

4. Encostas

É fato que os movimentos de massa ocorrem nas encostas e estas variam bastante em suas formas, comprimento e declividade, devido às diferenças geológicas, pedológicas, geomorfológicas e climáticas de cada área. Podem ser classificadas em côncavas, convexas e retilíneas, mas também poderão apresentar combinações.

Alguns movimentos de massa ocorrem preferencialmente em determinadas tipologias de encostas. As vertentes que apresentam configuração côncava ou que possuem segmentos côncavos em sua seção (*hollows*) por serem zonas de convergência de fluxo de água e por possuírem material disponível para a mobilização são as mais favoráveis à ocorrência de deslizamentos (Fernandes e Amaral, 1996). Sob clima úmido, as rochas cristalinas (especialmente granito e gnaisses) geram morros de vertentes predominantemente convexas. Locais onde se encontram formas mais verticalizadas, como espigões e serras, apresentam-se escarpadas, com elevadas altitudes, vertentes longas e altas declividades. A intensa pluviosidade nestas áreas faz com que estes tipos de terreno sejam bastante propícios a deslizamentos. Além da forma das encostas pode-se dar destaque também a sua declividade e comprimento, já que estes que constituem características importantes na movimentação do material. A velocidade de deslocamento de material e, portanto, a capacidade de transporte de massas sólidas e líquidas, é diretamente proporcional à declividade. Esta variável tem grande importância nos processos geomorfológicos, condicionando cursos de água e deslocamento de colúvio (Christofolletti, 1974). As declividades acima de 30° apresentam risco de deslizamentos mais frequente. Acima de 60° o regolito é menos espesso e, teoricamente, diminuiria o risco de escorregamentos.

Do ponto de vista da geometria das encostas, como os movimentos de massa envolvem um deslocamento de material, quanto maior a declividade e amplitude, maior a possibilidade de ocorrer movimentos.

A vertente, sistema de interesse nesse estudo, é considerado em sentido amplo como sistema processo resposta (Gregory, 1992). Esse sistema é resultante

da inter-relação entre as formas, os materiais e os processos que o configuram como seus elementos. Variados são os fatores que atuam direta ou indiretamente no sistema de encostas fazendo com que ocorram movimentos muito lentos, quase imperceptíveis até gerar uma tipologia intensa. Estes fatores vão agindo de forma silenciosa conjuntamente com outros e acabam por gerar também a busca por um novo ponto de equilíbrio, quando o sistema em questão sofre alguma perturbação.

Farah (2003) salienta três características principais que atuarão como dinamizadoras dos movimentos que ocorrem nas encostas, são: geométricas, geológicas (tipos de solos e rochas que a compõem) e pelo ambiente fisiográfico em que se insere (clima, cobertura vegetal, drenagens naturais, etc). A alteração natural ou artificial destas condicionantes pode facilmente implicar a alteração da condição de sua estabilidade.

Segundo Souza (2009) muitas das feições das encostas possuem sua origem associada a processos geológicos e geomorfológicos que atuaram no passado e que, em muitos casos, ainda atuam naqueles locais. A geologia do local possui papel de fundamental importância no processo de deslizamento de encostas. Entre os processos geológicos e geomorfológicos vale destacar: fraturas, falhas e propriedades dos solos.

4.1. Fatores Geológicos

Fraturas e Falhas

Com relação às condicionantes geológicas consideram-se a litologia da área e as suas características estruturais. O tipo de rocha define a permeabilização e, portanto, o tipo de drenagem e textura, além da resistência ao intemperismo. A presença de fraturas apresenta importantes pontos de descontinuidade e menor resistência, constituindo-se em caminhos preferenciais à erosão e movimentos de massa. Muitas destas continuidades são formadas pelo alívio de pressão, encontrando-se intemperizadas, o que causa deslizamentos. (Wolle, 1989)

As fraturas e falhas representam importantes discontinuidades, tanto em termos mecânicos quanto hidráulicos. Algumas têm sua origem relacionada à atuação de processos geológicos internos (fraturas tectônicas), podendo ter sido originadas durante o resfriamento de um magma ou mesmo durante fases de deformação de caráter rúptil. A direção e o mergulho das fraturas tectônicas são, na escala de afloramento, constantes no espaço e os planos tendem a ser paralelos entre si formando um sistema (set) de fraturas. Quando estas fraturas se apresentam sub-verticais e pouco espaçadas entre si, tendem a gerar movimentos de blocos sob a forma de tombamentos (toppling).

A Falha é uma ruptura e desnivelamento na continuidade das camadas que apresentaram certo grau de rigidez por ocasião dos movimentos tectônicos. Estes esforços dão o aparecimento de certas formas de relevo chamado estruturas falhadas. Na frente da falha quase sempre se verifica a existência de um desnível relativo entre as diferentes camadas. De modo geral, as falhas atuam como caminhos preferenciais de alteração, permitindo que a frente de intemperismo avance para o interior do maciço de modo muito mais efetivo. Com frequência, as falhas afetam diretamente a dinâmica hidrológica dos fluxos subterrâneos nas encostas, no entanto elas, também geram uma barreira ao fluxo d'água. A presença de diques básicos em maciços rochosos graníticos - gnáissicos pode influenciar a dinâmica hidrológica de modo semelhante às falhas, podendo mesmo condicionar a ocorrência de escorregamentos, como mostrado por Amaral e Porto Jr. 1989 .

Quando as fraturas apresentam direção e mergulho, constante e os planos são paralelos entre si, dizemos que se tem um set de fraturas. Quando essas fraturas se apresentam na forma subvertical e com poucos espaços entre si, tendem a gerar movimentos de blocos sob a forma de tombamentos.

Como pode ser percebido, variados são os condicionantes que irão influenciar ou até mesmo serão responsáveis por movimentos de massa nas encostas. Outro ponto que merece destaque é a hidrologia de encostas , pois como nos traz Sidle et al. (1985) a hidrologia de encosta e os solos estão diretamente ligados à estabilidade da encosta. O regime de chuvas (principalmente intensidade e duração), juntamente com a taxa de infiltração e de transmissividade e a

evapotranspiração controlam as pressões no solo, determinando o nível freático na encosta, e logo a estabilidade.

4.2. Fatores Geomorfológicos

As condicionantes geomorfológicas incluem as formas de vertentes, que se apresentam de distintas formas (Figura:5) e as variáveis morfométricas, como a dissecação, declividade, aspecto, amplitude de relevo, etc. A drenagem exerce papel fundamental sobre o modelamento do relevo (formas de vertentes e vales), sendo uma variável especialmente importante em regiões tropicais úmidas.

A declividade fornece a medida de inclinação (em graus ou percentual) do relevo em relação ao plano do horizonte. A velocidade de deslocamento de material e, portanto, a capacidade de transporte de massas sólidas e líquidas, é diretamente proporcional à declividade. Esta variável tem grande importância nos processos geomorfológicos, condicionando cursos de água e deslocamento de colúvio (Christofolleti, 1974). Há relação direta entre a erosividade do canal e a declividade. Canais perenes ou temporários encaixados próximos às cabeceiras apresentam maior erosividade, devido à elevada declividade e alto gradiente de energia, assim, pode-se deduzir que regiões fortemente dissecadas (ou seja, com alta densidade de drenagem) e alta declividade apresentam maior número de pontos favoráveis a riscos de escorregamentos, como já indicado por Thomas, (1994).

As declividades acima de 30° apresentam risco de deslizamentos mais freqüente. Acima de 60° o regolito é menos espesso e, teoricamente, diminuiria o risco de escorregamentos, mais 25 fenômenos desse tipo já foram verificados no estado do Rio de Janeiro em áreas cujo manto de regolito era pouco espesso, principalmente ao redor de cabeceiras de drenagem e em épocas de pluviosidade elevada, tornando exposta a rocha de base (Fernandes e Amaral, 1996). A variação de exposição à pluviosidade, insolação e ventos de uma vertente estão relacionados à sua orientação (aspecto), o que causa diferenças na umidade retida na vertente e, portanto, na umidade do solo. Vertentes que retêm mais umidade estão, em geral, opostas à insolação ou voltadas para a umidade transportada por ventos ou por pluviosidade. O ângulo também pode estar relacionado ao mergulho

das camadas geológicas, já que, caso essas sejam concordantes ao caimento da vertente mostram-se favoráveis a escorregamentos (Gao, 1993).

Com relação à forma das vertentes, existem três tipos básicos: as formas côncavas, convexas e retilíneas. Estas formas encontram-se combinadas na natureza, gerando os demais tipos (côncavo-convexas, retilíneas-convexas, etc.), como pode ser observado na Figura 3.2. As vertentes que apresentam configuração côncava ou que possuem segmentos côncavos em sua seção por serem zonas de convergência de fluxo de água e por possuírem material disponível para a mobilização (pois tem maior volume de material depositado, como colúvio ou tálus) são as mais favoráveis à ocorrência de deslizamentos. As caneluras e *hollows* originados pela elevada umidade dos domínios tropicais tornam-se zonas de fragilidade e oferecem propensão a deslocamento de blocos (Selby, 1982). Assim, tanto a forma quanto o declive dos segmentos das vertentes, aliados às demais variáveis citadas, determinam a ocorrência do tipo de processo.

As características do regolito também são importantes no condicionamento de deslizamentos. Os regolitos com alto percentual de argila favorecem a retenção de umidade, o que provoca a sua saturação e impermeabilização, causando o encharcamento e conseqüente escoamento superficial. Além disto, a argila tem grande propensão à liquefação - passagem do estado sólido para o viscoso, conforme adição de água (IPT, 1988). No caso de granitos e gnaisses (litologia que compõe a área de estudo enfocada neste estudo) o intemperismo afeta minerais alcalinos (K, Ca, Mg) o que provoca a dissolução de bases e neutraliza a acidez da água subterrânea, causando a formação de vermiculita. Esta tem seu volume expandido devido à umidade, o que provoca abertura de fendas, etc., tornando mais instáveis as vertentes (Chorley *et al.*, 1984).

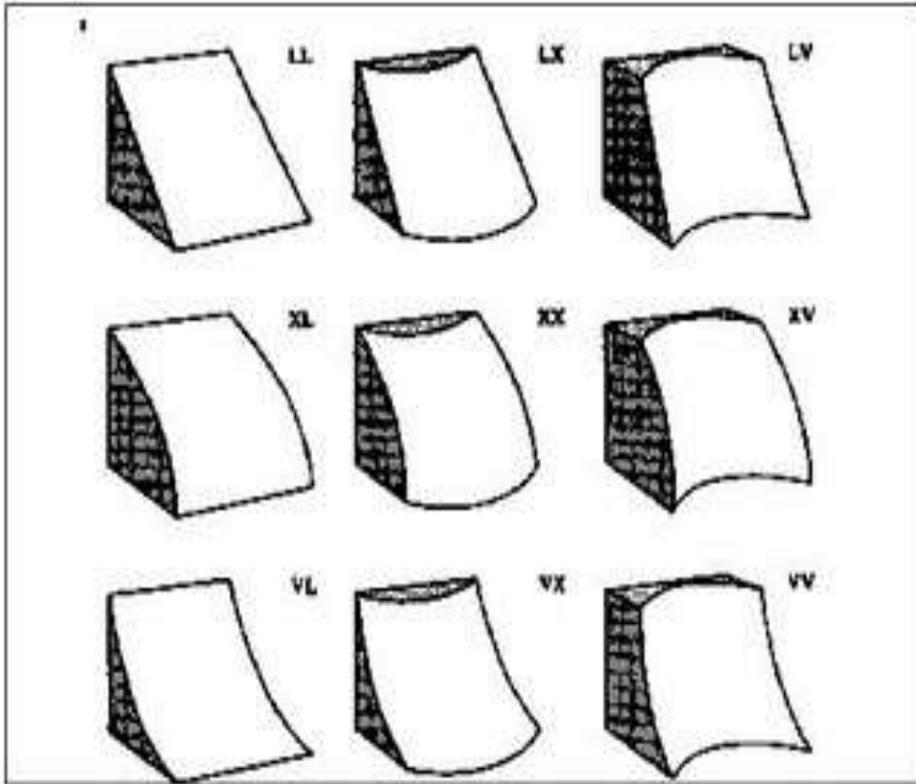


Figura 5 - Formas de vertentes: RR – retilínea, XR – convexo - retilínea, CR – côncavo - retilíneo, RX – retilíneo - convexo, XX – convexo, CX – côncavo-convexo, RC retilíneo - côncavo, XC – convexo - côncavo, CC – côncavo (Guimarães, 2000).

4.3. Propriedades do solo

Selby (1982) nos traz que a resistência dos solos depende de variados fatores, entre eles, os tipos de minerais e suas estruturas; tipos de cátions adsorvidos no solo, forma e distribuição do tamanho das partículas, teor de água, tipo de solo, e uma variedade de fatores externos, tais como o clima e vegetação.

Para Pinto (2002) os índices são relações entre as diversas fases, em termos de massa ou pesos e volumes, que procuram caracterizar as condições físicas em que um solo se encontra em um dado momento e por isso, pode ser alterado ao longo do tempo, esses mesmos índices desempenham importante papel no estudo das propriedades dos solos, uma vez que estas dependem dos seus constituintes e das proporções relativas entre eles, assim como da interação de uma fase sobre as outras.

O material parental também apresenta grande importância para o grau de estabilidade dos solos, pois as características herdadas dos materiais do mesmo serão correlacionadas às propriedades físico-químicas do solo, levando a uma maior compreensão a respeito do funcionamento de suas reações quando em contato com a água (Lacerda e Bahia, 1998).

Outro aspecto que vale a pena resaltar é a textura do solo, que é uma propriedade relativamente estável, não estando sujeita a mudanças bruscas. De um modo geral, sabe-se que os solos de textura mais grossas, com altos teores de areia e silte, apresentam uma maior susceptibilidade à ação erosiva (Venturim e Bahia, 1998). Os solos com elevados teores de silte, tendem a apresentar boa agregação quando secos, porém, quanto umedecidos, passam a ter uma baixa taxa de estabilidade. Solos com textura arenosa são altamente permeáveis, estando sujeitos a uma rápida movimentação das águas pelo perfil. Quando ocorre a associação de areia e matéria orgânica vemos claramente um aumento na retenção de água e o aumento da formação de agregados. Isso em parte está ligado à capacidade da matéria orgânica de reter de 2 a 3 vezes o valor de seu peso, em quantidade de água (Bertoni e Lombardi Neto, 1999).

O grau de desenvolvimento da agregação do solo é um fator determinado pela arrumação dos grãos no perfil, pela presença de substâncias cimentantes como óxidos de Ferro (Hematita ou Goethita) ou óxidos de Alumínio (Gibbsita), e matéria orgânica. Esses elementos apresentam uma ação direta sobre a estruturação do solo, afetando a capacidade de infiltração e permeabilidade, podendo levar a um aumento de sua resistência ao desprendimento e transporte das partículas pelas chuvas. Dependendo desses teores no solo, podem ocorrer variações da estrutura desde as em blocos até a prismática. Em solos com baixos teores de óxidos de Ferro e Alumínio, por exemplo, ocorre à arrumação do tipo em blocos, o que leva a uma diminuição da permeabilidade e ao conseqüente aumento da erosão laminar. No caso de elevados índices dessas substâncias, ocorre a estruturação do tipo granular e ao aumento da permeabilidade, favorecendo a erosão por sulcos (Souza e Bahia, 1998).

Vale ressaltar também a questão da matéria orgânica e seus efeitos sobre as propriedades físicas do solo, que melhora sua bioestruturação e permeabilidade,

resultando em aumento da infiltração e retenção da umidade, diminuição das perdas dos solos pela ação erosiva do escoamento superficial e manutenção da temperatura do solo. Também aumenta a porosidade e diminuição da densidade aparente, principalmente das partes superiores do perfil. Dessa forma, segundo o teor de matéria orgânica incorporada as camadas do solo, principalmente quando associada às argilas, dificultam a dispersão e o arraste das partículas do solo pelas enxurradas (Brady, 1989).

A matéria orgânica apresenta ainda grande importância nas características do um solo, atuando nas características químicas e físicas, bem como na estruturação e agregação. Apesar de se apresentar em frações diminutas a matéria orgânica tem a capacidade de pelo menos metade da permuta de cátions do solo, bem como é responsável pela estabilidade dos seus agregados, mais do que qualquer outro fator isolado. A matéria orgânica apresenta como principais características: 1) efeito sobre a cor do solo; 2) efeito nas propriedades físicas: auxilia a granulação, reduz a plasticidade e aumenta a capacidade de retenção da água; 3) supre a necessidade de nutrientes do solo; e 4) apresenta elevada capacidade de permuta de cátions (BRADY,1989).

Outras substâncias resultantes da decomposição total ou intermediária da matéria morta, como ácidos poliurônicos, fúlvicos e substâncias húmicas passam a fazer parte da matriz do solo, sendo de fundamental importância para a formação de uma estrutura mais estável contra os processos erosivos.

O pH do solo consiste num fator determinante da qualidade das substâncias geradas durante o processo de decomposição da matéria orgânica e através dele podemos ter a formação de diferentes substâncias, como é apresentado na tabela 3.

Tabela 3: Relações das substâncias formadas a partir da decomposição da matéria orgânica (Primavesi, 1990).

| pH | SUBSTANCIAS FORMADAS |
|--------------|---|
| <5,6 | Formação de ácidos fúlvicos - são comuns às regiões mais frias, ou de altitudes elevadas (1000 m) nas regiões tropicais e subtropicais. Aparecem em solos alagados ou onde predominam as condições anaeróbicas, onde as condições da vida microbiana são precárias. Esse ácido favorece o processo de lixiviação por reagir com o Fe e o Al das argilas e também com o Ca e o Mg, mobilizando-os do perfil. |
| De 5,6 à 6,8 | Predominância na formação de ácidos húmicos - funcionam como “pontes de ligação” entre as argilas. Estas por sua vez, apresentam uma eletrovalência negativa ligando-se com os cátions de valências positivas o qual formam uma capa que envolve as partículas de argilas, principalmente o Fe^{3+} , Al^{3+} , Mg^{2+} . Não são hidrossolúveis, onde quase sempre formam essa estrutura agregante, dependendo da camada de cátions positiva. |
| >7,3 | Formação de ácidos fúlvicos resultantes da decomposição dos ácidos húmicos |

A textura do solo também está diretamente ligada com a porosidade do mesmo e com a capacidade de interação destes com as substâncias presentes.

A porosidade do solo consiste na relação de espaços vazios contidos neste, podendo ser classificados em microporos ou macroporos, dependendo diretamente da arrumação e do grau compactação das partículas, sendo determinantes na quantidade de espaços disponíveis à movimentação da água (Albuquerque *et al.*, 1993). Essa propriedade pode ter alterações devido aos processos físicos, químicos e biológicos e pode ser modificada também pelo manejo.

4.4. Funcionalidade hidrológica nas vertentes

Sabe-se que as vertentes são formadas por rochas e solo. Algumas por conta de sua declividade podem se apresentar constituídas apenas por rochas. Porém a água atuará de forma efetiva nas mesmas.

4.4.1. Água no solo

O solo é um sistema complexo, constituído de materiais sólidos, líquidos e gasosos. As partículas sólidas formam um arranjo poroso tal qual os espaços vazios, denominados poros, que tem a capacidade de armazenar líquido e gases. A parte líquida do solo, constitui-se essencialmente de água, contendo minerais dissolvidos e materiais orgânicos solúveis (Reichardt,1990). Muitos fatores interferem na retenção de água do solo e entre eles podemos destacar a textura e a estrutura que determina o arranjo das partículas e que por sua vez vai determinar a distribuição dos poros.

A água presente nos solos, tem seu início no mesmo, através do processo de infiltração e envolve três fases distintas: entrada, estocagem e transmissão de água dentro do solo (Dunne e Leopold, 1978). No processo de infiltração a água é puxada para dentro do solo por forças gravitacionais e de capilaridade. A força gravitacional, move a água verticalmente enquanto as capilares impulsionam a água em todas as direções, especialmente para cima (Dunne e Leopold, 1978).

A Capacidade de infiltração é a quantidade máxima de água que pode infiltrar no solo, em um dado intervalo de tempo, sendo expresso geralmente em mm.h. A água que penetra na matriz do solo é estocada nos espaços porosos e vale ressaltar que quanto menor for o poro maior a retenção da água neste, até ser drenada pelo efeito da gravidade e pela evapotranspiração. Após a drenagem cessar a água fica retida pelo efeito da capilaridade, ou seja, quando a umidade decresce a água fica mais firmemente presa nos poros.

Quando uma precipitação atinge o solo com intensidade menor do que a capacidade de infiltração, toda a água penetra no solo, provocando progressiva diminuição na própria capacidade de infiltração. Persistindo a precipitação, a

partir de um tempo, a taxa de infiltração iguala-se à capacidade de infiltração, passando a decrescer com o tempo e tendendo a um valor constante, caracterizado como a condutividade hidráulica do solo saturado (K_s) (Figura: 6. Pruski, 2008).

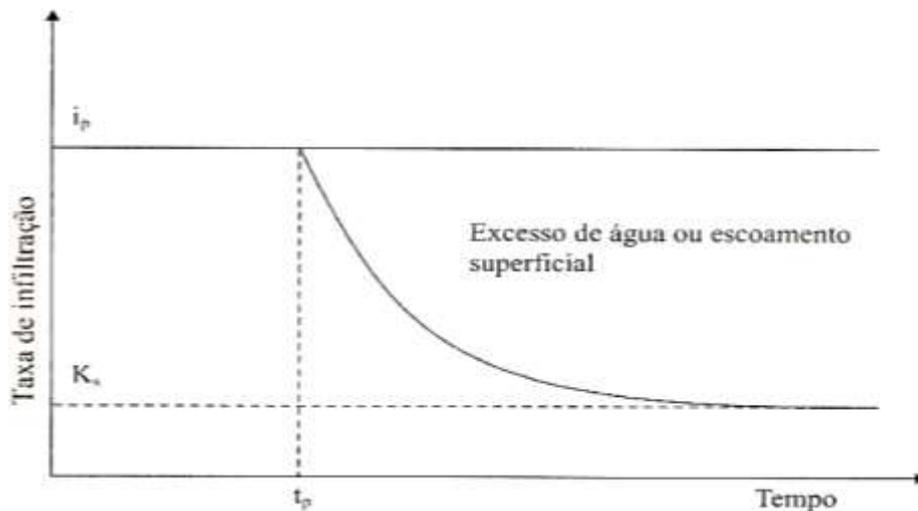


Figura 6: Variação da taxa de infiltração com o tempo sob condições de intensidade de precipitação constante. Fonte: Pruski, 2008.

Vale ressaltar que algumas variáveis controlam e regulam a capacidade de infiltração, entre elas podemos citar: características das chuvas, presença de vegetação, umidade antecedente, estrutura do solo, manejo, entre outras.

Em relação às características da chuva constata-se que a velocidade aproxima-se da infiltração ocorre nas primeiras horas e vai percolando com o decorrer do tempo. Caso haja descontinuidade da chuva, a velocidade da chuva gradualmente vai aproximando-se de um valor mínimo, determinado pela velocidade com que a água pode entrar no perfil (Bertoni e Lombardi Neto, 1999). Assim, quanto maior a velocidade de infiltração, menor será a intensidade de escoamento superficial e de erosão laminar.

A cobertura vegetal ou a cobertura morta presente no sistema evita o impacto direto das gotas de chuva e possível erosão por salpicamento e a possível destruição dos agregados que promovem a formação de crostas superficiais que reduzem a capacidade de infiltração de água no solo. Seganfredo *et al* verificaram que em sistemas de plantio direto apresentaram eficácia no controle da erosão

hídrica e em solos descobertos verificaram perdas elevadas de solo, água e matéria orgânica.

A umidade antecedente do solo também interfere na velocidade de infiltração, pois o material coloidal tende a expandir em presença de água, reduzindo o espaço poroso, e conseqüentemente a capacidade de infiltração. Os solos com alto percentual de material coloidal tendem a romper-se quando secos, resultando a formação de fendas no seu interior o que pode vir a proporcionar um aumento na velocidade de infiltração (Bertoni e Lombardi Neto, 1999). A determinação da umidade do solo é essencial para estudos de movimento e disponibilidade d água no solo, erosão e muitos outros problemas (Bernardo, 1989) e ela é extremamente variável com o tempo, aumentando com a chuva ou com a irrigação e diminuindo com a drenagem ou com a evapotranspiração (Reichardt, 1987).

A estrutura do solo influencia no direcionamento e no tempo de percolação dos fluxos (Figura:7). A estrutura granular, apresenta grande número de poros permitindo os fluxos em todas as direções, a estrutura em blocos , apresenta número de blocos de menor tamanho e os fluxos movem-se em todas as direções , a estrutura prismática apresenta poros maiores de bem definido no sentido vertical, favorecendo o fluxo nesse sentido e na estrutura em placas os fluxos se direcionam preferencialmente na direção horizontal (Knapp,1978).

Outra variável importante no controle da infiltração é o manejo do solo. O preparo convencional do solo envolve ações que podem por um curto período de tempo deixar o solo solto aumentando a infiltração, no entretanto se a superfície não estiver protegida, pode-se formar um solo superficial que reduzirá a porosidade total e resultará na diminuição da taxa de infiltração (Bertoni e Lombardi Neto,1999).

Para Hillel (1980) a capacidade de infiltração do solo varia com tempo este depende da umidade inicial e da sucção do solo, como também da textura e estrutura. A capacidade de infiltração do solo depende dos seguintes fatores:

- Duração da precipitação ou da irrigação - a taxa de infiltração tende a ser no início relativamente alta e diminuir até chegar a uma taxa constante.
- Quantidade de água inicial - quanto mais molhado estiver o solo mais baixo será a capacidade de infiltração inicial (devido a gradientes de sucção menores).
- Condutividade hidráulica – quanto mais alta é a condutividade hidráulica do solo maior tende a ser a infiltrabilidade.
- Condições de superfície de terra - quando a superfície de terra é altamente porosa a infiltrabilidade inicial é maior do que de uma superfície compactada, mas o infiltrabilidade final permanece inalterada.
- Camadas que diferem em textura ou estrutura da terra podem retardar movimento de água durante infiltração.

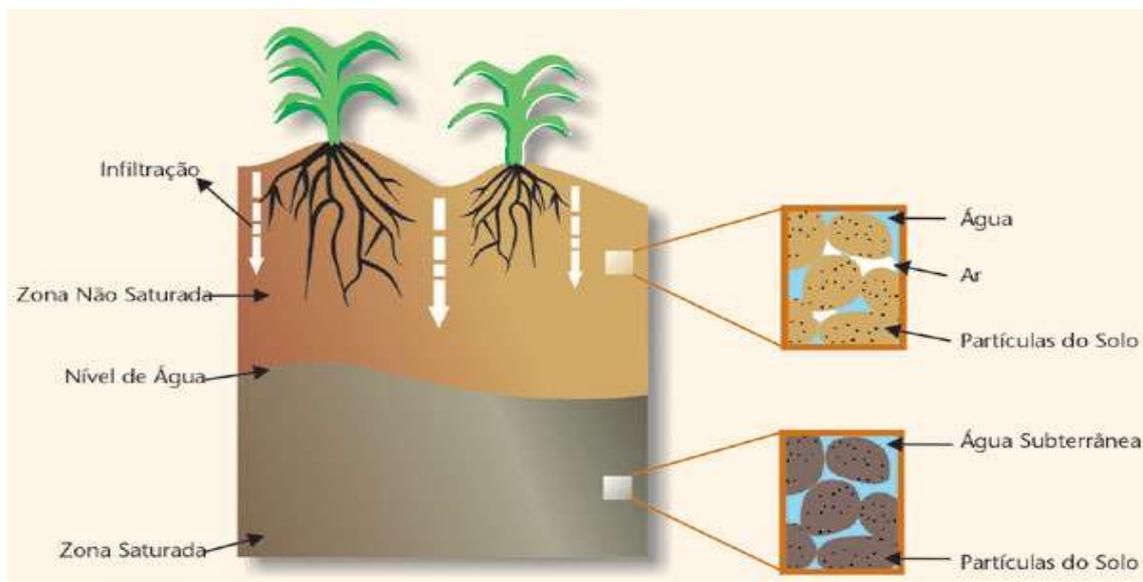


Figura 7: Movimentação da água em perfil de solo. Modificado de Carvalho et al. 2007.

Percebe-se que as formas de utilização do solo, influenciam nas propriedades físicas e o manejo de animais com diferentes lotações em pastagens naturais pode resultar no aumento da sua suscetibilidade à erosão hídrica (Bertolet *al.*, 1998).

Em vertentes onde se praticam as pastagens, como é o caso da área de estudo, o desenvolvimento das gramíneas absorvem a água das partículas do solo,

provocando a formação de grânulos maiores e mais estáveis. Estes agregados melhoram as condições físicas do solo permitindo a absorção mais rápida da água, porém o manejo de animais sem controle em pastagens naturais pode afetar, negativamente, algumas propriedades físicas do solo, aumentando sua suscetibilidade à erosão hídrica e diminuindo sua capacidade produtiva. A pressão do peso dos animais sobre o solo pode comprometer a qualidade física na camada superficial (Imhoff *et al.*, 2000).

Os animais sobre as pastagens, pelos próprios hábitos inerentes à espécie, cruzam no sentido do declive do terreno, seguindo sempre o mesmo caminho, formando assim “trilheiros” ou “trilhas”, induzindo à compactação e formando assim pontos de fragilidade (Drugowich *et al.*, 2009).

O manejo dos animais sobre as pastagens naturais implica modificações nas propriedades físicas do solo a médio e longo prazos (Alderfer & Robinson *in* Bertol, I. *et al* 1998). A pressão aplicada pelo pisoteio dos animais ocasiona alterações na densidade aparente e porosidade do solo, especialmente nos primeiros 3 a 6 cm de profundidade (Gradwell, 1966). Provavelmente, ocorrem também modificações na resistência dos agregados e infiltração de água no solo. Tais alterações nas propriedades físicas do solo podem refletir no desenvolvimento do sistema radicular e produção da massa da parte aérea das pastagens (Gradwell, 1966).

Constata-se portanto que a infiltração de água nos solos, dependem de vários fatores , combinações e tipos de uso.

Variados são os processos e equipamentos que permitem a determinação indireta do teor de água do solo, um deles que vale ressaltar no presente trabalho é sensor de matriz granular (GMS), pois segundo Shock (1998), estes são também extremamente convenientes na medição do potencial da água, porque não requerem fluxagem, ou seja, após um período de secura da matriz do solo, os mesmo passam a registrar novamente os dados com a chegada da frente de molhamento sem haver necessidade da fluxagem dos instrumentos, diferentemente de outros métodos utilizados comumente como os tensiômetros.

O sensor de matriz granular auxilia no monitoramento da dinâmica da água no solo na faixa de 0 a -200 kPa, que é a faixa onde ocorrem a maior parte dos fluxos.

O escoamento subsuperficial pode transportar quantidades significativas dos componentes do solo, além de material em solução iônica. Dentre os fatores que geram fluxo de subsuperfície podem se considerar as discontinuidades de horizontes pedogênicos e os contatos litoestratigráficos diferenciados por fatores texturais.

O fenômeno pode se dar também nos casos de litologia subjacente impermeável, como a dos basaltos responsáveis pelo armazenamento da água percolada, implicando fluxo de subsuperfície. As forças físicas se manifestam através da viscosidade ao longo das margens do fluxo, cuja magnitude encontra-se relacionada à porosidade da seção. Quanto mais viscoso for a solução percolante, de forma mais lenta a mesma entrará no sistema.

A ação coloidal se constitui na principal forma de erosão associada à água de subsuperfície. Para Hurst (1975), os sistemas coloidais importantes para o intemperismo são notadamente as suspensões nas quais a fase dispersa é matéria orgânica ou mineral e o meio dispersante é água ou solução aquosa.

4.4.2. Potencial de água nos solos (ψ)

O estado de energia da água no solo, é a soma de duas forças: a cinética e a potencial. Quando um trabalho é realizado sobre a água, sob condições específicas, sua energia potencial é alterada em uma quantidade igual ao trabalho realizado. A variação da energia potencial da água em consideração, em relação a um estado padrão de referência arbitrado, é chamado de Potencial da água no solo (Marshall e Holmes, 1979).

Os componentes do potencial total da água no solo são: potencial osmótico (ψ_o), reflete a presença de solutos na água do solo, potencial gravitacional (ψ_g) que traduz a componente de posição, isto é, o fato de que a água no solo esteja em cota diferente da água do reservatório padrão, o potencial pneumático (ψ_{pn})

que origina-se de pressões externas de gás diferente da pressão atmosférica e potencial matricial (ψ_m) que é um potencial de pressão e resulta de um efeito combinado de ação de forças capilares e de adsorção, que surgem devido a interação entre a água e as partículas minerais (matriz) que compõem o solo (Hillel, 1971).

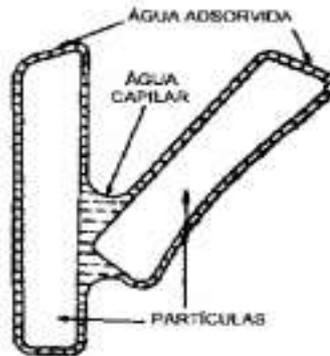


Figura 8: Água de um solo não saturado sujeita à capilaridade e adsorção, que combinados possuem um potencial matricial. Fonte: Hillel, 1971.

A água do solo está sujeita a diversos campos de força: da gravidade (ψ_g - potencial gravitacional), da atração da matriz do solo pela água (ψ_p - potencial de pressão ou matricial), de presença de solutos (ψ_o - potencial osmótico) e de outros de menor importância (Libardi, 1995), sendo o potencial de água total (ψ_t) dado pela seguinte expressão:

$$\Psi_t = \psi_g + \psi_p + \psi_o$$

Os potenciais podem ser expressos na forma de energia por unidade de massa, energia por unidade de massa, energia por unidade de volume ou energia por unidade de peso, referido como carga hidráulica, com dimensão de comprimento (L). Esta última é a forma mais utilizada e expressa os potenciais em termos de carga hidráulica, o que corresponde a altura de uma coluna líquida em centímetros de água, relativa a um corresponde a altura de uma coluna líquida em centímetro de água, relativa a uma dada pressão. Dessa forma, a carga total (carga hidráulica) é expressa pela equação:

$$H_t = H_g + H_p$$

Onde:

H_t = carga total

H_g = carga gravitacional

H_p = carga de pressão

A mensuração dessas cargas no campo tem grande relevância uma vez que é a variação da carga total (H_t) que movimenta a água nos diferentes pontos na matriz do solo, ou seja, dos pontos de maior para o de menor carga total, numa tendência de atingir o equilíbrio (Hillel, 1980). Logo, para quantificar as cargas tanto gravitacionais quanto de pressão na matriz do solo, torna-se necessário a caracterização dos fluxos de água no mesmo.

A carga gravitacional (H_g) é determinada pela posição da água no campo gravitacional terrestre e é medida a partir de um referencial de posição (datum). O potencial gravitacional da água no solo é sempre igual a distância do ponto considerado à posição tomada como referência relativa. Assim, todo ponto que estiver acima desta referência possui potencial gravitacional positivo; todo aquele que estiver abaixo, negativo; e todo aquele que coincidir, zero (Libardi, 1995).

A carga matricial ou de pressão (H_p) pode ser negativa ou positiva, dependendo se a pressão aplicada for maior ou menor que a aplicada à água de referência. Se menor que a atmosférica, considera-se a pressão negativa e passaria a ser sucção, ou seja, assemelha-se ao potencial matricial; se maior, ou seja, positiva, seria pressão hidrostática (Klar, 1998).

4.4.3. Lei de Darcy

O fluido pode percolar livremente, através de uma massa de um solo permeável sob a ação da gravidade. Experimentalmente, Darcy, em 1850, verificou como os diversos fatores geométricos, influenciavam a vazão da água, expressando a equação que ficou conhecida pelo seu nome (Pinto, 2002). Sendo:

Q = vazão;

A = área do permeâmetro;

k = uma constante para cada solo, que recebe o nome de coeficiente de permeabilidade.

A relação h (a carga que se dissipa na percolação) por L (distância ao longo da qual a carga se dissipa) é chamada de gradiente hidráulico, expresso pela letra i , que representa a dissipação de energia, por unidade de peso de fluxo, numa distância Δs . Assim a Lei de Darcy assume o formato:

$$Q = k \cdot i \cdot A$$

A vazão dividida pela área indica a velocidade com que a água sai da areia. Esta velocidade, v , é chamada de velocidade de percolação. Em função dela a lei de Darcy, fica sendo:

$$v = k \cdot i$$

Da última expressão, se depreende que o coeficiente de permeabilidade indica a velocidade de percolação da água quando o gradiente é igual a um. Ele costumeiramente é referido em m/s e, como para os solos seu valor é muito baixo, é expresso pelo produto de um número inferior a 10 por uma potência de 10. A equação seria:

$$q = k \cdot i \cdot A = k \cdot \frac{\Delta H}{L} \cdot A$$

Onde:

q = vazão (m³/s)

k = condutividade hidráulica (m/s)

i = gradiente hidráulico = $\Delta H/L$

ΔH = perda de carga do fluxo (m)

L = comprimento da amostra (m)

A = área da amostra perpendicular ao fluxo (m²)

Na Lei de Darcy, a vazão depende não só das propriedades dos poros, mas também das propriedades da solução percolante (Olson e Daniel, 1981). A lei de Darcy é válida para um escoamento laminar, tal como é possível e deve ser considerado o escoamento na maioria dos solos naturais. Um escoamento se define laminar quando as trajetórias das partículas d'água não se cortam; em caso

contrário, denomina-se turbulento (Caputo, 2006). A velocidade de percolação d'água dentro de um regime de escoamento laminar é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico.

É importante ressaltar que a condutividade hidráulica de um solo saturado é essencialmente constante, ficando na dependência do tamanho e configuração dos poros do solo. No entanto em um solo não saturado ela decresce com o teor da umidade.

Alguns parâmetros influenciam na condutividade hidráulica dos solos saturados, tais como: textura, estrutura, teor de umidade entre outras. A textura e a estrutura são propriedades dos solos a que a condutividade se acha mais diretamente ligada (BRADY, 1989).

O teor de umidade interfere na condutividade diretamente, pois próximo à saturação, grande proporção da água dos solos está nos macroporos e o fluxo saturado é relativamente rápido e conforme o teor de umidade vai diminuindo, a água do solo é retida nos microporos, fazendo com que a condutividade seja reduzida (Brady,1989).

Segundo Hillel (1980), a maior diferença entre os fluxos saturados e não saturados se relaciona à condutividade hidráulica. Em solos não saturados, os macroporos estão preenchidos por ar e os microporos tem água e uma certa quantidade de ar, sendo que a irregularidade dos poros acarreta uma descontinuidade entre os bolsões de água, que não te contato entre si. Isto vai acarretar uma movimentação mais lenta da água em relação aos solos saturados.

4.4.4. Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica (K) é uma parâmetro de solo que traduz a rapidez que este conduzirá a água ao longo de seu perfil, sendo uma importante propriedade na determinação quantitativa e qualitativa do movimento de água.

A condutividade hidráulica saturada é a propriedade relacionada à velocidade com que a água passa por um solo saturado, sendo uma das propriedades de maior relevância para estudos de movimento de água e solutos no

solo. Ela depende diretamente da permeabilidade dos solos, da viscosidade e densidade da água, da aceleração da gravidade e de propriedades do solo, tais como a textura, estrutura, porosidade, da densidade do solo e do teor de umidade (Mesquita, 2004).

Quanto maior a umidade, maior a condutividade hidráulica, pois a área útil condutora de água vai se tornando menor à medida que o teor de água decresce. É, então, fácil constatar que na zona saturada, a velocidade varia somente em função das propriedades do meio poroso e das características do fluido.

A condutividade hidráulica saturada é a propriedade relacionada à velocidade com que a água passa por um solo saturado, sendo uma das propriedades de maior relevância para estudos de movimento de água e solutos no solo. Ela depende diretamente da permeabilidade dos solos, da viscosidade e densidade da água, da aceleração da gravidade e de propriedades do solo, tais como a textura, estrutura, porosidade, da densidade do solo e do teor de umidade (Mesquita, 2004).

A condutividade hidráulica pode variar de acordo com a tipologia dos materiais (Tabela:4), isto é, se o material for mais arenoso há uma tendência da condutividade hidráulica ser maior. Por outro lado, se nos depararmos com um material mais argiloso a permeabilidade será menor. Com isso, há materiais que podem ser extremamente permeáveis como os cascalhos, passando por aqueles de baixa permeabilidade representados pelos materiais argilo-arenosos e materiais praticamente impermeáveis como as argilas homogêneas como pode ser observado na tabela a seguir.

Tabela 4: Classificação aproximada da condutividade hidráulica de acordo com as diferentes faixas texturais (modificado de Klute e Dirksen, 1986 *apud*, Stephens 1996).

| | 10 ¹ | 10 ⁰ | 10 ⁻¹ | 10 ⁻² | 10 ⁻³ | 10 ⁻⁴ | 10 ⁻⁵ | 10 ⁻⁶ | 10 ⁻⁷ | 10 ⁻⁸ | 10 ⁻⁹ |
|-----------|----------------------------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|--------------------------|------------------|--------------------|
| Classes | Alta | | Média | | Baixa | | Muito Baixa | | Praticamente Impermeável | | |
| Materiais | Cascalho | | Areia | | Areia fina | | Argilo-Arenoso | | Argilas Estrutura | | Argilas Homogêneas |
| | Mistura de Areia, Silte e Argila | | | | | | | | | | |

Os fatores que exercem influência sobre a direção e movimento do fluxo não saturado estão relacionados à condutividade hidráulica e ao gradiente de pressão, ou seja, a diferença de tensão entre uma zona de solo e outra adjacente (Brady, 1989). O valor máximo de condutividade hidráulica é atingido quando o solo se encontra saturado, e é denominado de condutividade hidráulica saturada (Ksat) (Reichardt, 1987). A condutividade hidráulica de solo saturado depende do tamanho e da distribuição de poros no solo e, portanto, da densidade do solo e textura.

4.4.5. Permeametro de Guelph

O Permeâmetro de Guelph é um permeâmetro de furo e de carga hidráulica constante que mede a condutividade hidráulica saturada de campo (Ksat) acima do lençol freático. É composto de uma garrafa de Mariotte que controla a carga constante de água dentro do furo, um tubo de acrílico com uma régua graduada onde a água é introduzida e um tripé que permite adaptar o aparelho a terrenos irregulares. A água é distribuída no solo através de uma ponta perfurada que é preenchida com areia fina para reduzir a turbulência do fluxo de saída do permeâmetro durante a recarga de água (Reynolds *et al*, 1985).

Após algum tempo, que dependerá, dentre outros fatores, da umidade antecedente do solo e da sua textura, uma pequena área em torno do furo estará saturada e, então, o fluxo torna-se constante. Durante o ensaio, na verdade, não é

conseguida a saturação total, e sim uma chamada saturação de campo, pois no campo não se consegue expulsar completamente o ar dos vazios (Reynolds e Elrick, 1985).

Vale ressaltar que o Permeômetro de Guelph, foi elaborado por Reynolds *et al* (1983) na Universidade de Guelph, no Canadá, em função de alguns problemas práticos e teóricos dos permeômetros de carga constante utilizados até então em campo . O Permeômetro de Guelph vem sendo utilizado em diferentes áreas, mostrando-se bastante eficaz na estimativa da condutividade hidráulica dos solos. (Reynold e Elrick,1985).



Figura 9: Permeômetro de Guelph sendo utilizado em campo na porção alta da encosta.