\phi'$  para suelos no cohesivos saturados varía generalmente entre 27° y 45° grados, dependiendo por ejemplo del aumento de la densidad relativa, de la granulometría y de la forma de las partículas (Wu, 1996). El valor de este parámetro en un suelo bien gradado puede ser varios grados mayor que la de un suelo uniforme del mismo tamaño y forma de partículas. Lo mismo se puede decir para un suelo compuesto por partículas angulares en comparación con un suelo de partículas redondeadas.

El efecto de la humedad sobre este valor es solamente de uno o dos grados (Lambe y Whitman, 1972), sin embargo puede influir fuertemente sobre valores de cohesión otorgándole al suelo una cohesión que podría llamarse “aparente”, sobretodo si el suelo se encuentra en condiciones de humedad óptima, donde éste alcanza su densidad seca máxima.

Las condiciones de comportamiento no drenado en arcillas normalmente consolidadas o ligeramente consolidadas y limos arcillosos son bastante comunes producto de la baja permeabilidad del material, lo cual genera presiones de poro al someterlo a un estado tensional determinado. Una serie de ensayos drenados en arcillas normalmente consolidadas da como resultado una cohesión nula, en tanto ante ensayos no drenados se desarrolla presión de poros y como resultado la resistencia al corte no drenado (denominado  $s_u$  y que será igual a la cohesión del material (Lambe y Whitman, 1972)) es menor que la resistencia drenada, por lo cual estos corresponderán a los parámetros de diseño.

#### b) Resistencia en roca

La resistencia al corte a lo largo de superficies potenciales de ruptura tiene gran influencia en la estabilidad de laderas rocosas (Wyllie; Norrish; 1996). Esto implica la necesidad de caracterizar el comportamiento que presenta el material y la resistencia que alcanza ante determinados esfuerzos solicitantes. En general, laderas compuestas por materiales de alta resistencia son menos susceptibles a deslizamientos comparados con aquellas compuestas por materiales más débiles, y deben considerarse en el análisis de su estabilidad la resistencia de roca intacta, del macizo rocoso y de las discontinuidades, según sea el modo de falla (Sepúlveda, 2004).

La roca intacta es definida por Hudson y Harrison (1997) como roca que no presenta cantidad ni tipo importante de discontinuidades. De esta manera, dependerá de la litología y del grado de meteorización.

Para roca intacta, la caracterización más completa de la roca frente a determinados estados de carga se obtiene a través de la curva esfuerzo-deformación (Figura 3.4), a partir de la cual es posible obtener los parámetros UCS (*-Uniaxial Compressive Strength* -resistencia a la compresión uniaxial), el módulo de Young (E) (comportamiento antes de la falla), la razón de Poisson (en caso de medir deformaciones laterales frente a cargas aplicadas) resistencia residual de la roca. Ensayos triaxiales en roca permiten además obtener los valores de resistencia al corte de la roca intacta.

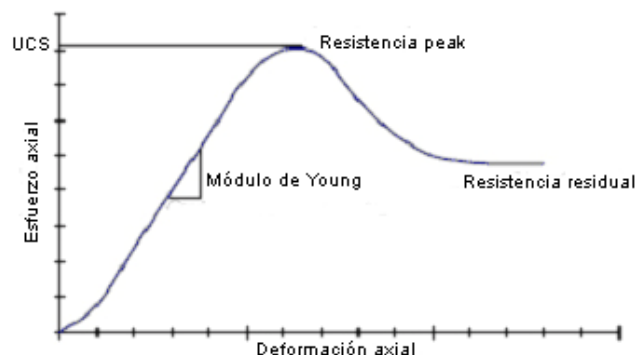


Figura A.2.4. Curva esfuerzo-deformación en roca. Modificado de Sepúlveda (2004).

El comportamiento mecánico de las rocas está generalmente controlado por discontinuidades presentes, especialmente cuando se trata de fracturas abiertas y cuando las orientaciones de las discontinuidades son favorables a deslizamientos (Sepúlveda, 2004). Esta resistencia provocada por esfuerzos solicitantes ejercidos sobre los planos de discontinuidades suele analizarse asumiendo un comportamiento mecánico de acuerdo al criterio de falla de Mohr-Coulomb. En este caso la roca desarrollará una cohesión “aparente” en la superficie de contacto de la fractura, que es función de la rugosidad de la superficie. En este aspecto, el modelo de Mohr-Coulomb no considera este parámetro, sin embargo, Patton (1966) lo introduce mediante la siguiente relación:

$$\phi_i = \phi + i$$

Donde  $\phi_i$  corresponde al ángulo de fricción efectiva de una superficie rugosa, y el valor  $i$  a la inclinación promedio de las asperezas con respecto al plano de discontinuidad. Esta aspereza consecuentemente provoca un aumento en la resistencia al deslizamiento (Figura 3.5).

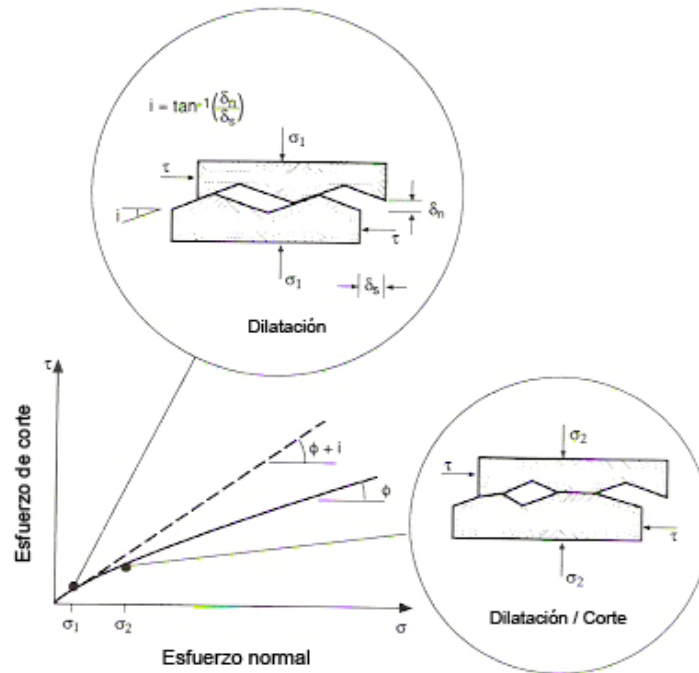


Figura A.2.5. Influencia de la rugosidad en la resistencia al corte

Existirá así una reducción del ángulo de fricción a altos niveles de esfuerzo de compresión. Además, una fractura rugosa que inicialmente tiene un ángulo de fricción  $\phi_i$  conocida como resistencia peak, disminuye su ángulo de fricción, a un ángulo de fricción residual. Cuando las paredes de la discontinuidad se encuentran inalteradas el ángulo de fricción residual es igual al ángulo de fricción  $\phi$  de la roca, el cual varía generalmente, entre 25° y 30° (Norman y Wyllie, 1996)

Para cuantificar la relación entre el ángulo de fricción efectivo, la resistencia de la roca y el esfuerzo normal aplicado, Barton (1976) definió la siguiente relación:

$$\tau = \sigma_n \cdot \tan \left[ \phi + JRC \cdot \log_{10} \frac{JCS}{\sigma_n} \right]$$

Donde:

$JRC$  = Coeficiente de rugosidad de la fractura

$JCS$  = Resistencia a la compresión de la roca en la superficie de la fractura

$\sigma_n$  = Esfuerzo normal efectivo

El término  $JRC \log_{10} (JCS / \sigma_n)$  equivale al ángulo  $i$ . Cuando se tienen altos niveles de esfuerzos normales, este ángulo tiende a cero.

Otro problema para el análisis de la resistencia se presenta cuando existen estructuras rellenas con material de baja resistencia. El efecto del relleno sobre la resistencia al corte fue demostrado empíricamente por Goodman (1970), la cual depende de la resistencia y del espesor del material del relleno; por ejemplo, si el espesor es más del 25% de la amplitud de las asperitas no habrá contacto roca a roca y la resistencia al corte de la fractura es igual a la del relleno. Por ejemplo en el caso de rellenos de arcillas como Montmorillonita y Bentonita, los ángulos de fricción pueden ser tan bajos como  $8^\circ$  y las cohesiones pueden variar entre 0 y 20 kPa (Barton 1974; Wyllie, 1992)

Cuando la roca es afectada por numerosos sets de estructuras con pequeños espaciamientos (en relación a la ladera considerada) su resistencia está lejos de regirse por la resistencia de las discontinuidades y/o de la roca intacta solamente. En este caso, el criterio de falla usualmente utilizado corresponde al modelo de Hoek y Brown (1980), extendido a casi todos los tipos de roca por los mismos autores en 1988, 1997. Hoek *et al.*, 2002, consideran además casos particulares de estados tensionales en laderas y factores de "disturbancia" sobre macizos rocosos.

El criterio de falla de Hoek y Brown es un criterio empírico no lineal que busca determinar la resistencia máxima al cizalle del material, y se define mediante la relación:

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_{ci} \cdot \left( m \cdot \frac{\sigma_3'}{\sigma_{ci}} + s \right)^a$$

Donde  $\sigma_1'$  y  $\sigma_3'$  son los esfuerzos principales efectivos mayor y menor respectivamente,  $\sigma_{ci}$  es la resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta,  $m$  es la constante de Hoek-Brown para la roca,  $a$  y  $s$  son constantes del material, con  $s=1$  y  $a=0,5$  para roca intacta. Los valores de la resistencia a la compresión uniaxial,  $m$ ,  $s$  pueden ser obtenidos a partir de ensayos de compresión uniaxial ( $\sigma_{ci}$ ) y triaxiales ( $m$ ,  $s$ ,  $a$ ). Estos últimos parámetros pueden obtenerse también a partir de observación en terreno y las siguientes relaciones (Hoek *et al.*, 2002):

$$m = m_i \cdot \exp\left(\frac{GSI - 100}{28 - 14D}\right)$$

$$s = \exp\left(\frac{GSI - 100}{9 - 3D}\right)$$

$$a = \frac{1}{2} + \frac{1}{6} \cdot \left( e^{-GSI/15} - e^{-20/3} \right)$$

El factor de terreno es considerado mediante el GSI (*Geological Strength Index* – Índice de Resistencia Geológica-) (Hoek *et al.*, 1995, 2000), que busca dar una

cuantificación a la resistencia del material mediante observación y comparación en terreno del macizo rocoso y la condición superficial de las discontinuidades. Alternativamente, para valores de GSI>25 éste puede determinarse a partir del valor del RMR (Bieniawski, 1989), donde  $GSI = RMR_{89} + 5$ .

Para determinar el valor de  $m$  se requiere conocer  $m_i$ . Este último valor se obtiene a partir de ensayos de compresión uniaxial o bien se estima a través de tablas, donde se le asocia un valor de acuerdo al tipo de roca. En tanto, el valor de  $D$  es el llamado “factor de perturbación” y depende del grado de perturbación y relajación de stress de la roca y varía entre 0 (no perturbada) y 1 (muy perturbada) (Hoek *et al.*, 2002).

Con estos parámetros conocidos se tiene el comportamiento de la roca ante cualquier estado de stress al que sea sometido, obteniéndose que la resistencia a la compresión uniaxial del macizo ( $\sigma_c$ ) se relaciona con la de la roca intacta de la siguiente manera:

$$\sigma_c = \sigma_{ci} \cdot S^a$$

La resistencia al corte del macizo está dado por la relación  $\sigma_1 - \sigma_3$  del criterio general de falla. Ésta es la que más importa para la evaluación de generación de remociones en masa.

Hoek *et al.*, 2002, presentan además una manera de traspasar el modelo no lineal presentado al espacio de Mohr-Coulomb, mediante una aproximación lineal del criterio. Además este último criterio es igualmente aplicado para el caso de discontinuidades en roca, con la única diferencia que  $c$  corresponde a una “cohesión aparente” desarrollada entre la superficie de contacto de la fractura.

Los análisis para la obtención de los valores de resistencia de la roca intacta y su correlación con el macizo rocoso pueden ser obtenidos mediante la utilización de softwares como Roclab y Rocdata que requieren de datos como la resistencia a la compresión de la roca para distintos rangos de confinamiento a la que es sometida, valores de densidad de la roca, entre otros, los cuales son obtenidos a partir de ensayos uniaxiales y triaxiales.

#### 4. REFERENCIAS

- Aleotti, P., Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and Environment* 58, p. 21-44.
- Aleotti, P., 2004. A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* No. 73, Elsevier, p. 247-265.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity - free dispersion of large solid spheres fluid under shear. *Proceedings, Royal Society, London, ser. A, No.225*, p.49-63.
- Barton, N., Lien, R. & Lunde, J., 1974. *Engineering Classification of Rock masses for the Design of Tunnel Support*. Oslo: Norwegian Geotechnical Institute.
- Bishop, A.W., 1955. The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. *Geotechnique*, 5, p.7-17.
- Chen, H., Chen, R. & Huang, T., 1994. An application of an analytical model to a slope subject to rockfalls. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 31 (4), p.447-458.
- Colombo, F., 1989. *Abanicos Aluviales*. *Sedimentología*, Vol.1, Arche, A., coord. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, p.143-218.
- Coussot, P., 1994. Steady, laminar flow of concentrated mud suspensions in open channel. *Journal of Hydraulic Research*, Vol.32, No.4, p.535-559.
- Coussot, P., Laigle, D., Arattano, M., Deganutti, A., Marchi, L., 1998. Direct determination of rheological characteristics of debris flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol.124, No.8, p.865-868.
- Coussot, P., Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Science Reviews*, No.40, p.209-227.
- Cruden, D., 1991. A simple definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. No. 43, p. 27-29.
- Cruden, D., Varnes, D., 1996. Landslide types and processes. In Turner A.K. & Schuster R.L., 1996. *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report 247. Transportation Research Board, National Research Council. National Academy Press, Washington D.C. 675 p.
- Donati, L., Turrini, M., 2002. An objective method to rank the importance of the factors predisposing to landslides with the GIS methodology: application to an area of the Appennines (Valnerina; Perugia, Italy). *Engineering Geology* No. 63, Elsevier, p. 277-289.
- Ercanoglu, M., Gokceoglu, C., 2002. Assessments of landslides susceptibility for a landslide-prone area (north of Yenice, NW Turkey) by fuzzy approach. *Environmental Geology* No. 41, p. 720-730.
- Frattini, P., Costa, G., Fusi, N., Dal Negro, P., 2004. Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment. *Engineering Geology* No. 73, Elsevier, p. 277-295.
- Gana, P. and Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central ( $33^{\circ}$ - $33^{\circ} 30'$  S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N° 2, p. 145-163.
- García, V., 2000. Fenómenos de remociones en masa asociados a la ocurrencia de anomalías atmosféricas, Santiago Oriente. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Goodman, R.E., 1989. *Introduction to Rock Mechanics*. New York: Wiley & Sons, 2nd Edition.
- Gokceoglu, C., Sonmez, H., Ercanoglu, M., 2000. Discontinuity controlled probabilistic slope failure risk maps of the Altindag (settlement) region in Turkey. *Engineering Geology* No. 55, Elsevier, p. 277-296.
- González-Díez, A., Remondo, J., Díaz de Terán, J., Cendrero, A., 1999. A methodological approach for the análisis of the temporal ocurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology* No. 30, Elsevier, p. 95-113.
- González de Vallejo, L., 2002. *Ingeniería Geológica*. Editorial Prentice Hall. 715 p.
- Greenwood, J., 2006. SLIP4EX – A program for routine slope stability analysis to include the effects of vegetation, reinforcement and hydrological changes. *Geotechnical and Geological Engineering*, 24, p. 449–465
- Haefeli, R., 1948. The stability of slopes acted upon by parallel seepage. En: 2nd International Conference on Soil Mechanics, Rotterdam, 1, p.57-62.
- Haneberg, W., 2000. Deterministic and Probabilistic Approaches to Geologic Hazard Assesment. *Environmental and Engineering Geoscience*, vol VI, No. 3, p. 209-226.



- Hauser, A., 1985. Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas. *Revista Geológica de Chile* No. 24, p. 75-92.
- Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. *Boletín* No. 45, p. 7-29.
- Hauser, A., 1995. Estudio de riesgos geológicos en sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo, Región Metropolitana. SERNAGEOMIN, Santiago.
- Hauser, A., 1997. Los aluviones del 18 de junio de 1991 en Antofagasta: Un análisis crítico a cinco años del desastre. *Boletín* N° 49. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Hoek, E., 1998. Reliability of Hoek-Brown estimates of rock mass properties and their impact on design. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 35 (1), p.63-68.
- Hoek, E., 1994. Strength of rock and rock masses. *ISRM New Journal*, 2 (2), p.4-16.
- Hoek, E., 2000. *Practical Rock Engineering*. [Online] Rocscience. Página web: <http://www.rocscience.com/roc/Hoek/Hoeknotes2000.htm>
- Hoek, E. & Bray, J.W., 1981. *Rock Slope Engineering*. London: Institution of Mining and Metallurgy, 3rd Edition.
- Hoek, E. & Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 34, (8), p.1165-1186.
- Hungr, O., G.C. Morgan, D.F. VanDine, and D.R. Lister., 1987. Debris flow defences in British Columbia. In *Debris flows/avalanches: process, recognition and mitigation*. Reviews in Engineering Geology. J.E. Geol. Soc. Am., Vol. VII, p. 201-222
- Hungr, O., Morgan, G.C., Kellerhals, R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal*, 21, p. 663-667.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, vol. VII, No. 3, p.221-238.
- Iverson, R., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 3 / August 1997, p.245-296
- Iverson, R., Reid, M., LaHusen, R., 1997b. Debris-flow mobilization from landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1997. 25, p. 85-138
- Iverson, R.M., Schilling, S.P., and Vallance, J.W., 1998, Objective delineation of lahar-hazard zones downstream from volcanoes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 972-984.
- Jacoby, D., 2001. Vulnerabilidad del sector urbano de La Reina frente a desbordes de la Quebrada de Ramón. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Janbu, N., 1973. Slope stability computations. En: Hirschfield, E., Poulos, S. (eds.), *Embankment Dam Engineering, Casagrande Memorial Volume*. John Wiley, p. 47-86.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. & Michael, J.A., 1998. A Method for Producing Digital Probabilistic Seismic Landslide Hazard Maps: An Example from the Los Angeles, California Area. Denver: U.S. Geological Survey Open-File Report, p. 98-113.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 95, p. 406-421.
- Khazai, B., Sitar, N., 2000. Assessment of Seismic Slope Stability Using GIS Modeling. *Geographic Information Sciences*, Vol. 6, No.2, p. 121-128.
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., Sharma, J., 2004. Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. *Engineering Geology* No. 75, Elsevier, p. 251-262.
- Kong, W., 2002. Risk assessment of slopes. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* No. 35, p. 213-222.
- Kramer, S.L., 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall civil engineering mechanics series. 653 p.
- Lambe, W., Whitman, R., 1972. *Mecánica de suelos*. Instituto Tecnológico de Massachusetts, Editorial Limusa-Wiley S.A., 583 p.
- Lee, S., Choi, J., Min, K., 2002. Landslide susceptibility analysis and verification using de Bayesian probability model. *Environmental Geology* No. 43, p. 120-131.
- Luzi, L., Pergalani, F., Terlien, M.T.J., 2000. Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems. *Engineering Geology* No. 58, Elsevier, p. 313-336.

- Mo Mizuyama, T. and S. Uehara. 1983. Experimental study of the depositional process of debris flows. *Trans., Jap. Geomorphol. Union* 4(1), p.49-64.
- Montserrat, S., 2005. Estudio experimental de obras de protección contra aluviones. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Naranjo, J.A. & Varela, J., 1996. Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de mayo de 1993. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín No.47*.
- Newmark, N., 1965. Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique*, 15 (2), p.139-160.
- Newmark, N.M. y Hall W.J., 1982. *Earthquake Spectra and Design*. EERI Monograph Series, EERI, Oakland, California.
- Nilsen, B., 2000. New trends in rock slope stability analyses. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58, p.173-178.
- Norris, J., Greenwood, J., 2006. Assessing the role of vegetation on soil slopes in urban areas. *IAEG2006 Paper N° 744*, Inglaterra.
- Padilla, C., 2006. Análisis de factores meteorológicos desencadenantes de remociones en masa en el sector oriente de Santiago. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Parise, M., 2001. Landslide Mapping Techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. *Phys. Chem. Earth*, vol 26, Elsevier, p. 697-703.
- Pasuto, A., Soldati, M., 1999. The use of landslide units in geomorphological mapping: an example in the Italian Dolomites, *Geomorphology* No. 30, Elsevier, p. 53-64.
- Pathak, S., Nilsen, B., 2004. Probabilistic rock slope stability analysis for Himalayan condition. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* No. 63, p. 25-32.
- Pelletier, J., Pearthree, P., House, P., Demsey, K., Klawon, J., Vincent, K., 2005. An integrated approach to flood hazard assessment on alluvial fans using numerical modeling, field mapping, and remote sensing. *GSA Bulletin*, vol 117, No. 9/10, p. 1167-1180.
- Pierson, T.C.; Costa, J.E., 1987. A rheological classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, vol.7, p. 1-12.
- Popescu, M.E., 2002. Landslide Causal Factors and Landslide Remedial Options. Keynote Lecture, *Proceedings 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures*, Singapore, p. 61-81.
- Prieto, C., 1985. Inestabilidades y erosión de laderas asociadas a riadas. *Geología y prevención de riesgos por inundaciones*, Instituto Geológico y Minero de España, p. 117-192.
- Raetzo, H., Lateltin, O., Bollinger, D., Tripet, J.P., 2002. Hazard assessment in Switzerland-Codes of Practice for mass movements. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 3, No. 61, p. 263-268.
- Rocscience Inc., 2002. Programas computacionales Roclab, Rocfall, Slide, Swedge, Rocplane.
- Sauret, B., 1987. Coulées de débris canalisées. *Compte rendu bibliographique*. In *Risques Naturels*. *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, No.150-151, p.65-77.
- Selby, M.J., 1993. *Hillslope materials and processes*. Second Edition, Oxford University Press, 451 p.
- Scott, K.M., Macías, J.M., Naranjo, J.A., Rodríguez, S., McGeehin, J.P., 2001. Catastrophic Debris Flows Transformed from Landslides in Volcanic Terrains: Mobility, Hazard Assessment and Mitigation Strategies. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1630.
- Sepúlveda, S.A., 1998. Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Sepúlveda, S.A., 2000. Metodología de Evaluación del Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos. *Revista Comunicaciones*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, No.51, p. 3-28.
- Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S., 2000. Evaluación del Peligro de Flujos de Detritos en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, vol. 1, p. 116-120.
- Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Petley, D.N., 2004. The Role of Topographic Amplification Effects on the Generation of Earthquake-Induced Rock Slope Failures. In: *Landslides, Evaluation and Stabilization*. Lacerda, W.A., Ehrlich, M., Fontoura, S.A.B. and Sayao, S.F. (eds.), *Balkema*, vol.1, 311-315.

- Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Jibson, R.W., Petley, D.N., 2005. Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground motions: The case of Pacoima Canyon, California. *Engineering Geology* No.80, p. 336-348.
- Solís, E., 1995. Modelación matemática de corrientes de detritos. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Takahashi, T., 1978. Mechanical characteristics of debris flow, *Journal of the Hydraulic Division, Proceedings ASCE* 104 HY8, p. 1153–1169.
- Takahashi, T. 1981. Estimation of potential debris flows and their hazardous zones: soft countermeasures for a disaster. *J. Nat. Disaster Sci.* 3(1):p. 57-89.
- Takahashi, T., 1991. Debris flows. IAHR Monograph, Rotterdam, 165 p.
- Tamburrino, A., Niño, Y., 1998. Flujos aluvionales : mecánica, predicción y medidas estructurales de mitigación. V Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra, Santiago, CD-Rom.
- Taylor, D.W., 1948. *Fundamentals of Soil Mechanics*. John Wiley.
- Terzaghi, K., Peck, R., 1948. *Soil Mechanics in Engineering Practice*. John Wiley and Sons, New York, 566 p.
- Tsuchida, Ho, 1970. Prediction and Countermeasure against the liquefaction in sand deposits, p. 3.1-3.33 in abstract of the seminar in the Port and Harbor Research Institute.
- Van Dine, D.F., 1996. Debris Flow Control Structures for Forest Engineering. Ministry of Forests Research Program. British Columbia. 68 p.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In *Landslides, Analysis and Control*, Special Report N°176. Schuster, R.L., Krizek, R.J., edits. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., p.11-33
- Varnes, D.J., 1984. *Landslide Hazard Zonation: A review of principles and practice*. Natural Hazards 3, UNESCO, 63 p.
- Verdugo, R. and Ishihara, K. 1996. The steady state of sandy soils. *Soils and Foundations*, cap. 36, vol. 2, p. 81-92.
- Wieczorek, G. F., 1996. Landslide Triggering Mechanisms in Landslides – Investigations and Mitigation. Special Report 247. A. K. Turner y R. L. Schuster, Editores. Transportation Research Board. National Research Council, National Academic Press, Washington, DC, USA, p.76-90.
- Wilson, R.C. & Keefer, D.K., 1985. Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding. In: Ziony, J.I. (ed.), *Evaluating Earthquake Hazards in Los Angeles Region – An Earth Science Perspective*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1360.
- Yoshida, Y., Kuwano, J., Kuwano, R., 1991. Rain-induced slope failures caused by reduction in soil strength. *Soil and Foundations*, vol 31, No. 4, Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, p. 187-193.