Phien Wej N. (1991) "Unprecedented landslides in granitic mountains of southern Thailand". Proceedings of the sixth international symposium on Landslides, New Zealand.

Phillipson H. B., Brand E.W. (1985) "Sampling and testing of Residual Soils in Hong Kong". Sampling and Testing of Residual Soils. A Review of International Practice.- Hong Kong.

Prusza Z. (1983) "Design construction and performance of large dams on residual soils". VII Pan-American conference. Canadá.

Queiroz R.C., Gaioto N. (1991) "Study of slope stability on tropical regions utilising back analysis". Proceedings of the sixth international symposium on Landslides, New Zealand.

Ribh , Liang T. (1978) "Recognition and identification ". Landslides analysis and control, special report 176, Trasportation research Board national academy of sciences. Washington.

Richards B.G. (1985) "Geotechnical aspects of Residual Soils". Southeast Asian Geotechnical. Society, Scorpion Press, Hong Kong.

Rico E. Del Castillo H. (1974) "La Ingeniería de suelos en las vías terrestres". Limusa. México.

Schiechtl H. M. (1980) "Bioingeneering for Land Reclamation and Conservation". University of Alberta Press, Edmonton.

Sherard J.C. (1976) "Identification and nature of dispersive Soils". ASCE Journal of the Geotechnical Engineering Division.

Silva J. (1976) "Estudio del deslizamiento de la herradura en Bucaramanga". Proyecto de grado. Universidad Javeriana. Bogotá.

Simmons J.V., Blight G.E. (1997) "Profile description and sampling methods". Mechanics of residual soils" Blight G.E. editor, pp41-55.

Sowers G.F., foster D. (1978) "Field investigation"- Landslides analysis and control, Special report 176. Transportation research Board. National academy of sciences. Washington.

Sowers G. F. (1981) "Características de los Suelos Residuales". IV Conferencia Regional de Geotecnia". Barranquilla, Colombia.

Sowers G. F. (1985) "Residual Soils in the United States". Sampling and Testing of Residual Soils. A Review of International Practice.- Hong Kong.

Sowers, G.F. (1963). "Engineering properties of residual soil derived from igneous and metamorphic rocks". In Proc., Second Pan American conference on soil mechanics and foundation engineering, Brazil, American Society of civil engineers, New York, Vol. 1, pp. 39-61.

Suárez J. (1992) "Manual de ingeniería para el Control de Erosión. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, Colombia.

Suárez J., Remolina N. (1992) "Modelo para el análisis del comportamiento sísmico de taludes verticales". Jornadas Geotécnicas de la Sociedad Colombiana de Ingenieros, Santafé de Bogotá.

Terzaghi, K. (1958) "Design and performance of the Seusumua Dam". Proceedings of the Institution of civil engineers, Vol. 9, p.p. 369-394.

Thorne C.R. (1988) "Riverbank Stability analysis applications". ASCE Journal of Hydraulic Engineering 114-2.

Townsend, F.C. (1985), "Geotechnical characteristics of residual soils". Journal of the geotechnical engineering division, ASCE, Vol. 2, pp. 591-597.

Tsukamoto Y., Kusakabe O. (1984) "Vegetative influences on Debris Slide Occurrences on Steep Slopes in Japan". Symposium on effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability, Honolulu.

Tsutiya A.M. , Macedo E.S. (1991) "Mechanism of natural Slope instability in Guaratinguetá, Brazil". Proceedings of the sixth international symposium on Landslides, New Zealand.

Tuncer, R., Lohnes R. (1977) "An engineering classification of certain basalt derived lateritic soils". Engineering geology, Amsterdam, vol. 11, No. 4, p.p. 319 - 339.

Vargas M. "Design and construction of large cutting in residual soils. Proceeding of the third Panamerican conference on soil mechanic and foundation engineering, Caracas, Vol. 2, p.p. 243 - 254.

Vargas M. (1983) "A Brazilian experience in construction and maintenance of roads on tropical rainy montainsides". VII Panamerican Conference. Canadá.

Vaughan, P.R. (1985). "Mechanical and hydraulic properties of In situ residual soil general report". In Proc., First International conference on geomechanics in tropical lateritic and saprolitic soils, Brasilia, , Comisión Federal de Electricidad, México City, Vol. 3, pp. 61-71.

Vaughan. P.R., M. Maccarini, , . Mokhtar S. M. (1988). "Indexing the engineering Properties of residual soil". Quarterly Journal of engineering geology, Geological Society of London, Vol. 21., Pp. 69.84.

Walker B.F., Mohen F.J. (1987) "Groundwater prediction and control, and negative pore water pressure". Soil Slope Instability and Stabilization, Walker and Fell- Editors. Balkema Rotterdam.

Walkinshaw J.L., Santi P.M. (1996). "Shales and other degradable materials". Landslides Investigation and mitigation. Special report 247. Transportation research Board. Pp. 555-576.

Wesley L.D., Irfan T.Y. (1997). "Classification of residual soils". Mechanics of residual soils Blight G.E. editor, pp17-40.

Williams A.A.B. , Pidgeon J.T. (1983) “Evapotransporation and Heaving Clays in South Africa “. Geotechnique, vol. 22, No. 2.

Yamanouchi T., Murata H. Brittle (1973) “Failure of a volcanic ash soil-shirasu”. 8th International conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Moscow.

Zaruba Q. , Mencl V. (1976) “Engineering geology Elsevier”.

7 Lluvias, Presión de Poros y sus Efectos

7.1 INTRODUCCION

El agua es el factor que más comúnmente se le asocia con las fallas de los taludes en zonas tropicales, debido a que la mayoría de los deslizamientos ocurren después de lluvias fuertes o durante periodos lluviosos y el control del agua subterránea es uno de los sistemas más efectivos para la estabilización de deslizamientos. La relación agua-deslizamientos ha sido estudiada por una gran cantidad de investigadores.
En el presente capítulo se describen los diferentes factores de tipo hidrológico que afectan la ocurrencia de deslizamientos de tierra.

7.2 REGIMEN DE LLUVIAS

La precipitación es el volumen o altura de agua lluvia que cae sobre un área en un período de tiempo, la cual tiene una influencia directa en la infiltración y en el régimen del agua subterránea, y a su vez afecta la estabilidad de taludes o laderas.
La precipitación promedio es muy superior en las zonas tropicales que en el resto del mundo. Estas lluvias son asociadas principalmente, con agrupaciones de nubes que ocurren en la zona de convergencia de vientos. Generalmente estas agrupaciones de nubes arrastradas por los vientos cubren áreas de varios miles de kilómetros cuadrados. El estudio de la precipitación para analizar su efecto sobre los taludes puede realizarse desde varios puntos de vista.

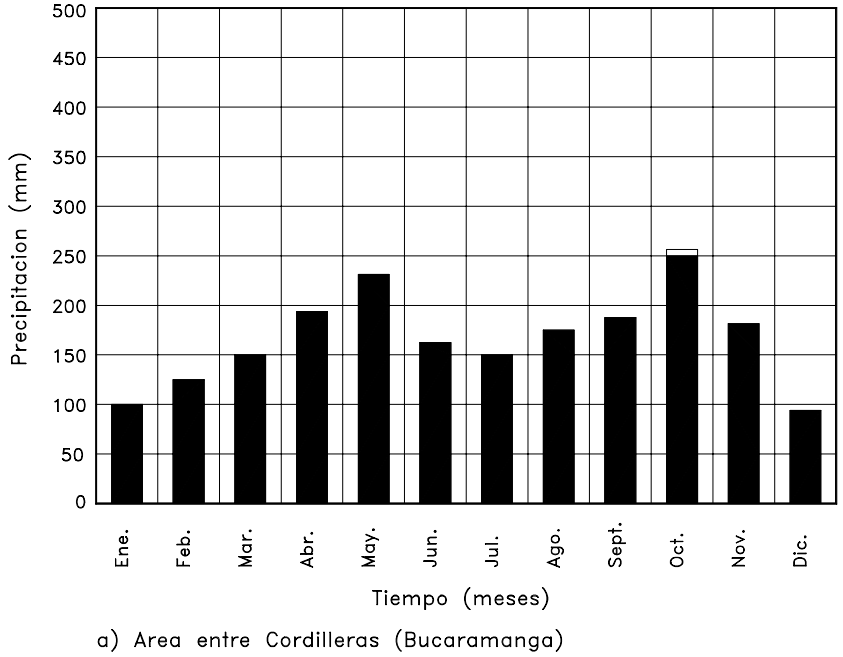
1. Lluvias promedio y máximas anuales

Generalmente, las áreas de mayor precipitación anual presentan mayores problemas de estabilidad de laderas, acuíferos colgados con mayores caudales de flujo subterráneo y materiales más meteorizados.

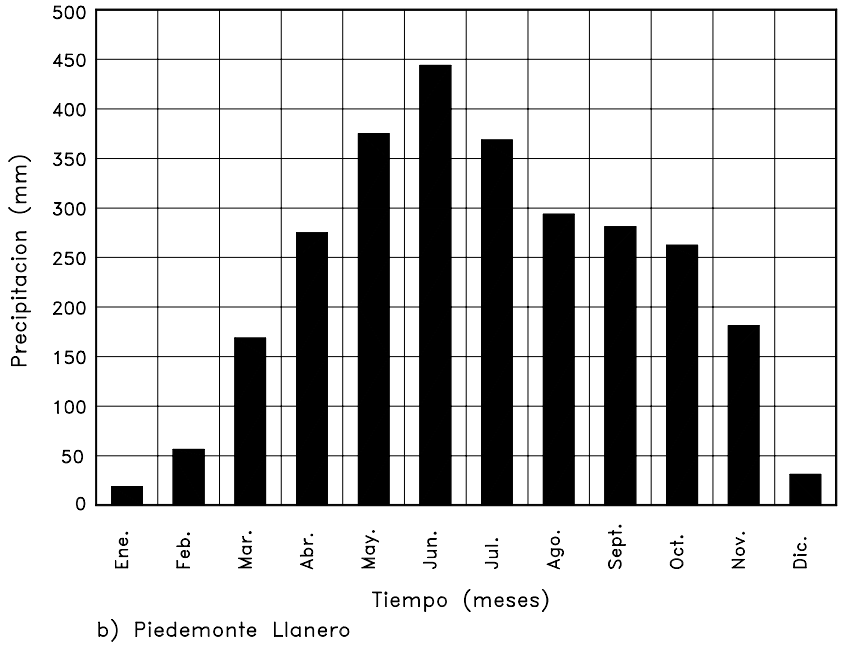
2. Régimen de lluvias

Cada región posee un sistema de lluvias que se repite en forma similar cada año. Es común encontrar áreas donde ocurren dos períodos de lluvia con dos períodos secos, o una sola temporada de lluvias con un período seco (Figura 7.1). En la mayoría de las zonas tropicales el período de los meses de Diciembre y Enero es seco. El régimen de lluvias de una región determinada puede ser diferente al de un sitio específico dentro de

la misma región, especialmente en zonas de alta montaña y se debe en lo posible, obtener la información precisa de las lluvias en el sitio del talud a estudiar.



a) Area entre Cordilleras (Bucaramanga)



b) Piedemonte Llanero

Figura 7.1 Regímenes de lluvias en los andes Colombianos.

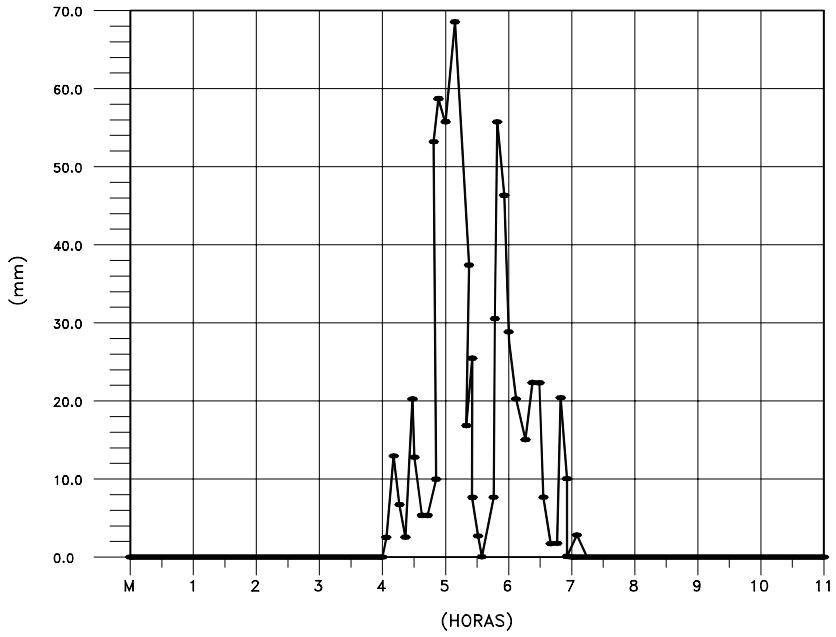


Figura 7.2 Aguacero Típico en el Piedemonte de los andes Colombianos.

3. Aguaceros Torrenciales

Es común en las zonas de montaña, la ocurrencia de aguaceros de gran magnitud en un período de tiempo de una o pocas horas (Figura 7.2). En el factor precipitación se debe tener en cuenta la intensidad de la máxima lluvia o de las lluvias más fuertes en una hora, en un día, mes o año y en algunas ocasiones la cantidad de lluvia en períodos menores a una hora.

Debe diferenciarse el caso de zonas de precipitación alta permanente, en las cuales el nivel de agua freática es alto y constante y un corte del terreno puede producir la falla casi inmediata del talud; y el caso de lluvias esporádicas o épocas de lluvias intensas, en donde el suelo no saturado es saturado de repente, produciéndose la falla.

En numerosos estudios se ha comprobado que el movimiento de un talud puede depender de la ocurrencia de lluvias. Para la falla de un talud puede requerirse una época de lluvias muy larga o puede ser suficiente un solo aguacero.

4. Lluvias Acumuladas

La ocurrencia de lluvias, durante varios días consecutivos o con pocos días de diferencia, puede producir fenómenos de acumulación de agua subterránea, debido a que el talud no ha drenado el agua infiltrada de una lluvia cuando ocurre la siguiente y se produce un fenómeno de acumulación progresiva y ascenso del nivel freático.

5. Ciclo hidrológico en el talud

Parte de la lluvia se infiltra y parte corre por la superficie como escorrentía.

Precipitación = Evapotranspiración + Escorrentía + Flujo subterráneo + cambio de humedad en el suelo + Acumulación de agua subterránea en los acuíferos.

El flujo subterráneo y los cambios en la cantidad de agua acumulada son críticos para la estabilidad de un talud, debido a que ellos controlan el balance hidrológico que puede alterar el grado de saturación y la elevación del nivel freático.
La respuesta del regimen de aguas subterráneas a las lluvias es diferente de acuerdo al talud, la formación geológica y las características ambientales.
Existe una respuesta inmediata a la lluvia por infiltración en las zonas cercanas al talud y una respuesta regional por las lluvias infiltradas en todo el área de aferencia alrededor del talud. En ocasiones, la respuesta regional puede tomar varios meses en presentarse, debido al recorrido que el agua realiza desde el sitio de infiltración.

6. Intensidad de lluvia que produce deslizamientos

En estudios realizados en Puerto Rico, (Larsen y Simmon, 1992) se encontró que la intensidad de lluvia (I mm/h) que produce deslizamiento depende de la duración de la lluvia (D horas) de acuerdo a la expresión:
$I = 91.46\ D^{-0.82}$
De acuerdo con estas investigaciones, en tormentas que tienen duraciones de hasta 10 horas, los deslizamientos no ocurren hasta que la intensidad alcanza valores tan altos como hasta tres veces la intensidad reportada para producir deslizamientos en áreas no tropicales.

7. Tiempo de lluvia que produce deslizamientos

El tiempo que se requiere para que una lluvia produzca un deslizamiento es mayor en una arcilla que en un material arenoso (Alonso, 1995), debido a las diferencias de infiltración. Este tiempo es inversamente proporcional a la permeabilidad para valores constantes de los demás parámetros.

7.3 LA HUMEDAD SUPERFICIAL

La humedad de la superficie del terreno define factores tales como los porcentajes de escorrentía e infiltración y en algunas ocasiones el comportamiento de los taludes.
La humedad superficial está controlada por:
1. Características topográficas de la pendiente de los taludes.
2. Tipo de suelo.
3. Características climáticas.
4. Vegetación.

La humedad del suelo en la superficie del terreno puede determinar la posibilidad de agrietamiento de tensión en ciertos suelos arenoarcillosos y arenolimosos muy susceptibles a efectos de cambios de humedad. Este fenómeno es común en terraplenes de carreteras.
En términos generales, los factores ambientales y físicos que determinan el comportamiento de la infiltración dependen en buena parte de los 40 centímetros de suelo más superficial (Bilz, 1995).

7.4 LA INFILTRACION

La infiltración se define como el movimiento del agua desde la superficie del terreno hacia el suelo o roca por los poros o intersticios y discontinuidades de la masa térrea. El porcentaje de infiltración corresponde a la proporción de lluvia que se infiltra. La infiltración a su vez puede dividirse entre aquella parte que contribuye a aumentar el contenido de agua de la zona no saturada y aquella que recarga el sistema saturado de agua subterránea.

La lluvia sobre la superficie de la tierra puede conducir a dos condiciones diferentes de frontera:

a. Superficie del talud inundada. La intensidad de la lluvia en este caso es mayor que la cantidad de agua que puede infiltrarse dentro de la tierra. Por lo tanto, solamente parte de la lluvia se infiltra y el resto se convierte en escorrentía. En este caso, la condición de frontera es que la succión en la superficie del terreno es igual a 0 equivalente a saturación del 100%.

b. Infiltración controlada. La intensidad de la lluvia es menor que el flujo máximo de agua que se puede infiltrar en el talud. En este caso, la infiltración es controlada por la intensidad de la lluvia:

$Q_{infiltración}$ = Intensidad de la lluvia.

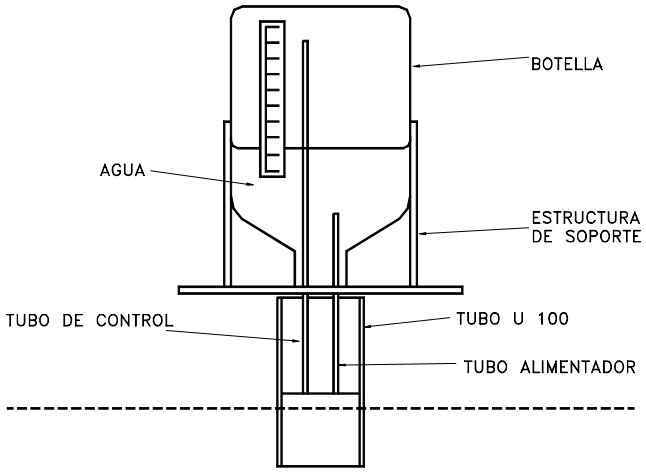


Figura 7.3 Diagrama de un infiltrómetro (Lam, 1974).

La cantidad de agua que penetra o se infiltra en la tierra queda determinada por varios factores:

1. Cantidad, intensidad y tipo de precipitación.
2. Ritmo de precipitación. Cuanto más rápidamente cae la lluvia, menos agua penetra, pues se satura la superficie del terreno y no permite la infiltración rápida. Entre más lenta la lluvia, habrá más infiltración y menos escorrentía.
3. Pendiente superficial. La infiltración es mayor en terrenos más planos a los que corresponde velocidades de escurrimiento superficial menores.
4. La permeabilidad de los suelos y las rocas.

5. La estructura de suelos y rocas, especialmente en lo que se refiere a fracturación, estratigrafía y la secuencia de los estratos permeables y los impermeables. El tipo de material o suelo del talud va a determinar la infiltración relacionada con la succión y la permeabilidad.
6. Cantidad y tipo de vegetación.

Para determinar la cantidad de agua infiltrada es conveniente realizar un ensayo de infiltración. En esta prueba el agua es suministrada a una superficie expuesta a una rata controlada y el volumen total de agua infiltrada en varios intervalos de tiempo, es infiltrada contra el tiempo. En este ensayo se puede obtener, además, la permeabilidad de los materiales.

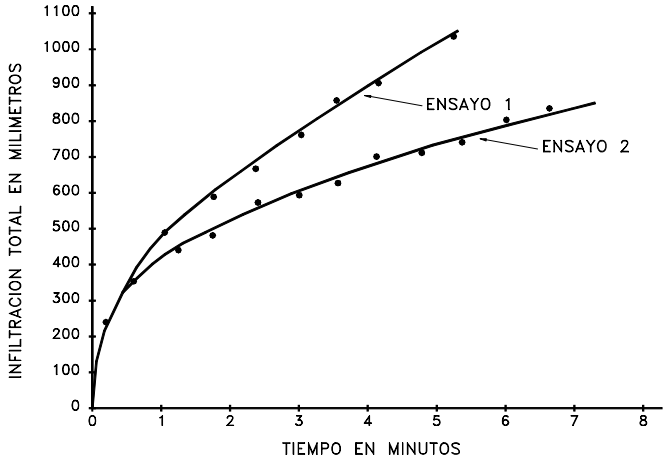


Figura 7.4 Resultados típicos de un ensayo de infiltración (Geotechnical Control Office 1979).

Una infiltración alta puede producir problemas de presión del agua interna, etc., que puede generar un deslizamiento. En el caso de que el talud llegue a saturarse, la facilidad o dificultad con que el talud se autodrena depende de las formaciones geológicas circundantes. La presencia de mantos permeables de evacuación de agua favorece grandemente su estabilidad.

Infiltración de cuerpos de agua

Pueden existir puntos de infiltración masiva de agua, arriba de un talud ya sea por la presencia de un río o cuerpo de agua, como de depresiones topográficas y zonas de pendiente muy suave. Su localización es importante para analizar las condiciones de estabilidad de un talud.

7.5 EL FLUJO NO SATURADO

Al infiltrarse el agua se forma inicialmente, un frente húmedo que avanza aproximadamente paralelo a la superficie del terreno, a una velocidad que depende de la permeabilidad, del grado de saturación y de la porosidad del material. Este frente

húmedo puede alcanzar una superficie crítica en pocas horas, dependiendo de la fracturación y grado de meteorización.

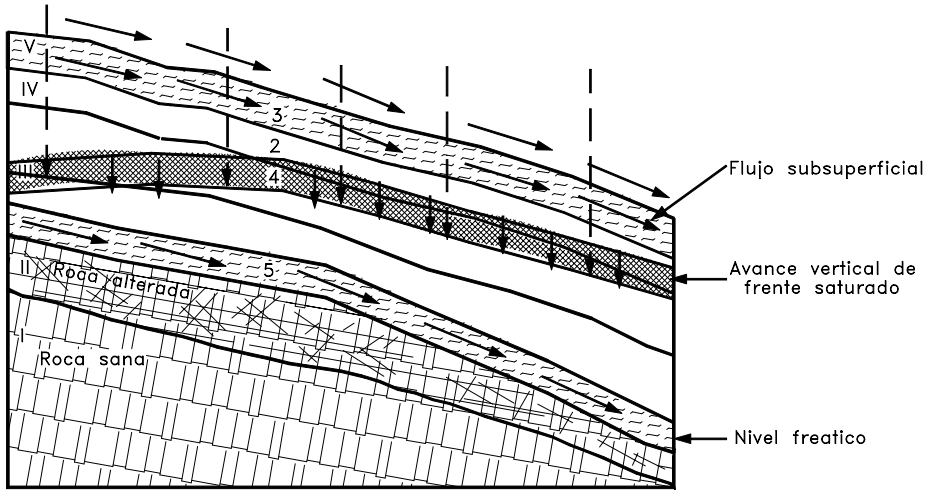


Figura 7.5 Diagrama del avance de un frente húmedo en materiales residuales.

Cuando las lluvias son muy intensas puede llegarse incluso, a la saturación completa del talud durante la lluvia. Al infiltrarse el agua de escorrentía se forma inicialmente un frente húmedo que avanza en sentido vertical, el cual satura los suelos a su paso, eliminando la succión o cohesión aparente que producía el estado de no-saturación.
El frente húmedo avanza a una velocidad de:
v = k / (1-S) n,
Donde:
k es la permeabilidad,
S el grado inicial de saturación y n la porosidad (Lumb-1975).

El frente húmedo desciende verticalmente bajo la influencia de la fuerza de gravedad, aún después de terminada la lluvia, hasta que encuentre el nivel freático o un manto impermeable. La llegada de un frente húmedo produce un ascenso en el nivel freático.
El espesor del frente húmedo depende de la intensidad y duración de la lluvia, de la permeabilidad de los materiales y es inversamente proporcional a la diferencia entre la humedad antes de la lluvia y la humedad de saturación. Por lo tanto, en temporadas con muchos eventos lluviosos los espesores del frente húmedo tienden ha ser mayores.
La relación entre la lluvia en taludes expuestos y el espesor del frente húmedo se puede determinar por la siguiente ecuación (Lumb 1975):

$$h = \frac{kt}{n\left(S_f - S_o\right)}$$

Donde:
h = Espesor del frente húmedo
k = Coeficiente de permeabilidad
n = Porosidad

S_f = Grado final de saturación
S_o = Grado inicial de saturación
T = Duración de la lluvia

Succión

La succión es un término muy utilizado para explicar el comportamiento de los suelos no saturados y la presencia de presiones de poro negativas.
La succión, según Freedlund (1995), está compuesta de dos elementos básicos: la succión matricial y la succión osmótica. La suma de los dos componentes se llama succión total.
La succión matricial se define como la diferencia entre la presión del aire y la presión de poros, y la succión osmótica depende de las características químicas del fluido en los poros.
La medición de la succión puede realizarse de varias formas: la medición de la succión matricial, equivalente a la energía requerida para mover una molécula de agua dentro de la matríz de suelo, y la succión total, que es la energía requerida para mover una partícula de agua desde el suelo a un estado de vapor. En un material granular libre de sales, la succión total y la succión matricial son iguales, en cambio si aparece sales disueltas la succión osmótica puede alcanzar valores importantes.

La succión puede medirse utilizando diferentes sistemas (Ridley y Wray, 1995):

a. Psicómetro

El Psicómetro es un instrumento que mide la humedad. En su forma más simple consiste de un termómetro que tiene un vulvo húmedo desde el cual, la evaporación hacia el aire adyacente reduce la temperatura del vulvo a un valor menor de la temperatura ambiente. Cuando la evaporación termina y se alcanza equilibrio con el vapor del ambiente, la temperatura es comparada con un vulvo seco colocado en el mismo ambiente. La diferencia entre la temperatura del vulvo seco y la temperatura del vulvo húmedo es relacionada con la humedad relativa.
En la actualidad existen equipos eléctricos que permiten medir la succión utilizando el criterio general indicado.

b. El Papel de Filtro

El contenido de humedad de un material absorbente tal como un papel de filtro se relaciona con la succión de una manera similar a las características de la curva de humedad de un suelo.
Este sistema requiere de una calibración que permita definir la succión relacionándola con la humedad del papel de filtro.

c. Bloques Porosos

La resistencia eléctrica de un material absorbente cambia con la humedad absorbida, de esta forma, se puede medir la succión de un suelo.

d. Sensores de conductividad térmica

El sensor consiste de un bloque poroso de cerámica, dentro del cual hay un pequeño elemento sensible a la temperatura y un calentador miniatura.

e. Placas de succión y placas de presión

Consiste en un filtro poroso de cerámica que separa la muestra de suelo de un recipiente de agua y un manómetro de mercurio.

f. Tensiómetro

El tensiómetro mide la presión negativa absoluta de una manera similar a las placas de succión, pero es principalmente utilizado en el campo.

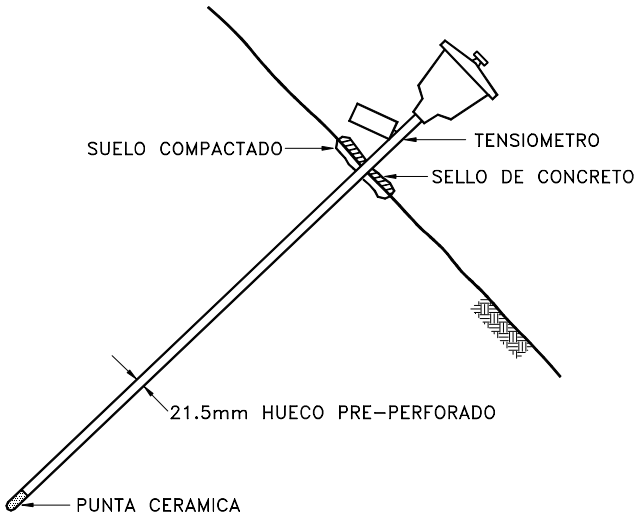


Figura 7.6 Instalación de un tensiómetro (Geotechnical Control Office 1984).

Modelamiento del suelo no saturado

La saturación afecta la componente de cohesión de acuerdo a los criterios actuales de la mecánica de suelos (Morgenstern y Matos, 1975), o sea, que la eliminación de la succión que ocurre a medida que avanza el tiempo de una lluvia, disminuye la cohesión en el volumen de material sujeto a saturación temporal, produciendo el deslizamiento. Este mecanismo explica la aparente contradicción entre la teoría y la práctica, en el sentido de que en la realidad los taludes más altos y verticales sufren generalmente, menos fallas que los taludes de pendiente mediana, debido a que estos últimos permiten una mayor infiltración del agua lluvia.

Si el suelo se encuentra solamente húmedo, existen dentro del suelo resistencias aparentes, debidas a las presiones de poro negativas, que pueden producir un talud estable, pero si se produce saturación por infiltración desaparecen, produciéndose la falla por disminución de las fuerzas resistentes.
Brand explica esto como que el agua de infiltración en un suelo residual produce una reducción en la tensión capilar en el suelo no saturado, lo cual produce una disminución en la presión efectiva y por ende en la resistencia al corte. En la mayoría de los casos no existe nivel freático. Para el estudio de este fenómeno se han diseñado ensayos de carga constante, incrementando la presión de poros desde un valor negativo y se ha encontrado que algunas arcillas fallan, sin necesidad de saturación a un valor de humedad muy cercano a su límite plástico, en ensayos de Corte Directo con carga constante.

Al iniciarse el proceso de corte se produce una disminución brusca en la tensión capilar que produce una falla rápida progresiva. Esto es típico de los materiales granulares. En suelos areno-arcillosos la tensión capilar se mantiene constante y la falla se hace lenta. El aumento del contenido de agua se refleja, además, en un aumento de peso unitario del suelo, el cual puede producir un aumento de los esfuerzos de cortante.
El sistema más universalmente utilizado para analizar el comportamiento hidrológico del suelo en su estado no saturado es el enfoque del déficit de humedad en el suelo. Este concepto ha recibido mucha atención específicamente en el modelamiento de la recarga de acuíferos esquematizado en la siguiente expresión:
$R_f = E_a + R_o + \Delta S$ (Geotechnical Control Office, 1984)
Donde
R_f = Lluvia
E_a = Evapotranspiración
R_o = Escorrentía
ΔS = Cambio en el déficit en la humedad del suelo.
El parámetro más difícil de medir en la ecuación anterior es la evapotranspiración. Adicionalmente, el proceso de recarga depende del flujo en la zona no saturada el cual es sujeto a hystéresis. En un determinado intervalo de tiempo el cambio en humedad o acumulación de agua es una función de $R_f - R_0 - E_p$ Donde E_p es la evapotranspiración Potencial del suelo con vegetación.

El comportamiento de los suelos no saturados ha sido analizado por muchos autores y los elementos que afectan este comportamiento dependen de:

a. Características del sistema de lluvias. En zonas áridas o secas las presiones negativas asociadas con la humedad alcanzan valores importantes y determinantes en la estabilidad de los taludes, mientras en las áreas de lluvias intensas permanentes estas tensiones no son importantes para establecer la estabilidad de los taludes. Las cohesiones aparentes de los suelos en épocas de lluvias son diferentes en forma sustancial a las de las épocas secas.
b. El tamaño, forma y distribución de los granos. Este factor fue analizado por Bilz, (1995) quien presenta una serie de tablas de cohesión aparente relacionada con las características de los granos.La altura del agua capilar en los suelos depende primordialmente del tamaño de los granos en los suelos granulares. Entre menor sea el tamaño de las partículas de suelo, mayor es la cabeza de saturación por capilaridad.
Teóricamente entre mayor sea la altura capilar, la estabilidad aparente del talud es mayor, pero debe tenerse en cuenta que la infiltración del agua lluvia reduce rápidamente el valor de la presión negativa y esta componente que favorecía la estabilidad puede desaparecer totalmente en un período de tiempo muy corto.
Las arenas finas y limos pueden poseer cohesiones aparentes de varias veces la cohesión de una arena media y una grava como se indica en la tabla 7.1.

Tabla 7.1 Cohesión debida a fuerzas capilares (Bilz, 1995)

Densidad	Epoca	Cohesión aparente KN/m^2		
		Arena fina	Arena media	Arena gruesa
Suelta	Seca	6.5	3.0	1.0
	Húmeda	8.5	5.5	4.5
Densa	Seca	8.5	4.0	2.0
	Húmeda	10.5	6.5	5.5

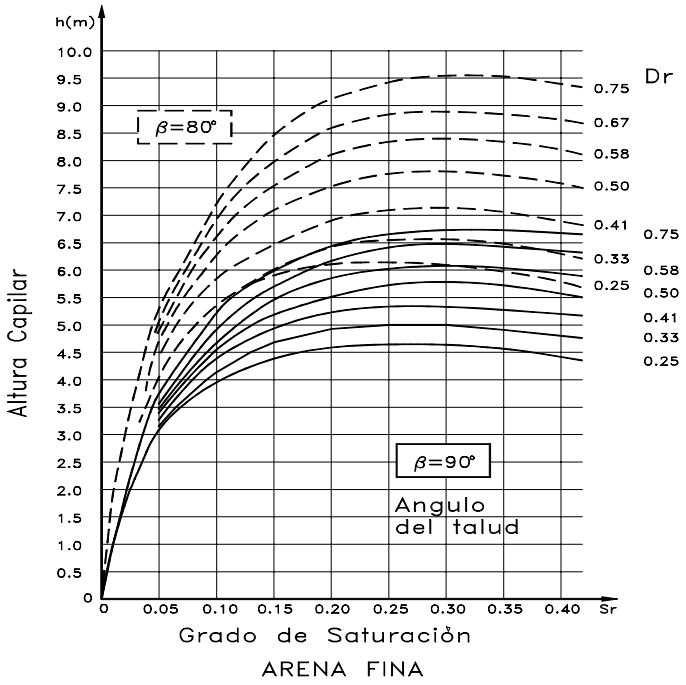


Figura 7.7 Altura Capilar en Arenas finas (Bilz 1995)

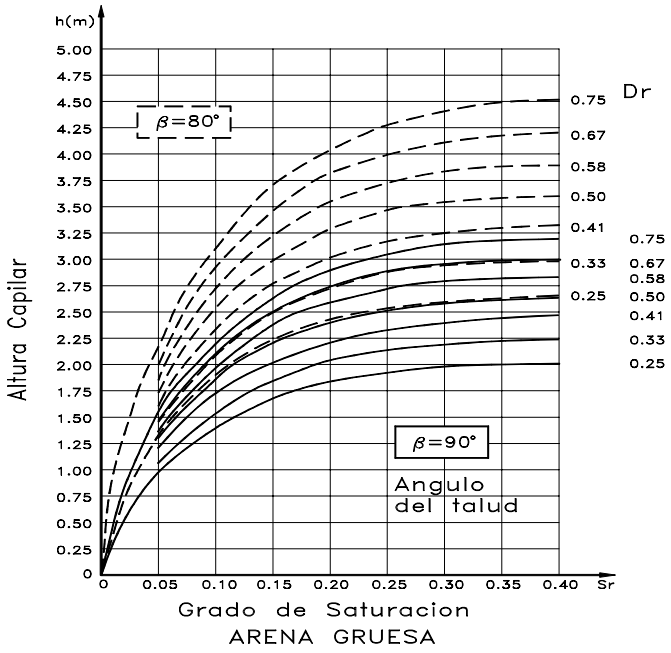


Figura 7.8 Altura Capilar en Arenas Gruesas (Bilz, 1995).

c. Meteorización y tiempo. El efecto de la meteorización en la cohesión aparente, así como el lavado de finos por la infiltración ha sido estudiada de forma sistemática por Vieweg (1991).
d. Temperatura, viento y factores climáticos.
e. Evapotranspiración, vegetación.
f. Densidad. Los suelos sueltos tienden a presentar cohesiones aparentes menores que los densos.
g. Permeabilidad. Existen relaciones entre la permeabilidad del suelo y la presión de poros negativa. Es también importante anotar que la permeabilidad disminuye rápidamente cuando la presión de poros es negativa.

7.6 PRESIONES DE PORO NEGATIVAS

Las fuerzas resultantes de los efectos de tensión superficial son de tensión en el agua y generan presiones de poro negativas (menores que la presión atmosférica), esa tensión aumenta cuando el grado de saturación disminuye.
En la zona de saturación parcial sobre la altura capilar del suelo existe también, agua vaporizada, la tensión de vapor disminuye cuando la temperatura disminuye.

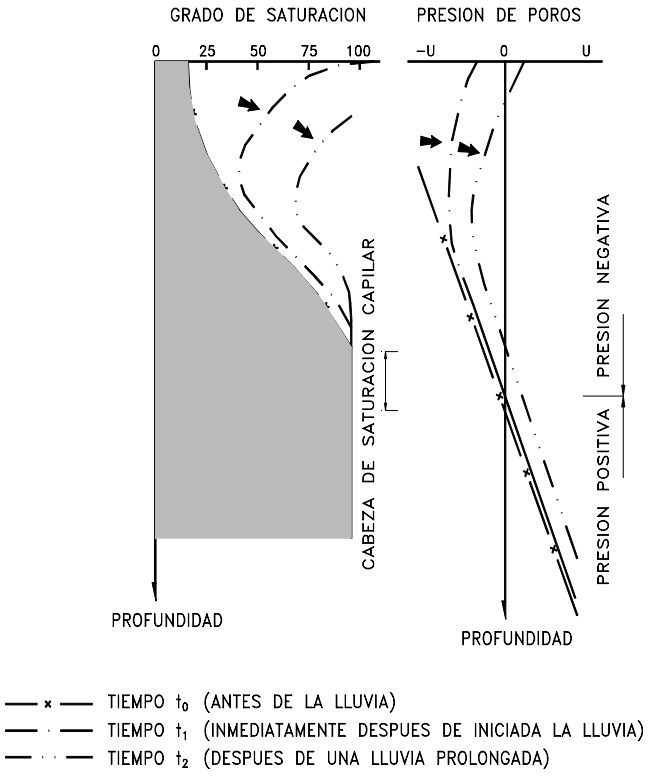


Figura 7.9 Cambios en el grado de saturación y la presión de poros por acción de la lluvia (Geotechnical control Office, 1984).

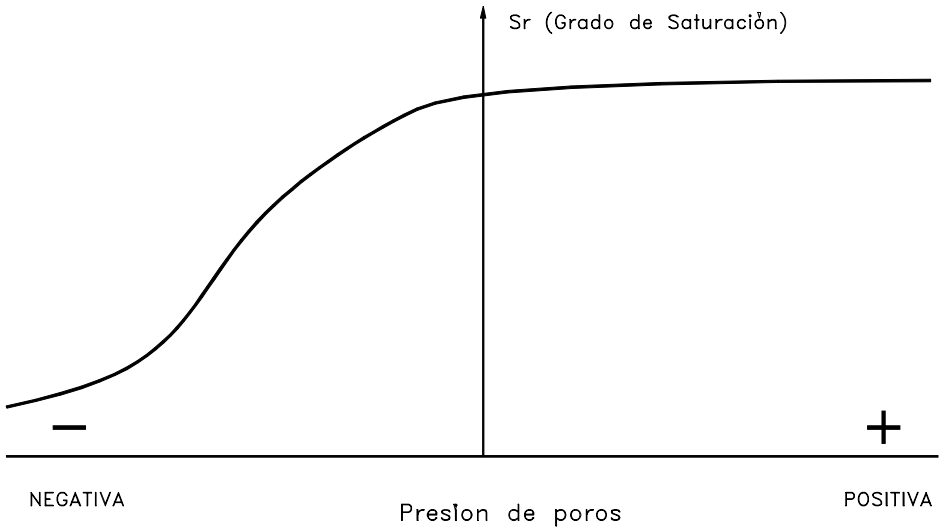


Figura 7.10 Efecto del grado de saturación sobre la presión de poros.

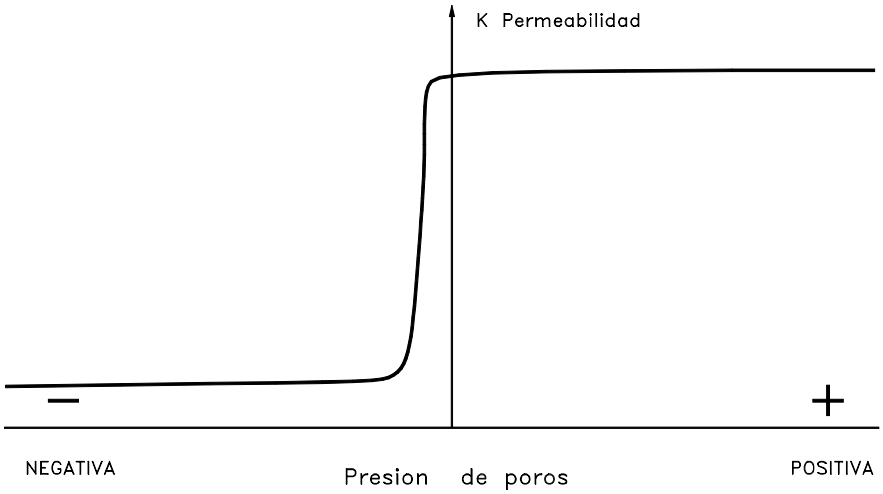


Figura 7.11 Efecto de la presión de poros sobre la permeabilidad al flujo no saturado.

7.7 EL NIVEL FREATICO

La localización del nivel freático corresponde a la línea de presión de poros igual a cero, equivalente a que la presión neta en el sitio es igual a la presión atmosférica. El nivel de agua determina los niveles de presiones hidrostáticas sobre una superficie localizada por debajo de ese nivel o los valores de presión negativa o de succión para el suelo por encima. En taludes naturales de laderas, la línea de nivel freático general sigue

una línea aproximadamente paralela a la superficie del terreno y esta sube por el recargue debido a la infiltración.
El agua subsuperficial puede dividirse entre zonas de presión de poros positiva y negativa. Las presiones de poro positivas son superiores y las negativas son inferiores a la presión atmosférica. La línea divisoria es el nivel freático donde la presión es igual a la presión atmosférica, la cual se designa como presión cero.
Por debajo del nivel freático el suelo se encuentra saturado, lo cual equivale a que el agua llena todos los poros de los suelos y todas las cavidades de los materiales infrayacentes. El agua existente en la zona de saturación se designa por lo general, como agua freática y su superficie superior es el nivel freático. Cuando las circunstancias geológicas y topográficas son más complejas podrá haber más de una zona de saturación y, por consiguiente, más de un nivel freático en una localidad determinada.

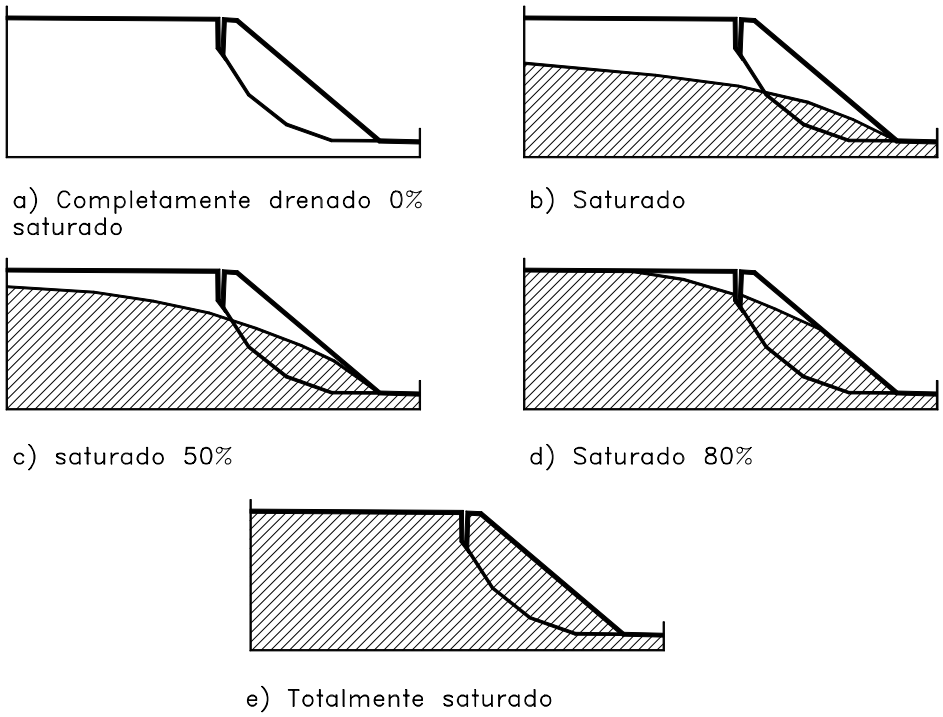


Figura 7.12 Saturación y niveles freáticos.

La elevación del nivel freático de una localidad determinada depende de varios factores, tales como las fluctuaciones de las precipitaciones y de los caudales y fugas de los cuerpos de agua.
El nivel de agua puede tener como base el pie del talud o puede estar suspendido por un manto impermeable dentro del talud. En el primer caso las fallas a producirse serán preferentemente de pie, mientras en el caso segundo las fallas tienden a ser a mitad del talud.

El nivel freático y en general la presencia de agua en los materiales en la proximidad de la superficie de falla, desempeñan un papel fundamental en la estabilidad y de hecho, hacen algo más complejo el mecanismo para la generación de las fallas.

La configuración del nivel freático depende de la forma del relieve superficial, el cual reproduce generalmente, sí bien con contornos menos abruptos y también depende de la permeabilidad del terreno y del abastecimiento de agua. Comúnmente, se aleja de la superficie del terreno bajo colinas y elevaciones y se acerca a ella en los valles y muy especialmente en los ríos y en los lagos.

Es usual que los periodos de sequía traigan abatimiento importante del nivel freático, en tanto que se eleva, tras periodos de fuertes lluvias. Estas fluctuaciones suelen ser muy marcadas en terreno granulares permeables. El nivel de agua cambia con las lluvias y periodos secos en forma muy marcada en formaciones permeables y un poco menos fuerte en las impermeables y se tiene un máximo y mínimo cuya diferencia en algunos casos puede ser hasta de más de un metro.
El nivel freático puede ascender bruscamente durante un evento lluvioso intenso y bajar nuevamente después de la lluvia.
Para monitorear estos ascensos repentinos se puede utilizar el sistema de recipientes plásticos conocido con el nombre de "Halcrow buckets" (Figura 7.13), el cual consiste en una serie de recipientes pequeños colgados de un hilo de pescar colocados dentro de una perforación. Al subir el nivel freático los recipientes se llenan de agua, la cual permanece en los recipientes al bajar el nivel freático.

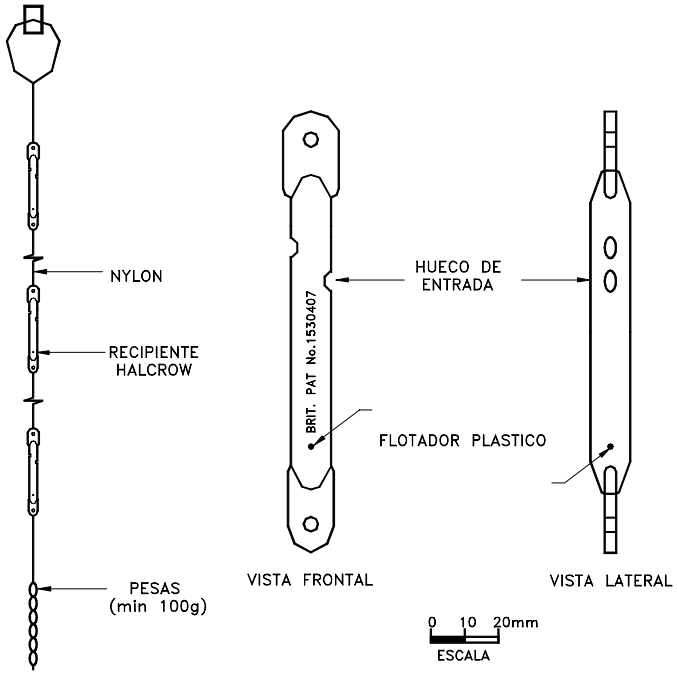


Figura 7.13 Equipo para detectar ascensos del nivel freático (Geotechnical Control Office, 1987).

En el análisis de estabilidad es muy importante definir el nivel de agua y las consiguientes condiciones de saturación y presiones de poros. Un talud seco puede ser estable, mientras el mismo talud puede no ser estable con un determinado nivel freático o un talud estable puede fallar al ascender el nivel freático. En el caso de taludes importantes es necesaria la colocación de piezómetros para poder cuantificar el valor de presión de poros que puede definir, en un determinado momento la estabilidad o inestabilidad del talud.
En un talud la altura piezométrica y los planos de localización de niveles de agua son parámetros determinantes en su estabilidad. La presencia de un nivel de agua a una determinada altura dentro del talud produce fuerzas hidrostáticas desestabilizantes y su determinación es necesaria, previamente a los análisis de estabilidad. Una vez determinados los niveles de agua y calculadas las presiones de poro se puede calcular los esfuerzos efectivos, que son los que se deben tener en cuenta en el análisis teórico de estabilidad.

7.8 LA PRESION DE POROS

La presión de poros es la presión interna del agua de saturación. La presión de poros dentro del suelo depende de la localización de los niveles freáticos, presiones internas de los acuíferos y las características geológicas del sitio.
La presión de poros varía de acuerdo a las variaciones del régimen de aguas subterráneas. Los incrementos de presión pueden ocurrir rápidamente en el momento de una lluvia, dependiendo de la intensidad de la lluvia, de la rata de infiltración del área tributaria, etc. Un incremento en la presión de poros positiva o una disminución de la presión negativa, equivale a una reducción de resistencia al cortante y de la estabilidad.

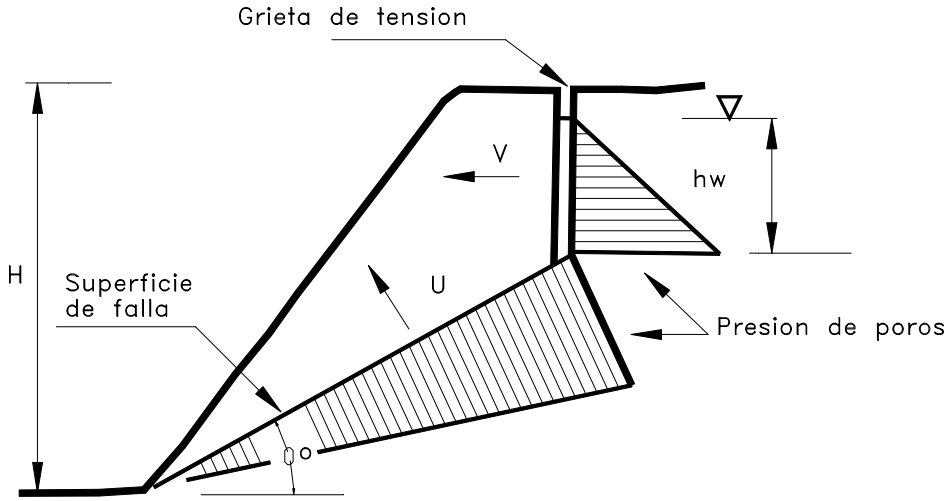


Figura 7.14 Presión de poros sobre una superficie de falla potencial.

El valor de las presiones de poro se mide utilizando piezómetros abiertos o neumáticos. Si no hay flujo de agua la presión es hidrostática y la medida del piezómetro coincide con el nivel freático, pero si existe flujo las presiones no son hidrostáticas. En este último caso la presión de poros en cualquier punto dentro de la masa de suelo puede medirse por medio de las redes de flujo, las cuales comprenden las líneas de flujo y las líneas de igual presión de poros.

Debe tenerse en cuenta el efecto que las discontinuidades tienen en los niveles piezométricos, determinados por las líneas equipotenciales. Las discontinuidades generan diferencias de permeabilidad, las cuales controlan el sistema de presiones dentro del talud.

Para el análisis de presiones de poros sobre una superficie de falla se deben tener en cuenta sus condiciones de drenaje. Cuando existe drenaje, la presión de poros disminuye hacia la superficie del talud, pero cuando el drenaje es deficiente se puede presentar un aumento importante de la presión de poros en el pie del talud (Figura 7.15).

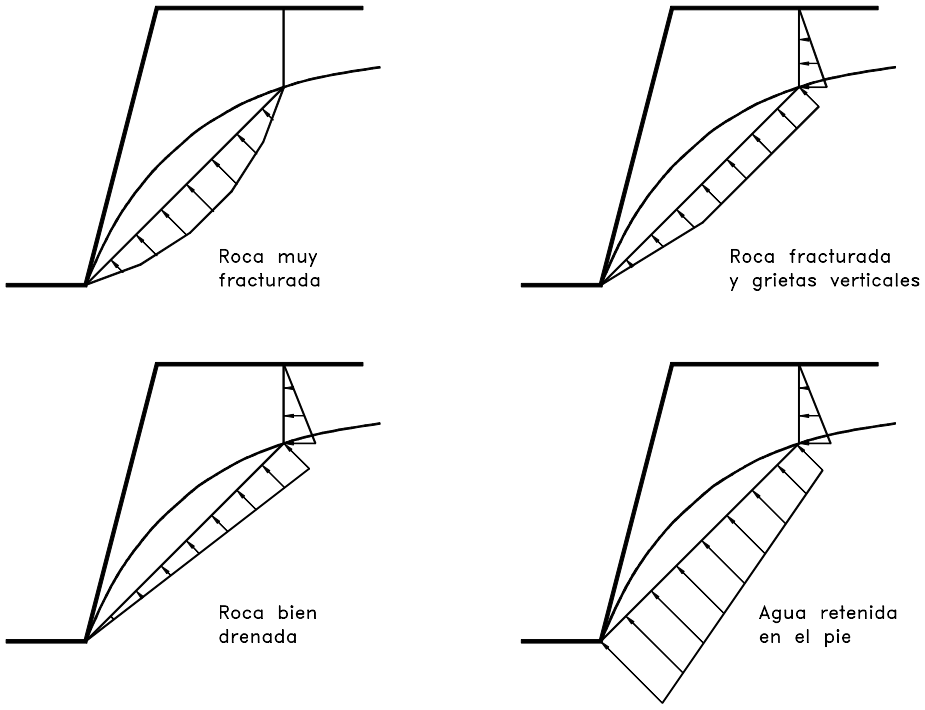


Figura 7.15 Presiones de poro sobre una superficie de falla potencial para diferentes condiciones de drenaje (Lembo Fazio y Ribacchi 1988).

7.9 FLUJO SATURADO

La infiltración unida a fenómenos de transporte interno de agua produce un regimen de aguas subterráneas. La conducción interna de agua puede ser a través de una formación permeable o a través de juntas o fallas. El flujo de agua subterránea es generalmente,

muy lento y laminar, sin embargo, el flujo turbulento puede ocurrir dentro de conductos internos de gran tamaño o porosidades muy altas como es el caso de cavernas en calizas o en gravas muy porosas. En el flujo laminar el movimiento de agua junto a las partículas o paredes de los intersticios es posiblemente quieto por la atracción molecular. El agua a cierta distancia de las paredes tiene un patrón trenzado de acuerdo a las características de los vacíos.

Al estudiar el comportamiento de las aguas subterráneas, su almacenamiento, sus movimientos y su afloramiento eventual, juegan un papel fundamental consideraciones de orden geológico, tanto referentes a características de superficie como las formaciones más profundas.
En primer lugar, han de considerarse los tipos de las unidades de suelos y rocas presentes, la presencia de sedimentos no consolidados, tales como gravas, arena o mezcla de estos, pues por su permeabilidad, estas unidades son susceptibles de transportar agua a los taludes o las formaciones de rocas permeables como las areniscas o materiales fracturados que poseen alta permeabilidad secundaria.

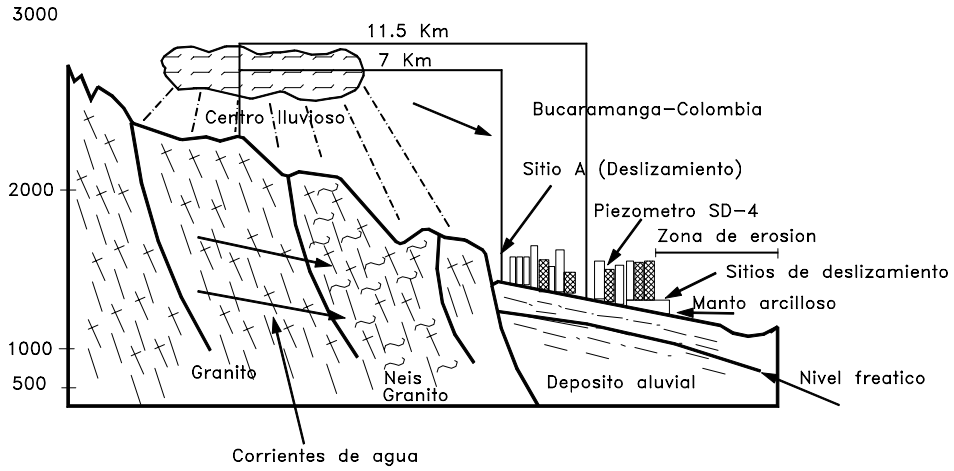


Figura 7.16 Esquema del modelo hidrológico de Bucaramanga, Colombia

Otras estructuras geológicas que facilitan la ocurrencia de deslizamientos de tierra son los materiales impermeables que impiden el paso de las corrientes de agua subterránea formando acumulaciones de agua, direccionando las corrientes o sirviendo de base para la formación de acuíferos.

Cada formación geológica posee unas características particulares que pueden facilitar la formación de acuíferos o corrientes concentradas de agua. El movimiento de agua es diferente en el suelo aluvial en los materiales meteorizados o suelos residuales y en los macizos rocosos Isotrópicos.
En las rocas el flujo sigue rutas preferenciales a través de fisuras o sistemas de juntas. Las formaciones acuíferas son comunes en suelos aluviales, a lo largo de cauces actuales o en valles antiguos así como en coluviones, en areniscas y calizas, por conductos y cavernas de disolución y en las rocas volcánicas donde el agua corre a través de grietas que se formaron al enfriarse las lavas.

Se pueden analizar diferentes tipos de flujo de agua: Flujo intergranular y flujo a través de las fisuras. El flujo intergranular de agua ocurre por los poros entre los granos o partículas que componen el suelo o roca. Este tipo de flujo se asemeja el concepto de Darcy del movimiento de agua a través de un medio homogéneo e isotrópico. Sin embargo, en la práctica la mayoría de los acuíferos exhiben un flujo combinado intergranular y a través de rutas preferenciales, debidas a fisuras o conductos dentro del manto de suelo.
El flujo de agua tiende a ser más rápido a lo largo de fisuras, conductos o juntas especialmente en los suelos residuales. El flujo puede ser confinado o inconfinado. Los flujos poco profundos en suelos residuales tienden a ser no confinados.

1. Flujo de agua en formaciones aluviales

En el suelo aluvial ocurre flujo intergranular, el cual sigue aproximadamente las leyes de Darcy, de flujo a través de medios homogéneos.

2. Flujo en rocas y en suelos residuales

Las rocas volcánicas pueden albergar también manantiales, a veces su porosidad es muy grande, pero sus poros no necesariamente están intercomunicados. El agua corre en ella sobretodo, a través de grietas formadas al enfriarse fracturas causadas por deformación y en las soluciones de continuidad entre derrames lévicos sucesivos.
Las rocas ígneas cristalinas y las rocas metamórficas pueden ser las menos abundantes en agua y la poca agua presente procede de sus fracturas.
Las areniscas y las rocas sedimentarias permeables son formaciones acuíferas importantes, y presentan grandes flujos de agua especialmente, en la dirección de la estratificación. Las calizas, son muy variables como formaciones acuíferas, pues su porosidad depende mucho de su disolución interna, pero cuando ésta es importante, puede dar lugar a abundantes manantiales, ríos subterráneos, etc.
Las corrientes de agua están controladas en ocasiones por las estratificaciones de areniscas y lutitas y en las lutitas por pequeñas vetas de materiales permeables dentro del manto arcillloso.

El flujo de agua subterránea tiende a ser más rápido a través de fisuras, cavernas o juntas que a través de la masa o roca y por esta razón se requiere conocer con precisión las características de las discontinuidades.
Dentro de una formación geológica las fallas importantes tienen generalmente, un efecto muy grande en las características del sistema de aguas subterráneas, las cuales son controladas por las fracturas de las fallas y transportadas grandes distancias en forma relativamente rápida.

En suelos residuales existe una relación del régimen de aguas subterráneas con la presencia de discontinuidades de tipo geológico. Los suelos de origen ígneo y metamórfico almacenan poca agua y en ellos las corrientes de agua están relacionadas comúnmente, con fallas de origen tectónico.
Es un caso común en formaciones residuales, que un talud posea capas alternadas de materiales permeables y casi impermeables que generan concentraciones de flujo sobre ciertos planos que pueden ser o llegar a ser planos críticos de falla. La presencia de capas permeables estratificadas producen un manto de agua dentro del estrato permeable sobre el suelo arcilloso, el cual produce presiones de tipo hidrodinámico que

con el cambio del régimen de aguas por las lluvias y la infiltración, producen disminuciones en las presiones efectivas y por ende en la resistencia del suelo creándose una superficie de debilidad.

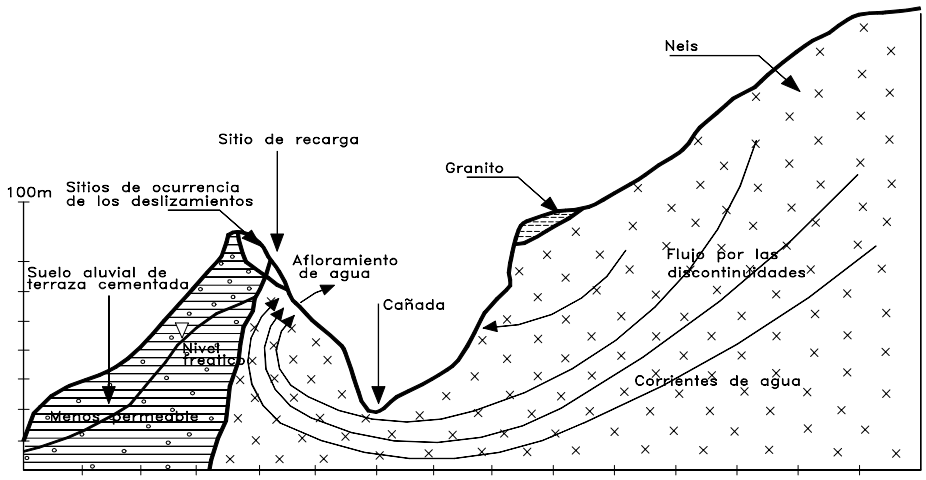


Figura 7.17 Concentración de aguas subterráneas o recarga en un contacto geológico de materiales residuales y aluviales en el piedemonte de un macizo ígneo en los Andes colombianos.

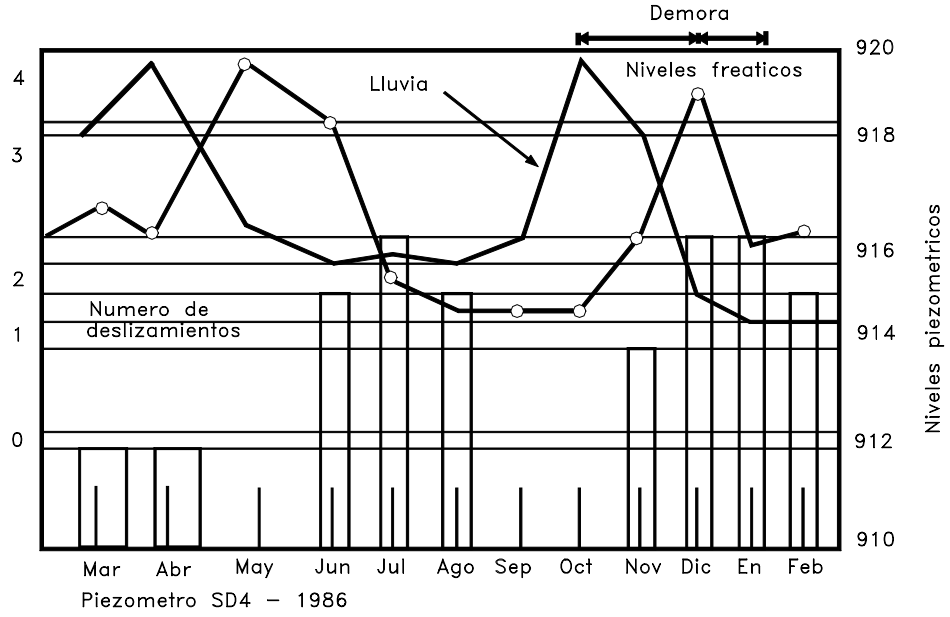


Figura 7.18 Relaciones entre lluvias niveles freáticos y ocurrencia de deslizamientos en el abanico terraza de Bucaramanga.

Características del subdrenaje

Las características de drenaje se refieren a la facilidad con que un talud puede drenarse en el caso de que llegue a saturarse. Las características de drenaje se acostumbra calificarse con los adjetivos: nulo, malo, medio y bueno; Estas características dependen tanto de las propiedades hidráulicas de los materiales constituyentes como de la topografía y la naturaleza de las formaciones geológicas circundantes.
En suelos residuales de rocas ígneas y metamórficas las permeabilidades tienden a ser grandes y el subdrenaje bueno, pudiendo ocurrir que el nivel freático generado por una lluvia desaparezca pocas horas después, dificultando el estudio de estabilidad de un talud.

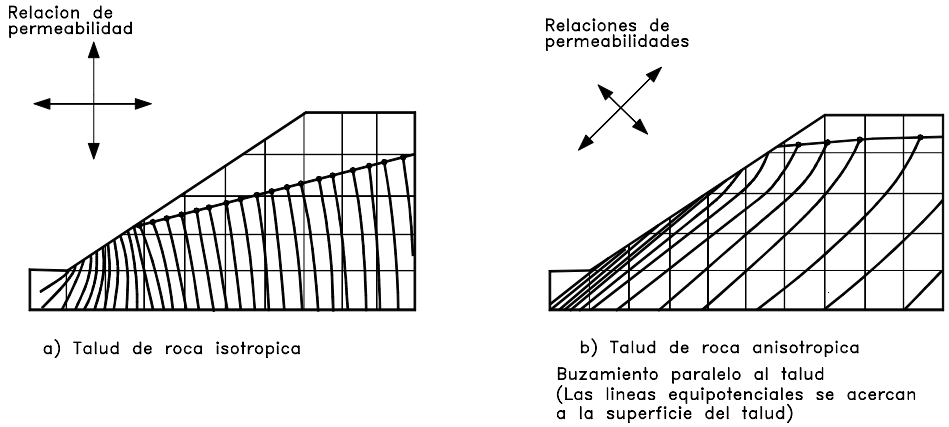


Figura 7.19 Líneas equipotenciales en rocas isotrópicas y anisotrópicas.

Los acuíferos

Las unidades de suelo o roca que transportan agua se les llama Acuíferos. En un talud pueden existir dos tipos de acuífero:

Acuíferos principales permanentes, en los cuales la superficie de la zona de saturación produce un flujo lateral de agua por acción de la gravedad.

Por encima del acuífero principal pueden existir niveles de cambios de permeabilidad, en los cuales se presentan acuíferos colgados no permanentes que se desarrollan rápidamente en respuesta a una lluvia intensa, pero que a su vez permiten infiltración vertical que hace que ellos disminuyan de altura o desaparezcan rápidamente con el tiempo. Este tipo de acuíferos colgados es muy importante en formaciones de tipo volcánico, en suelos aluviales o en formaciones residuales de origen sedimentario, en los cuales aparecen muchas capas superpuestas de materiales de diferentes permeabilidades.
Los acuíferos colgados generan corrientes de agua hacia los taludes y estas corrientes producen un estado de presiones de poros que puede afectar en forma sensible la estabilidad de un talud (Figura 7.20).

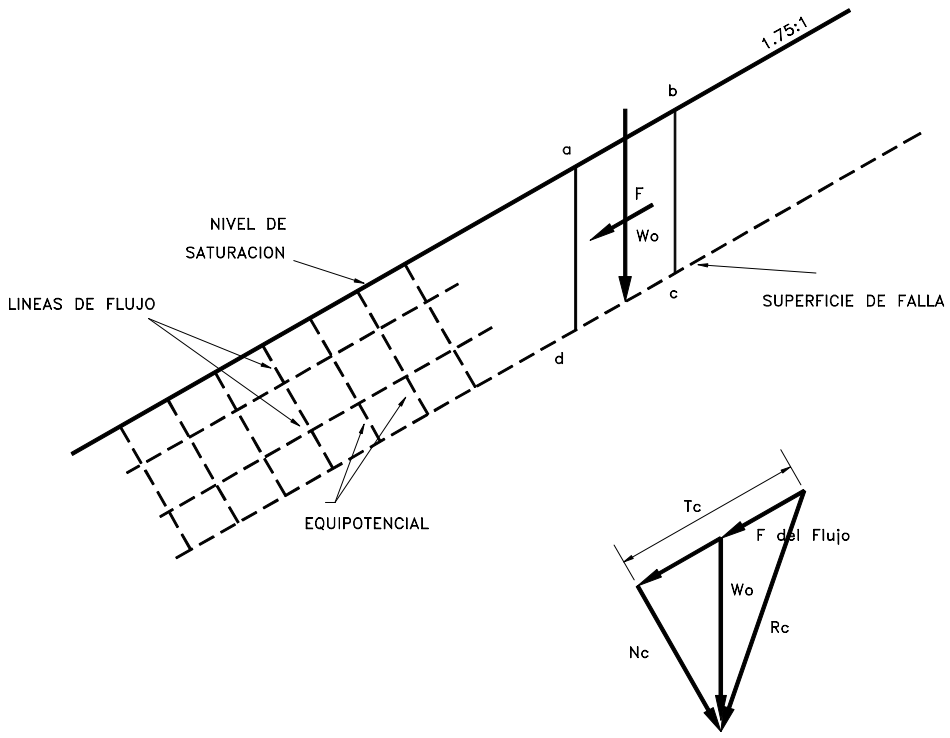


Figura 7.20 Condiciones de esfuerzos de un talud infinito con flujo de agua paralelo a la superficie del talud.

7.10 COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

La facilidad con que el suelo fluye a través de un material se le denomina con el nombre de permeabilidad y el parámetro que permite cuantificar este fenómeno se le llama coeficiente de permeabilidad y se le encuentra en la literatura con la simbología de la letra K. La permeabilidad depende del tamaño de los vacíos o poros, es alta en las gravas y baja en las arcillas.

Tabla 7.2 Tamaño de poros y permeabilidad (Lee, 1996)

Material	Tamaño de poros	Permeabilidad (cm/seg.)
Arcilla	$<10^{-4} – 10^{-3}$	$<10^{-6}$
Limo	$10^{-3} – 10^{-2}$	10^{-6} - 10^{-4}
Arena	$10^{-2} – 10^{-1}$	10^{-4} - 10
Grava	10^{-1} +	10 - 10^{-2}

En materiales discontinuos, como los que se encuentran en las formaciones tropicales, el coeficiente de permeabilidad no es isotrópico, sino que varía de acuerdo a la orientación de las discontinuidades. La permeabilidad es mayor en la dirección de los planos de depositación o de las discontinuidades que en los plano normal a ellas.

El valor del coeficiente K varía de acuerdo al tipo de roca o suelo, fracturación, espaciamiento, abertura y relleno de las juntas (Figura 7.21).

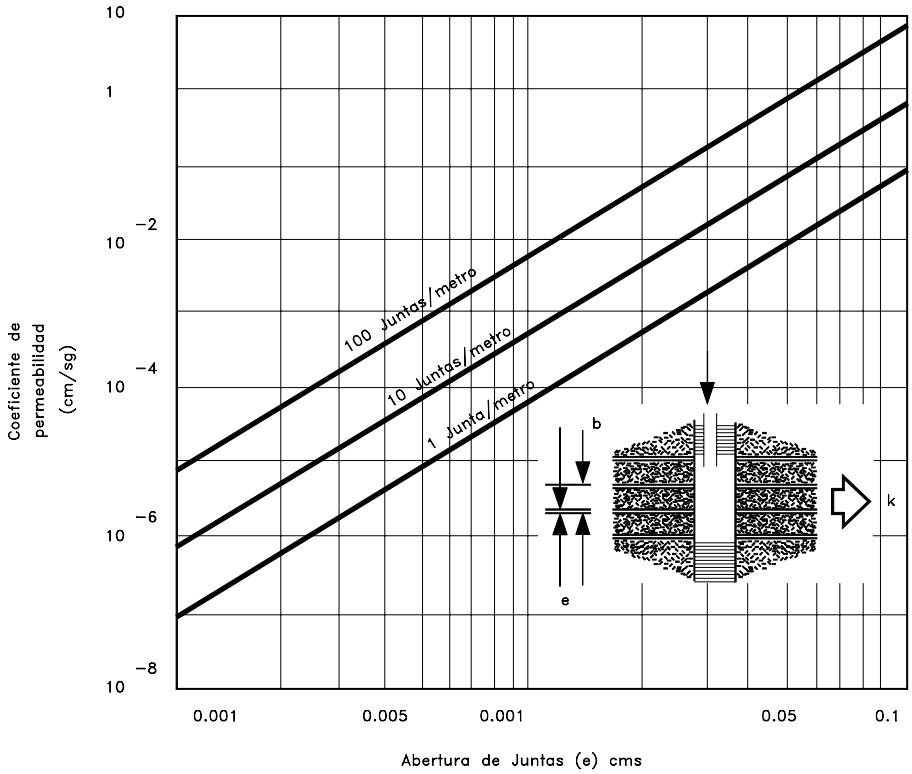


Figura 7.21 Efecto de la abertura y espaciamiento de las juntas en el coeficiente de permeabilidad K. (Hoek y Bray 1977).

7.11 EFECTOS DEL AGUA SUBTERRANEA

El agua subterránea afecta la estabilidad del talud de acuerdo a los siguientes mecanismos:

1. Presiones de poro

El agua subterránea o agua freática circula ejerciendo presiones de poro en las partículas de suelo, la cual impide la estabilidad del talud, disminuye la presión efectiva y la resistencia al corte.

Cuando los suelos residuales o rocas meteorizadas, en forma parcial bajo la cobertura impermeable, conservan estructuras heredadas con orientación adversa, con frecuencia se desarrollan presiones importantes en las zonas de roca parcialmente meteorizadas, en las que no es raro que el nivel piezométrico se eleve aún por encima del nivel natural del terreno. La presencia de fracturas permite, además, la ocurrencia de presiones muy altas con muy poca infiltración de agua.

2. Disminución o eliminación de las Presiones de poro negativas por saturación

Al saturarse un suelo disminuyen las tensiones capilares o presiones negativas disminuyendo la resistencia. La resistencia de un suelo puede variar de un máximo al final de la época seca, a un mínimo durante la época de lluvia y es después de una gran lluvia en que ocurren comúnmente los grandes deslizamientos.

3. Lavado de cementantes

El agua subterránea puede sacar hacia fuera del talud los cementantes solubles y así debilitar los vínculos granulares, consecuentemente decreciendo la cohesión y el coeficiente de fricción interna; este proceso es generalmente progresivo. El flujo de agua puede, además, disolver los cementantes naturales que pudieran existir, especialmente si existen carbonatos de calcio solubles.
Los suelos residuales poseen una gran susceptibilidad a lavado de finos que hace que las propiedades mecánicas de las zonas afectas por las corrientes estacionales de agua cambien rápidamente.

4. Erosión interna

El movimiento del agua subterránea socava la arena fina y partículas sueltas de las cavidades subterráneas del talud, debilitando así su estabilidad.

5. Erosión por exfiltración

El agua al aflorar produce fenómenos de erosión.

6. Subpresiones

El agua subterránea confinada actúa como subpresión sobre las capas impermeables, disminuyendo la resistencia al corte y ejerciendo presiones hidrostáticas horizontales en juntas.

7. Aumento de densidad

La presencia de humedad aumenta la densidad o peso de los materiales de suelo.

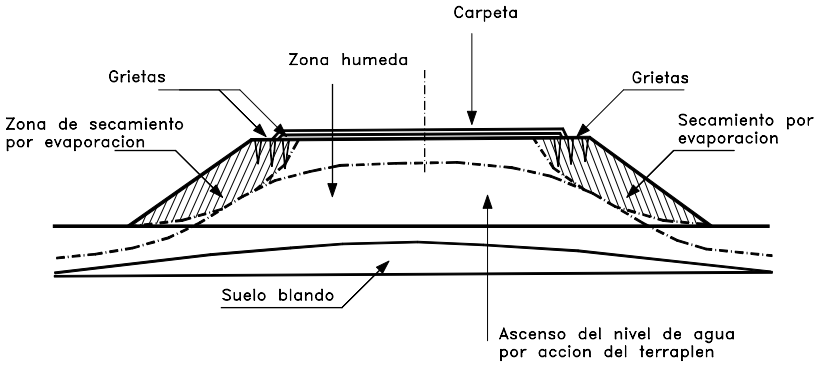


Figura 7.22 Grieta por desecación en un terraplén.

8. Fuerzas dinámicas

El movimiento de las corrientes de agua subterránea ejerce fuerzas sobre el suelo en la dirección del flujo. Para calcular la fuerza de las corrientes de agua se requiere dibujar la red de flujo, en la cual las líneas de flujo tienden a ser generalmente paralelas a la superficie del nivel freático y las líneas equipotenciales son normales a las de flujo. Utilizando el método del gradiente hidráulico se puede determinar la fuerza de la corriente en la red de flujo. Esta fuerza actúa como un elemento desestabilizante en la masa del suelo y puede disminuir en forma apreciable la estabilidad del talud.

9. Grietas por desecación

Los fenómenos de agrietamiento determinan la extensión y ubicación de la superficie de falla y tienen un efecto muy importante en el factor de seguridad o posibilidad de deslizamiento.

7.12 DESLIZAMIENTOS RELACIONADOS CON LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Existen evidencias muy claras de la relación directa entre el régimen de aguas subterráneas debido principalmente, a las lluvias y la ocurrencia de deslizamientos de tierra. Adicionalmente a las infiltraciones del agua lluvia puede existir cuerpos de agua (canales, cañadas o lagunas) arriba del talud en los cuales pueda ocurrir infiltración localizada. Si el régimen de agua del suelo es alterado drásticamente por irrigación, remoción de la vegetación o inundación parcial, se puede producir inestabilidad (Richards, 1985). El agua al infiltrarse forma varios tipos de corrientes subterránea que afectan en forma diferente la estabilidad de una ladera.
Se recomienda tener en cuenta para el análisis la intensidad de la lluvia en una hora, la lluvia de 24 horas y la lluvia antecedente por períodos hasta de tres meses. Se pueden diferenciar tres procesos diferentes:

1. Deslizamientos inmediatos por saturación

Estos ocurren durante o inmediatamente después de una lluvia y están relacionados con la eliminación de la succión al producirse la saturación por acción del frente húmedo de infiltración.

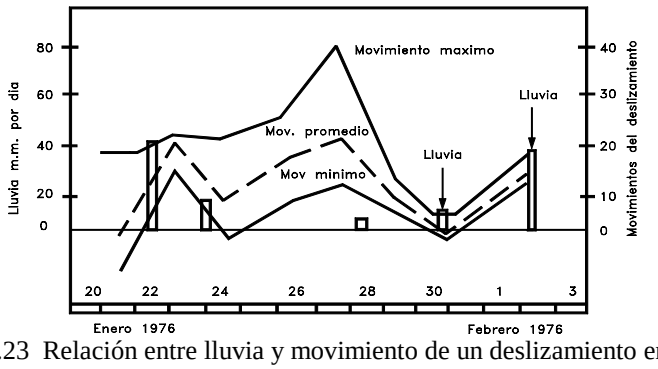


Figura 7.23 Relación entre lluvia y movimiento de un deslizamiento en Bucaramanga.

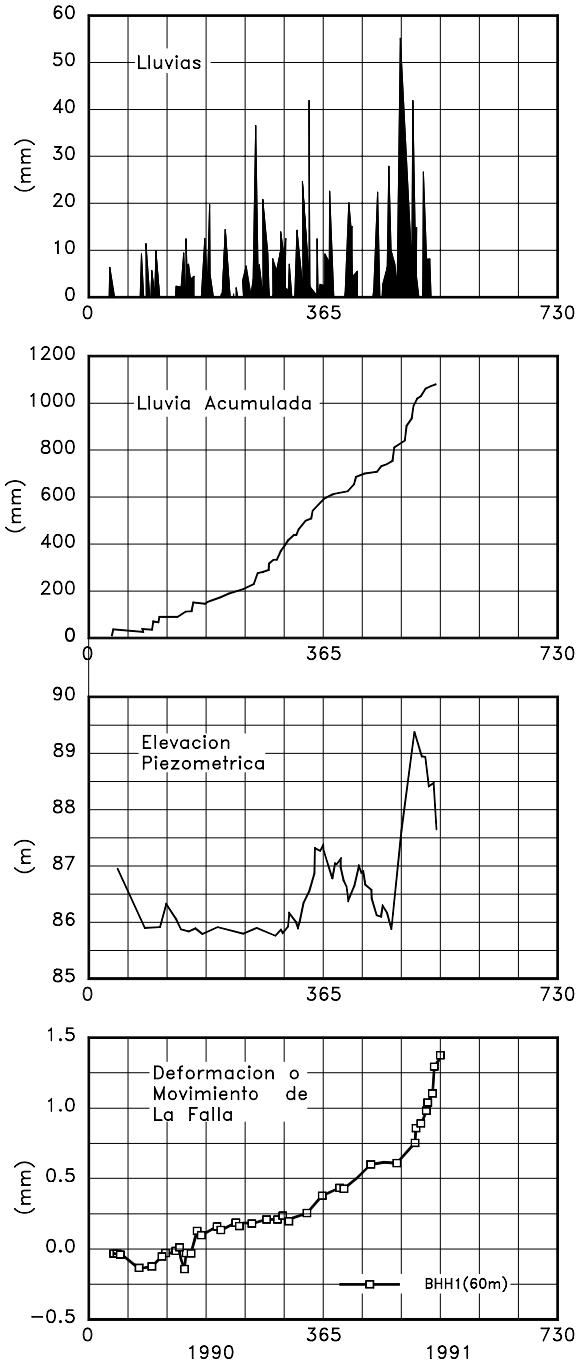


Figura 7.24 Correlación Lluvias – Lluvia acumulada – Altura Piezométrica y Movimientos de un deslizamiento (Angeli Barbarella y Pontoni ,1991).

2. Deslizamientos diferidos por aumento de presión de poros

Su ocurrencia está relacionada con el régimen de aguas subterráneas, el cual a su vez depende del régimen de lluvias del sitio y de la región.

Se ha encontrado que existe un lapso de tiempo entre la ocurrencia de las lluvias y los deslizamientos. En Bucaramanga-Colombia (Gómez, 1992) se comprobó que los niveles piezométricos reaccionan en forma consistente con las precipitaciones, se observan dos épocas importantes de ascensos piezométricos que siguen a las dos épocas de lluvias. Los ascensos ocurren con uno o dos meses de retraso en la mayoría de los piezómetros, aunque en algunos pocos piezómetros se observa mayor influencia de las infiltraciones locales. La distancia entre las zonas de deslizamiento y el centro de las áreas de mayor infiltración es de aproximadamente doce kilómetros y la mayor parte del recorrido del agua es a través de rocas ígneas y metamórficas (Granitos y Neisses). Debe tenerse en cuenta que generalmente, las lluvias más intensas ocurren en la parte más alta de la cordillera. Los más altos niveles piezométricos se observan justo antes de la mayor frecuencia de deslizamientos y en las zonas de mayores ascensos (2 a 3 metros) de los niveles piezométricos, se encontraron localizados todos los deslizamientos de alta y mediana magnitud.

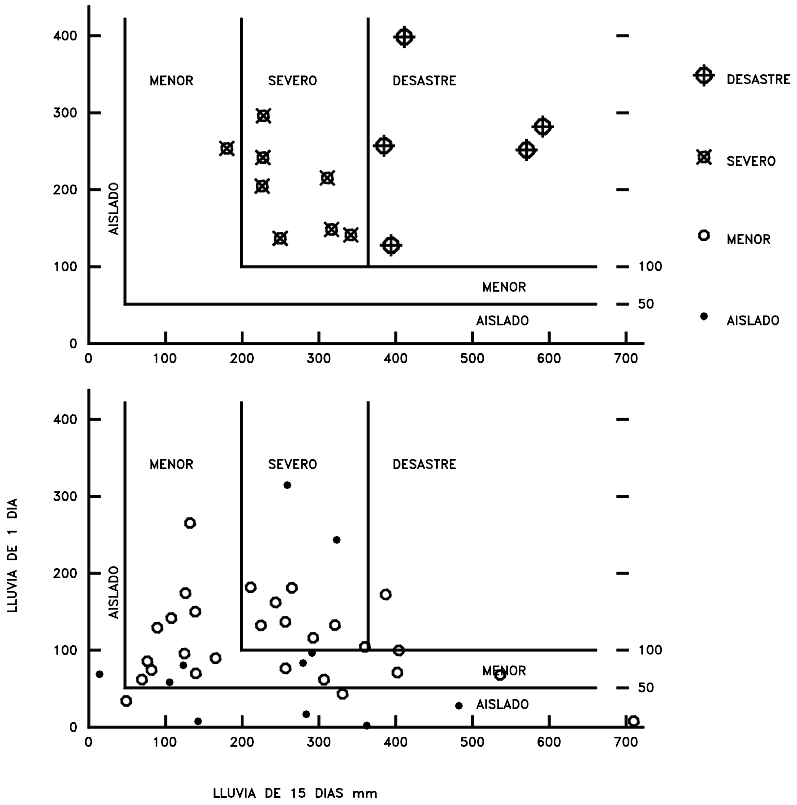


Figura 7.25 Correlación entre la intensidad de una lluvia, la lluvia acumulada de 15 días y la severidad de los deslizamientos (Brand, 1982).

La activación de un deslizamiento puede depender no solamente de la cantidad total de lluvia sino también de la duración y de la intensidad de la lluvia y del régimen de los periodos lluviosos. Existe un valor crítico de lluvia que activa un deslizamiento pero su cuantificación previa es muy difícil. Generalmente, los valores por encima del promedio de lluvias son los que generan la mayoría de los problemas. Entre más lenta sea la lluvia, habrá más infiltración y menos escorrentía. En zonas de pluviosidad moderada las lluvias lentas pueden producir el mayor número de deslizamientos. La proporción escorrentía - infiltración depende de la intensidad de la lluvia, la pendiente, la cobertura vegetal y la permeabilidad del suelo subsuperficial.

3. Formación de corrientes de agua a lo largo de superficies internas

El agua infiltrada por las lluvias recientes penetra en el suelo en forma vertical hasta que encuentra un manto de alta permeabilidad que facilita la formación de una corriente o uno semi-impermeable que impide su paso y obliga a la formación de una corriente de agua paralela a la superficie de baja permeabilidad. Estas corrientes subterráneas pueden ser temporales o permanentes. La conducción de esta corriente puede ser a través de las discontinuidades y/o a través de los poros de una formación permeable. En las Lutitas estas corrientes están controladas generalmente, por pequeñas vetas de materiales permeables o por la capa de roca alterada del perfil de meteorización, en las intercalaciones de areniscas y Lutitas por los planos de estratificación, en las Calizas por los ductos de disolución, en suelos volcánicos por las discontinuidades que se formaron al enfriarse las lavas y en suelos de origen igneo-metamórfico por la interface de Roca Sana - Roca alterada del perfil de meteorización.
Las formaciones acuíferas en coluviones se producen generalmente, sobre el contacto Coluvión - Roca y es común que sobre esta superficie se depositen materiales transportados por las corrientes de agua subterránea.

7.13 COMPORTAMIENTO DE PRESAS DE TIERRA

Las presas son construidas de tierra o roca colocada sobre una cimentación de suelo o roca. Ambas, el terraplén y la fundación pueden ser susceptibles de la inestabilidad de taludes, así como de la erosión interna y externa. La construcción del relleno involucra la colocación y compactación de materiales no saturados. El relleno debe tener una succión de poros o presión negativa y unas características de resistencia para proveer una capacidad suficiente para soportar las máquinas que están construyendo el relleno. Al agregar agua, la succión cambia. El grado de saturación del relleno cambia durante la construcción y operación de la presa. Una lluvia puede drásticamente disminuir la succión y en esta forma disminuir la resistencia. En la primera llenada de la presa, el espaldón aguas arriba es sumergido y se produce una corriente de agua o de humedad hacia aguas abajo, dentro del relleno y al desembalsarse rápidamente se producen presiones que pueden generar fallas de los taludes.

Estabilidad durante el llenado

El primer llenado de la presa es un tiempo crítico para la seguridad de los taludes. Pueden aparecer problemas, debido a varios factores:

a. Resistencia al cortante, presión de poros en estabilidad de taludes.
b. Fractura hidráulica, erosión interna y tubificación.

Al llenar el embalse la presión de poros aumenta, desaparecen las presiones negativas y el factor de seguridad disminuye.

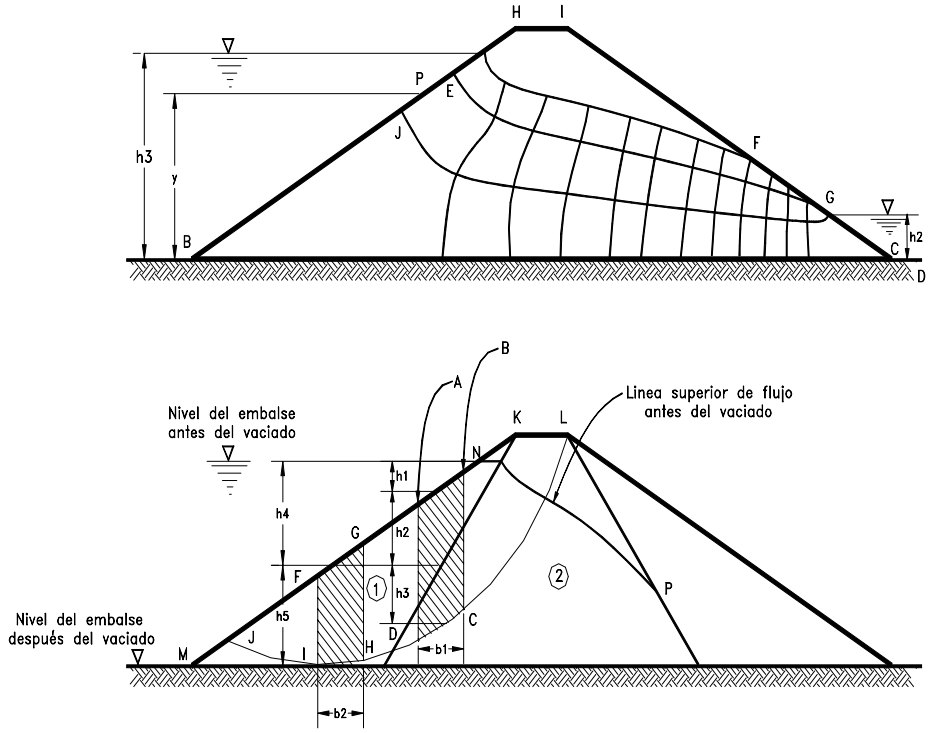


Figura 7.26 Niveles de agua en Presas de Tierra

Desembalse y Abatimiento Rápido

El abatimiento rápido o disminución repentina del nivel de agua puede producir la falla de un talud. Este abatimiento ocurre, por ejemplo en las riberas de los ríos después de una avenida o al bajar el nivel de embalse de una presa. Las fallas por desembalse rápido ocurren generalmente, en taludes de materiales arcillosos en los cuales la presión de poros no ha tenido suficiente tiempo para disiparse y por lo tanto, se reduce la resistencia al cortante en forma rápida.

El agua en un río, lago o represa actúa en cierto grado como una presión de estabilización contra la pared del talud y en el caso de que sea removida repentinamente se generan fuerzas actuantes importantes y al mismo tiempo se disminuye la resistencia al cortante.

Para el análisis de los efectos del vaciado rápido deben distinguirse dos tipos de material diferente:

a. Limos y arcillas

En estos materiales los cambios de esfuerzos cortantes producidos por el vaciado inducen presiones de poro.

b. Materiales granulares gruesos

En estos materiales la permeabilidad alta impide que los cambios de esfuerzo cortante induzcan presiones de poro transitorias.

En la figura 7.26 se muestra una metodología de análisis para los efectos de vaciado rápido (Marsal, 1975). En el análisis de la Dovela ABCD se debe asumir una presión de poros debida a la altura h_3 debido a que el núcleo de arcilla no permite drenaje rápido. En la Dovela FGHI el análisis depende de la permeabilidad del material. Si el material es muy permeable no se presenta presión de poros, pero si el material presenta una permeabilidad baja a media, se requiere tener en cuenta la presión debida al desembalse rápido.

Desborde

Es relativamente común el desborde de una presa en el momento de una lluvia intensa, si los elementos hidráulicos no fueron diseñados correctamente o no se tenía información precisa sobre las lluvias máximas. El mecanismo de falla en este caso es combinado entre saturación por infiltración en los taludes aguas debajo de la presa y erosión superficial. El desborde por la presencia de olas es especialmente importante en diques de protección y sobre el tema se han realizado investigaciones muy completas en los países bajos. El agua, que pasa por encima del dique se infiltra y produce humedecimiento. Este problema es especialmente grave en diques de arena que puede saturarse rápidamente en periodos cortos de tiempo. En ocasiones se coloca una cobertura de arcilla para minimizar la infiltración, pero la meteorización y agrietamiento de esta arcilla, pueden minimizar su efecto.

Colapso por saturación

Los rellenos compactados en estado seco a densidades bajas o materiales no compactados sufren una reducción drástica en volumen cuando se aumenta el contenido de agua. (Fry, 1995). Este fenómeno se le llama asentamiento por colapso, porque se asocia al colapso de la estructura del suelo. Este fenómeno no puede ser explicado por una estricta aplicación de esfuerzos efectivos, aunque, la eliminación de las presiones negativas juega un papel muy importante en el fenómeno de colapso.

Fallas por erosión

Las fallas por erosión en presas de tierra son comunes tanto, en embalses en los cuales se produce oleaje como en diques laterales de protección de riveras, donde la velocidad del agua en la corriente puede ser superior a la velocidad máxima que resiste un suelo sin producirse erosión.

7.14 EL AGUA SUPERFICIAL O ESCORRENTIA

La escorrentía es la proporción de precipitación que fluye superficialmente sobre el suelo. Cuanto más pronunciadas, impermeables y desprovistas de vegetación son las

laderas y más copiosas las precipitaciones, tanto mayor es la parte de las mismas que se convierte en escorrentía. Una lluvia fuerte puede producir abundante escorrentía, pero una llovizna ligera puede absorberse en forma casi total en el suelo antes de que produzca mucha escorrentía, porque el suelo a menos que esté muy seco, se satura en forma relativamente rápida y no puede absorber más agua.

El coeficiente o porcentaje de escorrentía mide la proporción de la lluvia total que fluye superficialmente. En algunos países se trabaja con el coeficiente ϕ (Phi), el cual indica la cantidad de lluvia que cae en una determinada área que se convierte en escorrentía. Cada tormenta, de acuerdo a su duración e intensidad tiene un determinado índice ϕ.

La escorrentía generalmente, se concentra en corrientes de agua, las cuales pueden formar surcos o cárcavas de erosión o pueden correr hacia los taludes. Para cuantificar la cantidad de escorrentía que llega a un punto determinado, se debe calcular la cantidad de agua disponible después de una lluvia, de acuerdo a la cuenca tributaria, teniendo en cuenta las características de la superficie del terreno, cobertura vegetal e infiltración.

La Cuenca Tributaria de un talud

La cuenca tributaria corresponde al área que proporciona agua a un talud, la cual determina la cantidad de agua de escorrentía que en el momento de una lluvia puede afectar su estabilidad y está directamente relacionada con la geometría del talud. El tamaño, la forma, y la cobertura vegetal de la cuenca tributaria, afectan la cantidad de agua de escorrentía y sus características de concentración.

De las características de la cuenca tributaria puede depender la cantidad de agua infiltrada y la posibilidad de erosión de la superficie del talud. En algunos casos se ha logrado estabilizar taludes sujetos a erosión, con la construcción de una zanja de coronación que controle el agua proveniente de la cuenca tributaria.
En el estudio de una cuenca tributaria se debe tener en cuenta entre otros los siguientes factores:

1. Direcciones a lo largo de las cuales el agua se concentra formando corrientes.
2. Carácter predominante de la vegetación que la cubre.
3. Extensión de la cuenca tributaria.
4. Cálculo aproximado de las cantidades de agua que la cuenca le aporta al talud.

La extensión de una cuenca puede deducirse fácilmente de mapas o aproximadamente de la inspección ocular del talud. Su magnitud se expresa normalmente en hectáreas.
Para la caracterización de la cuenca tributaria de un talud se recomienda elaborar un plano indicando la localización de las corrientes de agua superficial.

7.15 LA EROSION

La erosión hídrica es un fenómeno ocasionado por acción de fuerzas hidráulicas, las cuales actúan sobre las partículas de suelo produciendo su desprendimiento y posterior transporte. La erosión comprende el desprendimiento, transporte y posterior depósito

de materiales de suelo o roca por acción de la fuerza del agua en movimiento. El proceso puede ser analizado iniciando por el despegue de las partículas de suelo, debido al impacto de las gotas de lluvia. Adicionalmente, ocurre el proceso de flujo superficial en el cual las partículas removidas son incorporadas a la corriente y transportadas talud abajo.

Si la "velocidad" de escorrentía es superior a la velocidad máxima erosionante, se produce erosión superficial. La velocidad de escorrentía depende de la pendiente, la intensidad de la lluvia, la cantidad de agua presente y la rugosidad de la superficie del terreno.

Si el gradiente hidráulico interno es alto se puede producir transporte intenso de partículas, produciéndose pequeños conductos que al ampliarse desestabilizan el talud. Esto es muy común en suelos de carácter dispersivo (cantidad alta de iones de Na presentes).
El agua al salir a la superficie, si posee un gradiente hidráulico alto y/o si el suelo superficial es erosionable, puede desprender las partículas de suelo, formando cavernas que posteriormente producen aumento de la pendiente del talud y descargue del mismo, produciéndose deslizamientos de masa.

Proceso Hidrogeoquímico de Erosión

El problema de la erosión no es un problema de corte profundo, sino un problema de fuerzas en la superficie del suelo; la influencia de la geometría y la localización de las partículas tienen gran influencia. Las partículas de suelo son soltadas o separadas entre sí por fuerzas electroquímicas. En este caso las propiedades químicas del suelo y del agua juegan un papel muy importante.
En los casos conocidos en Colombia de erosión severa las aguas en contacto con el suelo son ácidas, facilitando procesos de oxidación y reducción, en un proceso geoquímico complejo de analizar. Es interesante anotar la formación de pequeños cúmulos de partículas o grupos de partículas que se desprenden independientemente. Estos "seudogranos" de suelo le dan un comportamiento erosivo semigranular a algunos suelos cohesivos y la erosión por grupos de partículas, que luego se desmoronan dentro de la corriente de agua, son un caso muy común en suelos residuales producto de la meteorización de rocas de composición arenoarcillosa, con presencia de pequeños porcentajes de arcilla.
La susceptibilidad a la erosión en los suelos tropicales obedece a un proceso hidrogeoquímico, en el cual la microestructura de la mezcla de partículas granulares y arcillosas juega un papel fundamental.

Se ha observado, además, al microscopio que las partículas de arena y grava dentro de la masa de suelo generalmente, están recubiertas por una microcapa delgada de arcilla (Figura 7.28). Esta microcapa se hidrata en los procesos de humedecimiento y las partículas granulares quedan prácticamente sueltas, a pesar de que se mantiene una cementación interna dentro de la matríz.
El proceso de hidratación es diferencial y se observa que es mayor en el contacto de la matríz con las partículas granulares. Los cementantes entre las partículas o grupos de partículas, han sido en ocasiones identificados como illita y Montmorillonita. Es muy importante la interacción entre los minerales arcillosos y los constituyentes de las arenas

y gravas dentro del conjunto que forma un suelo residual. Los suelos 100% arcillas son poco comunes en ambientes tropicales y la "mezcla" es factor importante en el comportamiento erosivo.
Ensayos como el "Pinhole" no son representativos para arenas y mezclas grava-arena-limo y arcilla, muy comunes en suelos residuales tropicales. La interacción electroquímica de la superficie de grava y arena con las de arcilla no ha sido estudiada hasta el momento.

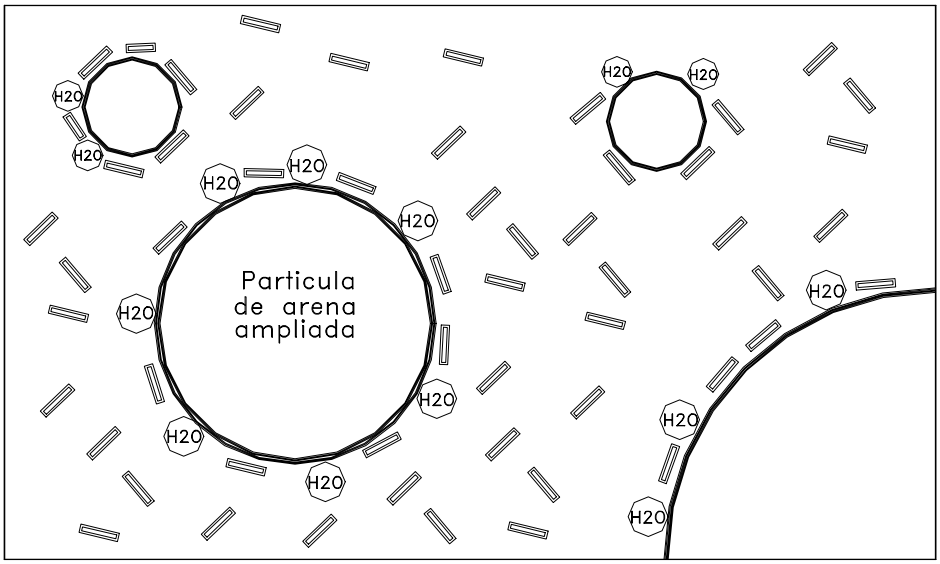


Figura 7.27 En suelos mixtos existen fuerzas de repulsión entre las partículas de arcilla y de arena.

Erosionabilidad

La susceptibilidad de un suelo a sufrir procesos de erosión se le conoce con el nombre de "erosionabilidad" y tiene relación con las propiedades fisico-químicas del suelo y su estructura inter-partículas, la cual es especialmente compleja en los suelos tropicales. La erosionabilidad de un grupo de suelos afectado por procesos intensos de erosión intensa, se ha encontrado que depende de la mezcla e interrelación de las partículas granulares con las arcillosas.
Las partículas de arena se encuentran en ocasiones cubiertas por películas delgadas de partículas de Illita o Montmorillonita, las cuales se hidratan fácilmente facilitando su desprendimiento y transporte. Los porcentajes de arcilla activa, son generalmente pequeños y la erosión es diferencial, de acuerdo a la composición y estructura del suelo.
La susceptibilidad de un suelo a sufrir procesos de erosión varía de acuerdo con las características geológicas, mineralógicas, del suelo y del perfil de meteorización de la formación, la topografía y la cobertura vegetal.

La erosión del fondo de una corriente de agua depende de tres factores fundamentales:

1. Las características de los materiales

El tamaño, forma, cohesión y dispersividad de los materiales de suelo controlan la susceptibilidad de un material a ser erosionado. En suelos compuestos por mezclas de suelos granulares y arcillosos predominan generalmente, las propiedades de la matríz arcillosa. La Geología y características geoquímicas de los suelos determinan las diferencias de los niveles de erosión de una determinada formación o depósito geológico.

En las corrientes de agua ocurren mecanismos similares, cuando las corrientes pasan de un material a otro, los cuales conducen además de la formación de gradas o cascadas a la ocurrencia de pendientes diferentes y cada material para unas determinadas condiciones hidráulicas y ambientales posee una pendiente de equilibrio a la cual no sufre procesos de profundización del cauce por erosión.

2. La velocidad de las corrientes de agua

Entre mayor es la velocidad, mayor potencial de erosión posee una corriente. Todo cauce tiene una velocidad límite por encima de la cual se produce erosión de los materiales del fondo. Odgaard (l989) asume que la rata de erosión lateral de una ribera está relacionada linealmente con la profundización del cauce, la altura del talud de la ribera, la erosionabilidad del material y la velocidad del agua.

Otros Autores adicionan como factor importante la pendiente lateral de la orilla. Al acelerarse el proceso de profundización de la corriente aumenta el potencial de erosión lateral. Entre más altos sean los taludes de la orilla habrá una mayor posibilidad de falla. Después de una falla los materiales del deslizamiento se acumulan al pie del talud y le sirven de protección provisional, pero estos materiales son removidos posteriormente por el flujo y el proceso puede continuar en forma progresiva lateralmente.

3. La vegetación

La vegetación contribuye sustancialmente a bajar el nivel de amenaza y el riesgo de ocurrencia de la erosión. La lluvia es parcialmente interceptada por el follaje, amortiguando el impacto de las gotas de lluvia contra la superficie del suelo. Adicionalmente, las raíces refuerzan las capas subsuperficiales del perfil, creando una malla de refuerzo que protege contra los efectos del flujo de agua.

La Dispersividad

La erosionabilidad de un suelo está relacionada íntimamente con su dispersividad. Según Sherard (Sherard J.L.) los suelos dispersivos se erosionan mediante un proceso en el cual las partículas individuales son soltadas (liberadas) a suspensión en aguas prácticamente quietas, mientras en los suelos corrientes se requiere considerable velocidad del agua erosionante.

La diferencia básica entre las arcillas erosionables y las resistentes a la erosión es la naturaleza de los cationes presentes en el suelo. Las arcillas erosivas tienen una preponderancia de iones de Na, mientras en las no erosivas predominan los cationes de Ca y Mg.

Se ha desarrollado un diagrama para determinar el grado de dispersividad de una arcilla sobre la base del contenido de iones (ver figura 7.28).

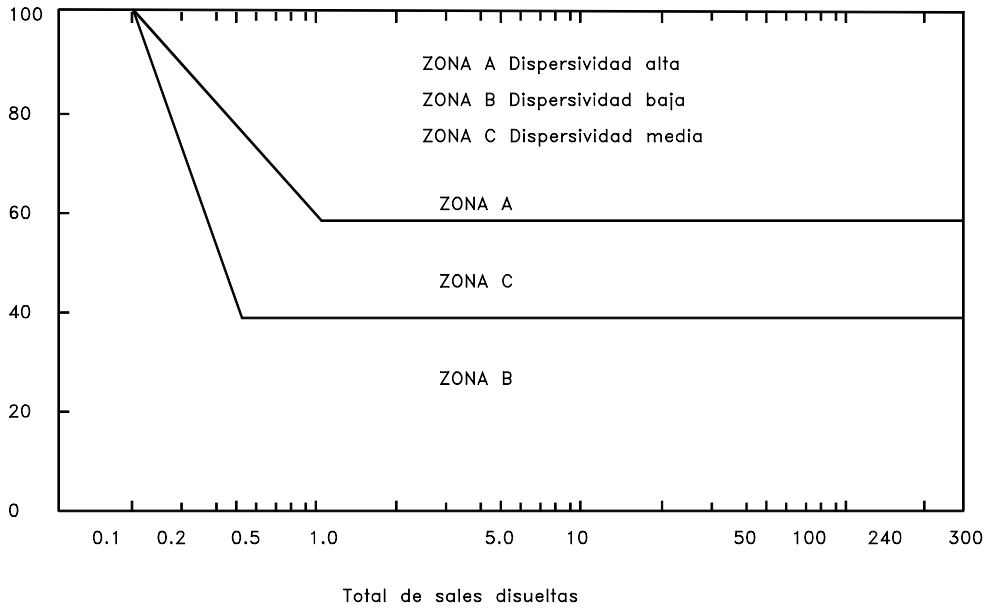


Figura 7.28 Diagrama de dispersividad de Sherard

En este diagrama se definen tres zonas así:

Zona A
Alta erosionabilidad, suelos dispersivos con los cuales no es recomendable construir obras de tierra y se deben esperar problemas serios de estabilidad en los taludes, tanto naturales como artificiales, relacionados con procesos de erosión tanto superficial como interna.

Zona B
Suelos no dispersivos. La mayoría de los suelos están ubicados en esta zona.

Zona C
Suelos medianamente dispersivos, los cuales pueden presentar problemas moderados de erosión.

Adicionalmente André encontró que los suelos residuales más erosionables son aquellos derivados de rocas ígneas ácidas, los que a su vez presentan comúnmente una preponderancia de iones de Na. Los depósitos aluviales o coluviales de este tipo de suelos pueden presentar problemas similares.
Se ha tratado de relacionar la susceptibilidad a la erosión de suelos residuales con los diagramas propuestos por Sherard, según los cuales el porcentaje alto de sodio (Na) en el extracto saturado de un suelo, es un indicador de su alta dispersividad y en unos pocos casos se han podido correlacionar, pero en la mayoría de los casos estudiados en materiales arenoarcillosos no se ha logrado identificar correlación con los conceptos de Sherard. Los suelos tropicales se clasifican en las zonas B (Estables) y C (Algo dispersivos). La mayoría de las fallas importantes de taludes por erosión han ocurrido

en suelos con baja a mediana plasticidad , que contienen algo de Montmorillonita, pero no son necesariamente ricas en iones de Na.

Se ha llegado al convencimiento de que la erosionabilidad en los suelos residuales no depende propiamente de la dispersividad, sino de las características de la estructura, incluyendo la presencia de arenas, limos, la mineralogía de las arcillas (en especial la presencia de Montmorillonita o illita así sea en pequeñas cantidades) y en grado menor a la presencia de iones intercambiables. El solo hecho de la presencia de un tipo de arcilla activa independientemente del porcentaje, es un factor determinante en la erosionabilidad del suelo.

Erosión Diferencial

La susceptibilidad de un perfil de suelo a ser erosionado varía de un material a otro y se presentan fenómenos de erosión en gradas, como el descrito por Ekboka y Okpoko en Nigeria (1984). La erosión es diferencial de acuerdo a la mezcla y el estado de meteorización de los materiales residuales.

En las corrientes de agua ocurren mecanismos similares, los cuales conducen además de la formación de gradas o cascadas, a la ocurrencia de pendientes del fondo del cauce diferentes en cada material.
Se ha comprobado que cada material, para unas determinadas condiciones hidráulicas y ambientales, posee una pendiente de equilibrio a la cual no sufre procesos de profundización del cauce por erosión. Este fenómeno tiene relación con la fuerza hidráulica de las corrientes de agua, en razón de que los diferentes grados de resistencia a la erosión se equilibran con la capacidad erosiva hidráulica de una corriente.

Erosión por gotas de lluvia

La erosión por golpeo de la lluvia (Splash erosion) ocurre por el impacto de las gotas de agua sobre una superficie desprotegida, el cual produce el desprendimiento y remoción de capas delgadas de suelo. El tamaño de las partículas de lluvia varía de 0.5 a 5 m.m. de diámetro, de acuerdo a la intensidad de la lluvia. La velocidad de las gotas varía de 3 a 10 metros por segundo.
Al caer una gota de lluvia levanta partículas de suelo y las reparte en un área de aproximadamente un metro cuadrado. En un suelo sin protección vegetal, en áreas de montaña tropical, se calculan hasta cincuenta metros cúbicos de suelo removido por hectárea, en una lluvia fuerte de una hora de duración.

Erosión en Surcos

La acción de golpeo de la lluvia y el flujo de agua generado en la dirección principal de la pendiente, forma inicialmente microsurcos de erosión (rills) y a medida que la longitud de flujo es mayor, los surcos se hacen más profundos y de menor densidad por una unidad de área. Los surcos paralelos forman una red de drenaje en la cual los surcos más profundos rompen la divisoria de los surcos más pequeños, llevando el agua al punto más bajo. La capacidad erosiva de los surcos es tal, que si la cobertura vegetal y de raíces no es muy fuerte, puede romper la vegetación, y los surcos en ocasiones pasan por debajo de las raíces.

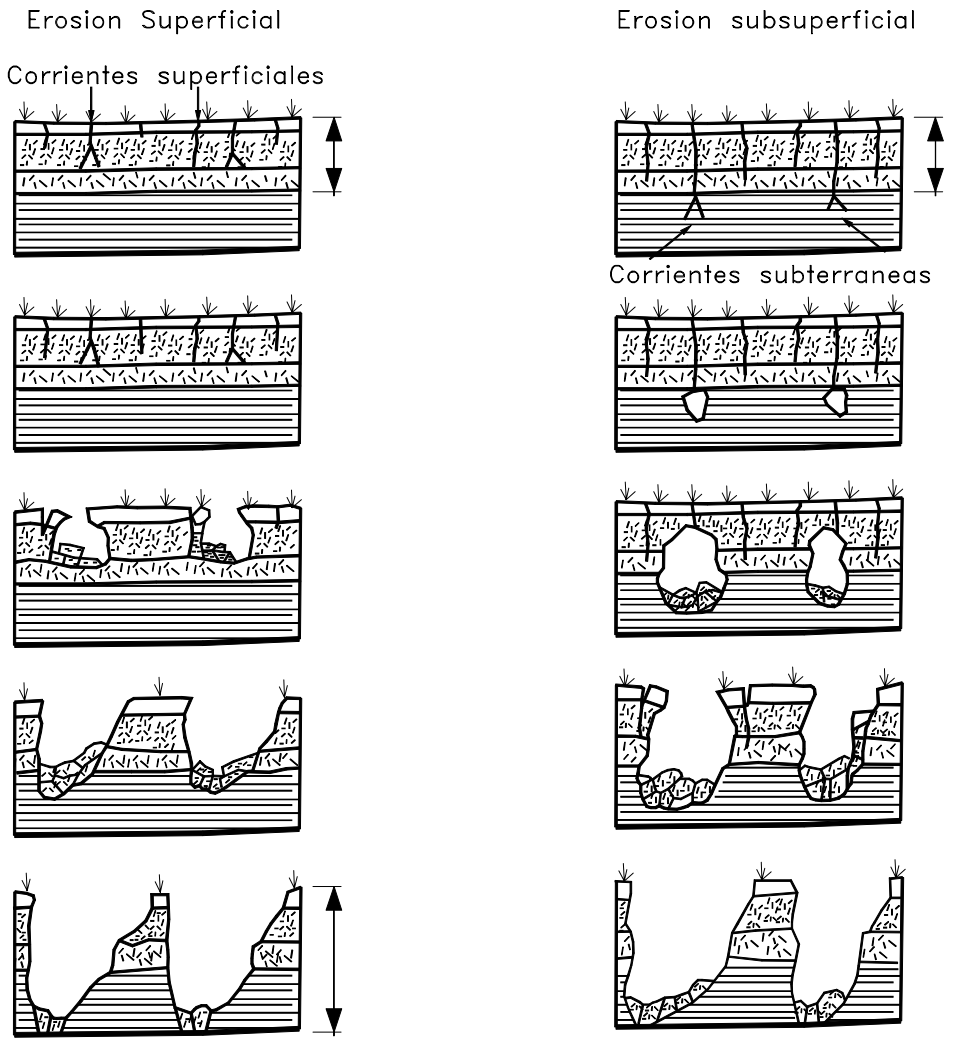


Figura 7.29 Esquema de la formación de surcos de erosión.

Erosión en cárcavas

Al profundizarse y ampliarse los surcos de erosión se convierten en cárcavas, las cuales ya no pueden ser eliminadas con prácticas agrícolas. En este proceso una cárcava con cauce en V captura a las vecinas y va transformando su sección de una V ampliada a U. Existen dos tipos de cárcava:

a) "Cárcavas Continuas"

No tiene cabeza con escarpe vertical importante. Esto ocurre en suelos granulares o cohesivos al deteriorarse la cobertura vegetal por acción de los surcos de erosión.

b) "Cárcavas con escarpe vertical superior"

Ocurren generalmente, en suelos cohesivos o con coberturas densas de raíces, son retrogresivas con avance y fallas de los taludes resultantes por esfuerzo al corte o volteo. En ocasiones se agrava el proceso por afloramiento de agua subterránea en el pie del escarpe formado.

Inicialmente la cárcava se profundiza hasta lograr una pendiente de equilibrio por razones geológicas o propias del proceso erosivo y luego inicia un proceso de avance lateral y hacia arriba mediante la ocurrencia de deslizamientos y se forma una microcuenca de erosión.

Profundización de los cauces

La mayoría de las corrientes de montaña intermedias se encuentran en equilibrio dinámico, la cual según Maza (1993) se presenta en ríos o cañadas con un canal único por el cual fluye toda la descarga y ocurre transporte de sedimentos.

En el momento de una avenida se produce un fenómeno de socavación general que equivale a la remoción momentánea de sedimentos del fondo del cauce, los cuales son transportados río abajo. En este mismo proceso al disminuir la descarga se produce la sedimentación de materiales que el río trae de los sectores aguas arriba, con un resultado de equilibrio en el cual los sedimentos transportados por socavación son restablecidos por el proceso de sedimentación y la sección general del río no sufre cambios importantes. Aunque su sección transversal puede variar, permanece prácticamente igual cuando se le mide en la misma época año tras año.

Factores de desequilibrio

Los cauces de las corrientes son estables mientras no se modifique su cauce ni se realice extracción de materiales o cambien las condiciones hidráulicas de la corriente o hidrológicas de la cuenca.

Los factores más importantes de desequilibrio son:

- La extracción de materiales del fondo del cauce.
- La modificación de la topografía de la corriente.
- La Construcción de estructuras dentro del cauce.
- La deforestación de la cuenca.

Los efectos erosivos relacionados con la explotación de materiales del cauce en corrientes de alta montaña se pueden resumir en la siguiente forma:

a. Aguas Abajo del sitio

Disminuye la sedimentación produciéndose una profundización de la sección del cauce. Este proceso es debido a que la corriente posee menos sedimentos para depositar.

De acuerdo con Kumar y Soni (1989) al disminuirse la oferta de sedimentos se produce una degradación del canal de la corriente, modificándose algunos parámetros hidráulicos. La escasez de los sedimentos de grava y arena para reemplazar los removidos por el proceso normal de socavación del cauce produce cambios en la gradación del lecho, predominando los tamaños grandes, lo cual produce una armadura de protección (Armour) mediante la cual el cauce trata de autoprotegerse contra la erosión. Sinembargo en las avenidas multianuales se puede producir la socavación de