

Capítulo 6

INFLUÊNCIA DE ASPECTOS GEOLÓGICOS, HIDROGEOLÓGICOS, GEOMORFOLÓGICOS E DA COBERTURA VEGETAL NO ESTADO DE SATURAÇÃO DO SOLO

Andrelisa Santos de Jesus
Maria Cristina de Oliveira
Cláudia Valéria de Lima
Hernán Eduardo Martínez Carvajal
Gaspar Monsalve
Rubén Darío Londoño
José Camapum de Carvalho

1. INTRODUÇÃO

Uma das preocupações da engenharia geotécnica é, geralmente, conhecer o comportamento do solo no estado em que se encontra ou se encontrará em consequência da execução de uma obra. Porém, conhecer a dinâmica temporal desse estado ou pós-execução da obra e o que a condiciona amplia, no espaço e no tempo, o alcance dos resultados possíveis de serem atingidos a partir de análises pontuais.

A geologia, a hidrogeologia, a geomorfologia e a cobertura do solo são elementos condicionantes da dinâmica temporal das propriedades e comportamento dos solos em especial, no que tange ao estado de saturação,

No âmbito deste capítulo, a geologia compreende a formação geológica e a geologia estrutural. A hidrogeologia, apesar de condicionada pela geologia estrutural, será tratada de forma independente. A geomorfologia trata de aspectos morfométricos e morfológicos da superfície do relevo, embora também seja relevante considerar, na dinâmica do estado não saturado do solo, a forma dos estratos de subsuperfície, o que pode ser entendido como a geomorfologia de subsuperfície. A cobertura do solo abordada neste capítulo é apenas da cobertura vegetal, mas admite-se que, para a dinâmica do estado de saturação do solo, também são relevantes outras formas de cobertura, como edificações, estruturas de pavimento dentre outras.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS

No que se refere aos aspectos geológicos, destacam-se como principais elementos que afetam diretamente a infiltração e a condição de não saturação do solo: os tipos de rocha, atentando-se para a morfologia interna e de superfície do estrato rochoso, ou seja, internamente as estruturas rochosas relacionadas a veios, direcionamento e forma das camadas e foliação; a qualidade dos fluidos que chegam à rocha e que delas saem, e de superfície; a forma externa do estrato rochoso, que condiciona o acúmulo de água e o fluxo de subsuperfície.

Autores como Serra Júnior e Ojuma (1998, p. 211) caracterizam os maciços rochosos como sendo “essencialmente heterogêneos, anisotrópicos e descontínuos”, constituídos por “blocos de rochas justapostos e articulados”. As rochas constituem uma associação de minerais que cobrem vastas áreas da superfície terrestre e se classificam em magmáticas, sedimentares e metamórficas, originadas a partir de processos geológicos relacionados à dinâmica interna ou externa. Quando britadas ou cortadas para uso ornamental ou em obras de engenharia, a porosidade e natureza químico-mineralógica dessas rochas condicionam a interação com a água existente no ambiente, seja ele a atmosfera ou outro elemento de contato. Essa porosidade e composição químico-mineralógica da rocha é também relevante quando a ela são adicionados compostos químicos, como cal, cimento e asfalto.

As rochas magmáticas são formadas pela cristalização do magma, podendo ser intrusivas e extrusivas. As rochas magmáticas intrusivas são formadas pelo resfriamento lento do magma no interior da Terra e tal fato permite o crescimento dos minerais, conferindo uma granulação mais grosseira à rocha. As rochas magmáticas extrusivas ou vulcânicas resultam da cristalização do magma em superfície, onde ocorre o resfriamento rápido, caracterizando uma granulação mais fina à rocha que, por consequência, condiciona a interação com a umidade do ambiente. As rochas sedimentares são formadas a partir da consolidação de sedimentos na superfície terrestre. Esses sedimentos podem ter origem mineral, orgânica ou química. Em função do processo de deposição dos sedimentos, essas rochas caracterizam-se por apresentar um acamamento ou estratificação, indicando sucessivas superfícies deposicionais, muitas vezes, condicionantes do fluxo de umidade. As rochas metamórficas são formadas a partir da transformação de outra rocha (magma, sedimentar ou metamórfica) exposta a modificações de pressão e temperatura ou à presença de fluidos hidrotermais. Essas rochas são caracterizadas pela foliação metamórfica que se constitui na organização dos minerais placóides, principalmente, micas e clorita, em superfícies ou planos de foliação.

A infiltração de fluidos em materiais rochosos depende não só do tipo de rocha, mas também e, fundamentalmente, das estruturas presentes nas rochas. A porosidade nas rochas representa a relação entre o volume de poros e o volume de material rochoso, ou seja, a quantidade de espaços vazios em um determinado volume de maciço. A permeabilidade das rochas está relacionada à conexão entre os espaços vazios que possibilita a percolação de soluções. No entanto, nem todos os vazios apresentam essa conexão e, muitas vezes, a presença de microvazios agrupados em espaços distintos daqueles marcados pela

presença de vazios maiores faz com que o fluxo ocorra, predominantemente, através desses últimos. No que tange o comportamento dos materiais não saturados é relevante considerar o estado de saturação e distribuição da água nos poros.

As variações na porosidade das rochas se devem a vários fatores, tais como à forma e tamanho dos grãos e de como eles estão organizados, ou seja, o grau de empacotamento dos grãos (Press *et al.*, 2006); à presença de materiais de granulometria fina, como argilas e silte, ocupando os espaços intergranulares; a presença de materiais cimentantes (calcita, sílica, sais, entre outros), que podem preencher total ou parcialmente os poros do meio e que, dependendo do fluido de percolação, podem ser dissolvidos, alterando a permeabilidade da rocha; à distribuição granulométrica. A porosidade da rocha se encontra, ainda, relacionada às tensões externas às quais o maciço se encontra submetido e ao intemperismo pelo qual passou, e, por consequência, à sua idade e profundidade abaixo da superfície.

Quanto aos tipos de porosidade, tem-se que a porosidade primária representa os espaços entre os grãos (porosidade intergranular) ou os planos de estratificação. Já a porosidade secundária está associada a descontinuidades nos materiais e pode estar associada ou não a processos tectônicos, que propiciam a presença de fraturas nas rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares.

Quando associadas a processos deformacionais do domínio rúptil, as fraturas podem ser classificadas em juntas e falhas. As juntas são fissuras onde não houve movimento considerável das rochas. A presença de um conjunto de juntas confere um enfraquecimento do maciço e elas podem funcionar como canais de percolação de água (Maciel Filho, 2008).

As falhas se caracterizam pelo movimento relativo das rochas ao longo de um plano, denominado plano de falha, e são produzidas em regime extensional ou compressional. Os deslocamentos podem ser de poucos centímetros a centenas de quilômetros. A caracterização de falhas é fundamental, pois, além de favorecerem a infiltração da água, diminuem a estabilidade em obras de engenharia (Silva e Machado, 2009).

Na geração de estruturas atectônicas, não ocorrem processos relativos a esforços internos da Terra. São estruturas formadas pela ação da gravidade e ocorrem em áreas restritas. As juntas de alívio são as principais estruturas relacionadas a essas atividades atectônicas (Magalhães e Cella, 2008). Em rochas magmáticas, por exemplo, as juntas de alívio podem ser formadas pelo alívio de pressão resultante da erosão do material sobrejacente. Essas juntas favorecem tanto o intemperismo físico quanto o químico, pois se constituem em descontinuidades para infiltração e circulação da água (Toledo *et al.*, 2009). Durante o processo de resfriamento das rochas vulcânicas, podem ser geradas juntas, como no caso das disjunções colunares presentes nas rochas basálticas.

Em rochas sedimentares clásticas, a porosidade dominante é a intergranular (Figura 1) e varia com o grau de selecionamento dos grãos e com a quantidade de material cimentante dos grãos. Quanto maior o selecionamento e menor a presença de cimento, maior a porosidade. Nos calcários, em função da solubilidade dos carbonatos, domina a porosidade de condutos ou cárstica. Nas rochas metamórficas e magmáticas, a porosidade está relacionada à presença de fraturas, caracterizando uma porosidade secundária (Figura 1).

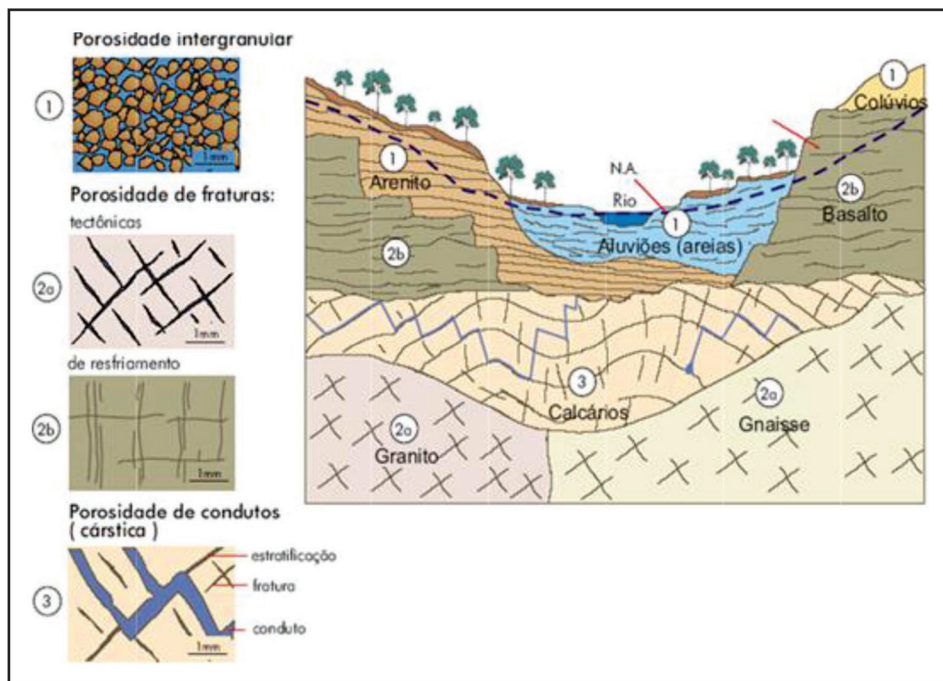


Figura 1 – Tipos fundamentais de porosidade em diferentes materiais geológicos (Karmann, 2000)

Em regiões tropicais, em função da sazonalidade climática, dominam processos de intemperismo químico, gerando espessos mantos de alteração a partir da rocha. Nessas regiões, dominam reações de hidrólise, que são as reações químicas características dos silicatos (minerais formadores de rocha). Em função da disponibilidade e qualidade da água, a hidrólise pode ser parcial ou total, gerando diferentes tipos de soluções. Na hidrólise total, toda a sílica e os cátions (K, Ca, Mg) são liberados do sistema e passam a fazer parte da solução de lixiviação. Na hidrólise parcial, parte da sílica é liberada e pode ocorrer liberação total ou parcial das bases trocáveis. Existe, então, uma continuidade entre a rocha e os solos formados, sendo estes intitulados residuais. Cabe salientar que, nos processos de intensa intemperização, o solo formado, apesar de residual, não guarda traços da estrutura e mesmo da composição mineralógica da rocha mãe, exceto quando presentes minerais resistentes ao intemperismo, como o quartzo, o que torna irrelevante, em relação ao seu potencial de retenção de água e em relação ao seu comportamento em estado não saturado, o fato de ele ser residual. Cabe destacar que os processos de intemperização podem dar origem à formação do quartzo como mineral neoformado (Senaha 2019).

Considerando os solos, Jesus (2013) observou, em ensaios de perda de massa por imersão, que o processo de circulação da água é bem distinto em solos lateríticos se comparados aos solos saprolíticos. No ensaio de perda de massa por imersão, observou-se que, nos solos lateríticos, os percentuais de P_i (perda de massa por imersão) tenderam a

ser muito elevados em amostras com menor teor de umidade, diminuindo nas amostras com teor de umidade mais elevados. Esse comportamento pode ser atribuído a uma atenuação do efeito da pressão positiva gerada na fase ar nos solos com maior umidade inicial no momento do ensaio devido a menor sucção inicial atuante. Os solos saprolíticos tendem a ter percentuais de P_i muito baixos, sendo que o aumento desses valores sempre está associado a deslocamentos. Esses deslocamentos têm uma relação com planos preferenciais de ruptura, como veios de quartzo e fraturas ou com a presença de argilominerais expansivos cuja expansão leva à ruptura na interface entre a parte do corpo de prova externa ao molde que expande e a parte contida no molde que é impedida de expandir. Essas fraturas favorecem a circulação de água e, conseqüentemente, também formam microzonas de maior intemperização. Destaca-se, também, que a macro-orientação de argilominerais, principalmente os expansivos, podem favorecer rupturas.

No ensaio de desagregação com inundação parcial, Jesus (2013) também constatou comportamento e resistência hidromecânica distintos entre solos lateríticos e saprolíticos. Os solos lateríticos tiveram a base comprometida, o que levou ao desabamento do corpo de prova que, em alguns casos, manteve o topo preservado. Também nesse caso, a amostra submetida a ensaio com umidade de campo mais elevada manteve um comportamento mais estável. Nos solos saprolíticos, o comprometimento do corpo de prova tendeu a ocorrer também no topo com abertura de fraturas e veios, sendo que a maioria manteve uma desagregação pequena. Já no ensaio de desagregação com inundação imediata, as amostras de solo laterítico tiveram desagregação da base sem necessariamente sofrerem desagregação completa. No solo saprolítico, a inundação imediata garantiu o mesmo tipo de comportamento, em que a água escolheu as fraturas como caminho preferencial. Verifica-se, portanto, que a preservação da estrutura da rocha mãe no solo saprolítico, e mesmo de parte da composição mineralógica, é determinante no processo de circulação da água nesse tipo de solo e que o estado de saturação no qual o solo se encontra define o mecanismo de instabilização, fazendo intervir pressões mais ou menos elevadas na fase ar.

3. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS

A água se encontra, quase sempre, em movimento, seja em meio saturado, seja em meio não saturado, o que introduz a necessidade de se levar em consideração as questões hidrogeológicas. A hidrogeologia é a ciência que estuda o movimento da água nos maciços. Também fazem parte dos objetos de estudo da hidrogeologia questões relacionadas a aspectos da engenharia civil, tais como: o efeito redutor da capacidade de carga da estrutura de pavimentos implantada em cortes; a influência na estabilidade de aterros situados em junções com cortes; a estabilidade geral das encostas; as infiltrações em obras subterrâneas e os cálculos de perdas em reservatórios. A abordagem clássica desses problemas hidrogeológicos parte do estudo do maciço rochoso como unidade litológica cujas características estruturais podem ser estudadas qualitativa e quantitativamente mediante o uso das técnicas da geologia estrutural. Não obstante, raras vezes, é considerado o efeito das interações entre o maciço rochoso não ou pouco intemperizado e as coberturas de solo que a ele se sobrepõe seja ela residual ou transportada. Nas obras viárias, dado o fato de que geralmente os estudos e prospecções são realizados em períodos não chuvosos, quan-

do o fluxo hidrogeológico tem característica intermitente, os problemas surgem no momento da execução ou mesmo após a execução da obra.

Nessa abordagem clássica do estudo do fluxo da água subsuperficial, podem ser consideradas duas hipóteses fundamentalmente diferentes, mas que podem levar a resultados comparáveis. A primeira é o estudo do fluxo no meio poroso; a segunda é o estudo no meio fraturado. A abordagem do problema mediante a hipótese de meio poroso é mais adequada em maciços sedimentares e em depósitos recentes não litificados. Por outro lado, em ambientes de maciços cristalinos nos quais o fluxo ocorre através das fraturas e descontinuidades do meio (porosidade secundária), o problema deve ser estudado como meio fraturado. No meio poroso, o fluido é distribuído homogeneamente no maciço; já no meio fraturado, o fluxo é altamente heterogêneo e concentrado nos espaços gerados pelas descontinuidades.

A Figura 2 apresenta a relação entre o ciclo hidrológico e o perfil de intemperismo dos maciços rochosos. A porção do ciclo hidrológico entre a superfície da Terra e a água subterrânea envolve diferentes processos nos quais a movimentação da água pode ter qualquer direção em função dos condicionantes, geológicos, geomorfológicos de superfície e subsuperfície e de cobertura da superfície do terreno. A infiltração, embora possa ser condicionada pela estrutura do solo, devido à gravidade, ocorre, preferencialmente, de maneira vertical descendente enquanto que os fluxos não saturados podem ser verticais ou oblíquos. Já o fluxo subterrâneo saturado pode ser descendente, ascendente ou oblíquo. A diversidade de modos de movimentação da água nos maciços, compreendendo o fluxo em meio saturado e não saturado, faz com que o fluxo seja passível de ocorrer ao longo de trajetórias que atravessam todos os horizontes do perfil de intemperismo desde o pouco intemperizado, grau I, até o completamente intemperizado, grau V, em uma escala de I a V de intemperização.

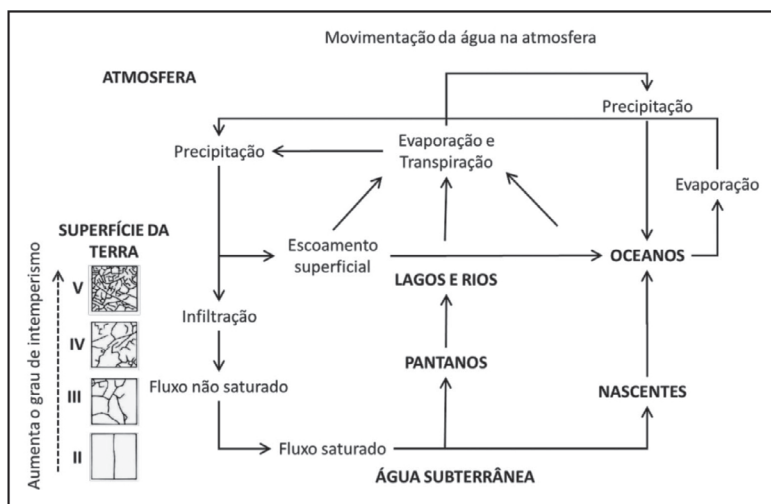


Figura 2 – Relação entre o ciclo hidrológico e o perfil de intemperismo dos maciços rochosos

Em áreas de relevo ondulado ou contendo platôs, o perfil de intemperismo exibe um padrão típico, caracterizado por apresentar maior espessura nas áreas de planalto e uma diminuição gradual à medida que se aproxima do fundo dos vales onde o perfil de intemperismo é mínimo e, algumas vezes, inexistente. Devido as migrações dos oxi-hidróxidos de ferro solubilizados em direção às áreas com declive acentuado, geralmente ocorre a formação de lateritas, material muito usado na construção viária, próxima à borda dos platôs. A Figura 3 ilustra a referida situação para um maciço de rocha cristalina. Essa variação na espessura do perfil de intemperismo é devido a fatores hidrogeológicos, geomorfológicos e as interações solo-atmosfera indutoras de fluxo capilar ascendente nos períodos em que não ocorre chuva e descendente em períodos chuvosos, quando o maciço encontra-se inicialmente submetido a elevadas sucções. A topografia e a morfologia do terreno controlam a relação infiltração/escoamento e, em consequência, a entrada de água nos maciços. Nas áreas de planalto, conseqüentemente, haverá maior infiltração e maior fluxo saturado na direção dos maciços rochosos atravessando o perfil de intemperismo superficial e contribuindo para a continuidade da evolução intempérica. Próximo ao bordo do planalto, a presença da condição atmosférica em cotas inferiores, provoca o fluxo oblíquo, sendo que, em regiões tropicais, ocorre a precipitação do ferro solubilizado na área de planalto. Em contraste com o que ocorre nos platôs, nas áreas das encostas, o processo, muitas vezes, inverte-se, ocorrendo saída de fluxo dos contatos dos maciços profundos de menor permeabilidade na direção dos talvegues, reservatórios e cursos d'água, atravessando, assim, o perfil de intemperismo em sentido inverso. Esse fluxo em direção à encosta é, como será visto mais adiante, condicionado pela geomorfologia do maciço, intervindo outros fatores como insolação e efeito de vento, que atuam alterando a energia de superfície.

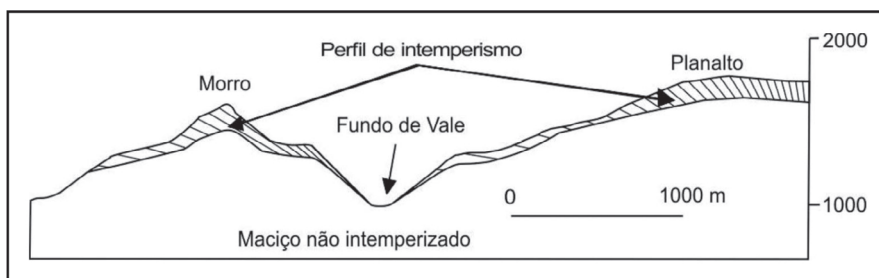


Figura 3 – Relação entre a topografia do terreno e o perfil de intemperismo (adaptado de Beavis, 1985)

O regime de fluxo anteriormente descrito desde a superfície até os maciços rochosos pode ser visualizado de forma esquemática na Figura 4, na qual, adicionalmente, podem ser observados os tempos de residência da água subterrânea nessa parte do ciclo. O conceito de tempo de residência permite entender não só a escala temporal do regime hidrogeológico, mas também estabelecer medidas de gerenciamento do recurso hídrico que permitam garantir sua preservação e pode auxiliar na orientação quanto à execução dos cortes nas obras viárias. A quantificação desses fluxos deve levar em consideração a

influência das estruturas geológicas dos maciços rochosos não intemperizados em profundidade e também a influência do perfil de intemperismo presente.

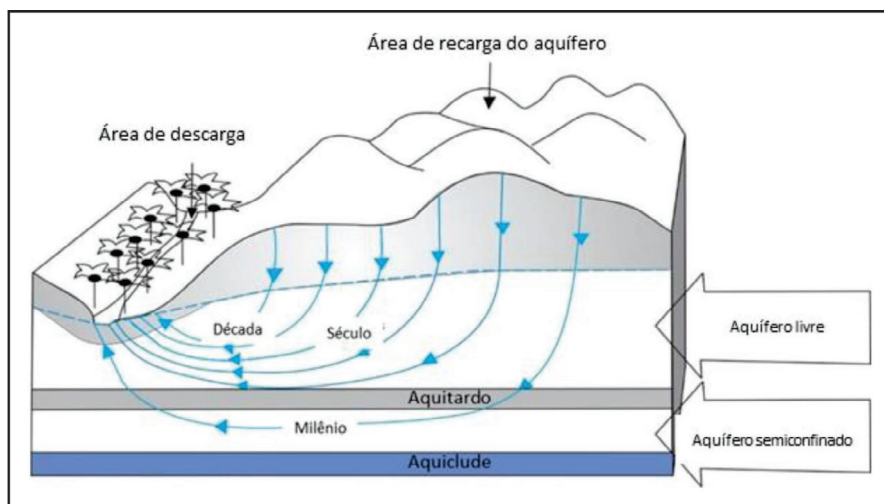


Figura 4 – Esquema do regime de fluxo da água subterrânea e tempos de residência da água nos aquíferos (adaptado de Foster *et al.* 2003)

3.1 Caracterização das discontinuidades

O maciço rochoso está composto por três elementos: o conjunto de discontinuidades, a matriz rochosa e o preenchimento das fraturas (quando presente). Uma das maiores dificuldades na modelagem dos meios fraturados é a representação do sistema de fraturas por um modelo geométrico, pois a movimentação da água subterrânea em rochas cristalinas é controlada, principalmente, pelas fraturas. Dessa forma, a modelagem do regime hidrogeológico passa, necessariamente, por uma caracterização física das discontinuidades do maciço rochoso.

Para um determinado grupo de condições de fronteira, o comportamento hidráulico do maciço rochoso, com uma matriz rochosa que, na prática, considera-se impermeável, fica determinado pela geometria do sistema de fraturas. As discontinuidades no meio geológico apresentam superfícies de forma complexa, o que obriga a sua representação de forma simplificada. Por outro lado, a forma de considerar a presença dessas redes de discontinuidades na modelagem numérica do fluxo obedece a duas abordagens fundamentalmente diferentes: a primeira consiste em fazer a modelagem do maciço mediante a consideração de um meio homogêneo equivalente; em contraste, a segunda abordagem consiste na modelagem discreta das fraturas, respeitando o caráter discreto do maciço.

As fraturas dos maciços possuem características que podem ser medidas com o intuito de entender a sua influência no comportamento mecânico e hidráulico do maciço. Dentre as características que podem ser quantificadas, as mais relevantes para a modela-

gem hidrogeológica são o número, a localização, a direção, a orientação, o espaçamento (em duas e três dimensões), a abertura, o preenchimento e a persistência ou continuidade.

3.1.1 Número de descontinuidades

Uma família ou conjunto de descontinuidades é composto por todas as fraturas no maciço rochoso que apresentam a mesma orientação. Um grupo de famílias interligadas forma uma rede de fraturas por meio da qual ocorre o fluxo da água. Algumas descontinuidades, como as juntas, por exemplo, apresentam-se em grande número de forma que o tratamento estatístico é a melhor forma de abordar seu estudo e sua análise. Outras descontinuidades, como as falhas, apresentam-se isoladas e, dessa forma, a sua análise deve ser feita de maneira individual. Em hidrogeologia, essas descontinuidades únicas são usadas para definir os limites de blocos estruturais que são analisados como sistemas hidrogeológicos individuais. Cada bloco estrutural possui um número de famílias de descontinuidades que governa, em grande parte, o comportamento hidrogeológico do maciço.

3.1.2 Localização e orientação

O trabalho de cartografia estrutural visa o levantamento da maior quantidade possível de descontinuidades presentes no maciço. Quando se trata de descontinuidades isoladas, como falhas geológicas, planos de acamamento e contatos entre unidades litológicas, sempre é possível localizar com exatidão a referida descontinuidade em um mapa na escala apropriada. Em contraste, para descontinuidades que se apresentam em famílias, juntas, por exemplo, é, na prática, impossível realizar a localização de cada fratura de maneira individual. Nesse caso, a prática consiste em definir pequenas áreas de mapeamento de afloramentos rochosos, as quais são associadas ao conjunto de dados de orientação medidos. A orientação dessas descontinuidades desempenha um papel fundamental no regime de fluxo de água no maciço, razão pela qual o tratamento estatístico deve ser rigoroso e baseado em amostras de tamanho considerável. Os planos das descontinuidades são caracterizados espacialmente mediante a medição da direção ou rumo e do mergulho, representados esquematicamente na Figura 5.

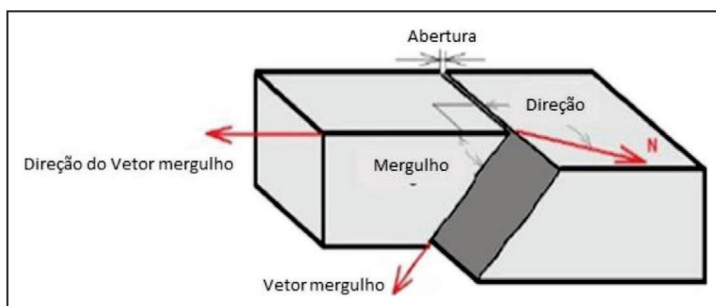


Figura 5 – Esquema da geometria de um plano de uma descontinuidade
(Adaptado de Jing & Stephansson, 2007b)

3.1.3 Espaçamento e densidade

O espaçamento das discontinuidades é obtido mediante a contagem simples das fraturas ao longo de seções de análise no nível de afloramento rochoso. As seções de contagem devem ser idealmente escolhidas de forma que atravessem perpendicularmente as famílias de juntas presentes no afloramento. Dessa forma, a amostra adquire peso estatístico no sentido que se garante a inclusão de fraturas com todas as orientações presentes no maciço rochoso. Na Figura 6, é apresentado um esquema que mostra a orientação ideal de seções de contagem em um afloramento rochoso. A quantificação dessa propriedade resulta do cálculo do número médio de discontinuidades por metro de seção ou complementarmente do cálculo da distância média, em metros, de separação entre fraturas. Esta última forma de medição representa o Índice de Espaçamento de Fraturas (I_f).

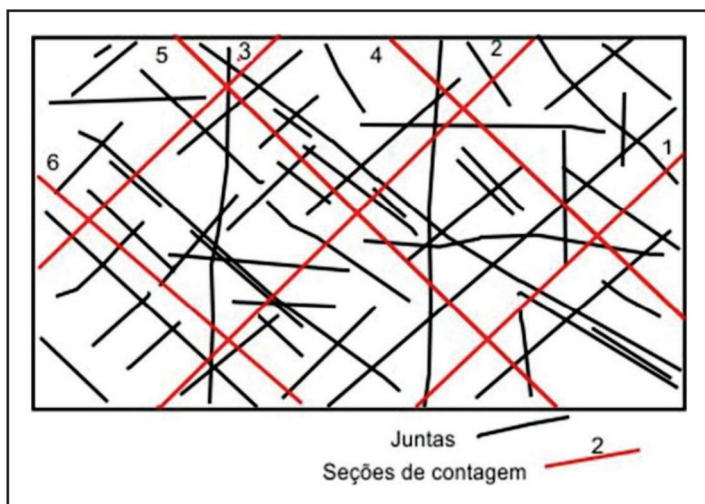


Figura 6 – Seções de contagem de fraturas para determinação do Índice de Fraturamento (Adaptado de Beavis, 1985)

3.1.4 Persistência

Algumas discontinuidades, pela sua natureza geológica, podem ser traçadas ao longo de grandes distâncias dentro dos maciços rochosos. Exemplos são as falhas geológicas, os planos de acamamento e os contatos entre unidades litológicas. Outras discontinuidades, como as juntas, apresentam extensão espacial limitada, que pode ser medida e estudada estatisticamente. Na prática dos levantamentos de campo, a persistência das fraturas pode ser medida diretamente no afloramento rochoso, porém, é impossível a sua determinação precisa para as fraturas que se propagam além dos limites visíveis do afloramento. Não obstante, as técnicas estatísticas disponíveis permitem uma boa caracterização dessa propriedade para fins de aplicações práticas e também para fins de pesquisa.

O fato das juntas terem comprimento finito faz com que cada fratura individual só possa fazer parte do sistema hidrogeológico e da permeabilidade global do maciço se interconectada com outras fraturas. Em conclusão, o fluxo, através de uma fratura, depende do fluxo de todas as demais fraturas da rede e a permeabilidade da rede não é necessariamente a soma simples das permeabilidades individuais das fraturas (Long *et al.*, 1982).

3.1.5 Abertura

Abaixo da zona intemperizada, as descontinuidades do maciço são tipicamente fechadas devido, principalmente, ao estado de tensão *in situ*. Quando o estado de tensão é modificado por causa de ações humanas como obras subterrâneas ou escavações ou por causas naturais, como o próprio intemperismo, ocorrem mudanças na abertura das descontinuidades, provocando o seu aumento e, conseqüentemente, a ocorrência de transporte de material de preenchimento carregado pelo fluxo de água subterrânea, assim como a ampliação do próprio fluxo hidrogeológico. A abertura das fraturas está diretamente relacionada com a permeabilidade secundária do maciço e deve ser medida no nível de afloramento e classificada segundo limites apropriados para cada aplicação prática. A Tabela 1 apresenta a classificação mais comumente usada em aplicações de engenharia geológica.

Tabela 1 – Classificação das descontinuidades segundo o critério de abertura (modificado de Beavis, 1985)

Descrição	Abertura (mm)
Aberta	>200
Moderadamente aberta	60-200
Moderadamente estreita	20-60
Estreita	6-20
Muito estreita	2-6
Extremadamente estreita	>0-2
Fechada	0

3.2 Modelagem hidrogeológica de meios fraturados

A modelagem do fluxo da água em rochas fraturadas é um dos problemas mais complexos da hidrogeologia. De forma geral, os fatores que influenciam o comportamento do fluxo são estratigrafia, padrão da rede de fraturas, comportamento do fluxo no nível de fratura individual, propriedades da matriz rochosa, as tensões *in situ* e as condições hidráulicas de fronteira (Kulatilake e Panda, 2000).

Para tratar a grande variedade de problemas que se apresentam nos meios fraturados, têm sido usadas duas abordagens principais: redes de fraturas discretas (DFN - *Discrete Fracture Network*) e meio poroso equivalente (EPM - *Equivalent Porous Medium*) (Molinero, 2001; Wang e Kulatilake, 2008).

A abordagem DFM assume que a permeabilidade da matriz rochosa é desprezível em comparação com as fraturas do meio. Dessa forma, faz-se uma descrição discreta da rede de fraturas em um modelo geométrico por meio do qual é realizada a simulação do fluxo. Dois são os fatores-chave para essa abordagem: a representação geométrica do meio fraturado e a transmissividade de cada fratura que, por sua vez, depende de sua abertura hidráulica (Jing e Stephanson, 2007a). Devido à impossibilidade de se representar cada uma das fraturas do maciço, é usada uma abordagem estocástica, na qual as propriedades geométricas de cada família de descontinuidades são representadas por funções estatísticas teóricas ajustadas a partir da informação de campo. Assim, cada fratura individual passa a ser gerada por uma amostragem tipo Montecarlo combinando apropriadamente as funções estatísticas anteriormente indicadas (Voekler e Allen, 2012). A combinação de todos os parâmetros gerados nessa simulação estocástica passa a criar um campo de fraturas discretas, que se considera uma representação do sistema fraturado real. Gerando um número grande de modelos geométricos, pode-se determinar, então, o conjunto médio das propriedades hidráulicas do meio fraturado estudado (Min *et al.*, 2004).

A abordagem EPM é relativamente mais simples posto que se baseia na hipótese de que a heterogeneidade inerente ao sistema pode ser descrita completamente pelo uso de parâmetros representativos. O domínio é modelado como um meio poroso contínuo equivalente, no qual o comportamento do fluxo da água é determinado por um tensor de condutividade hidráulica (Bear *et al.*, 1993). Para poder representar o meio fraturado como um meio equivalente contínuo, é necessário determinar a existência de um volume elementar de referência, que é definido como o volume mínimo de amostra, acima do qual as propriedades características do meio permanecem essencialmente constantes (Bear, 1972). A hipótese anterior é garantida quando o sistema fraturado é homogêneo em termos da distribuição estatística dos seus parâmetros geométricos (densidade de fraturas, tamanho, orientação, conectividade, etc.), mas, na realidade, os sistemas fraturados são heterogêneos e, dessa forma, as propriedades geométricas das descontinuidades apresentam forte dependência da escala, razão pela qual nem sempre há garantia da existência do REV (*Reference Elementary Volume*) (Neuman e Depner, 1988; Panda e Kulatilake, 1996; Neuman, 2005).

Tal como foi indicado anteriormente, o problema da análise de fluxo em meios fraturados envolve, necessariamente, o entendimento da escala espacial. O usuário deve entender a escala dos processos físicos envolvidos, o problema em estudo e a escala das medições de campo e de laboratório. Adicionalmente, deve levar-se sempre em consideração a não unicidade da solução no sentido de que não existe uma maneira única de modelar o problema e, além disso, há uma grande dificuldade para encontrar correlações entre a geometria e as propriedades hidráulicas das formações fraturadas, principalmente, pelas incertezas associadas às próprias medições (Berkowits, 2002).

3.3 Efeito do intemperismo nos parâmetros hidráulicos dos maciços rochosos

As transformações dos maciços rochosos decorrentes dos processos de intemperismo induzem mudanças importantes na maioria dos parâmetros hidráulicos considerados na análise do comportamento hidráulico desses meios fraturados. Os estudos de hidrogeologia, poucas vezes, levam em consideração esses aspectos, desprezando o efeito das

camadas de intemperismo superficiais no fluxo de água subterrânea. De igual maneira, desconsideram o comportamento acoplado entre o maciço profundo não intemperizado e a porção alterada superficial. Poucos são os estudos disponíveis sobre a quantificação do efeito do intemperismo nos parâmetros mecânicos e hidráulicos dos maciços rochosos. Serão revistos, aqui, os efeitos em alguns desses parâmetros considerados relevantes para o entendimento e modelagem numérica desses fluxos subterrâneos.

3.3.1 Efeito do intemperismo no índice de fraturamento e vice-versa

De maneira qualitativa, tem sido observado que o espaçamento médio entre fraturas diminui à medida que aumenta o grau de intemperismo. Essa particularidade também pode ser observada em sentido inverso, ou seja, o menor espaçamento entre fraturas favorece e amplia o grau de intemperização do maciço. Beavis (1985) publicou resultados de medições de fraturamento de maciços rochosos sedimentares na Austrália em relação ao seu grau de intemperismo, mostrando que esses dois elementos estão diretamente associados (Figura 7). Dessa forma, a quantificação do fraturamento e a sua apreciação segundo o grau de intemperismo observado no afloramento podem levar a uma correta valoração do seu efeito no comportamento hidráulico e a sua interação com maciços não intemperizados em profundidade.

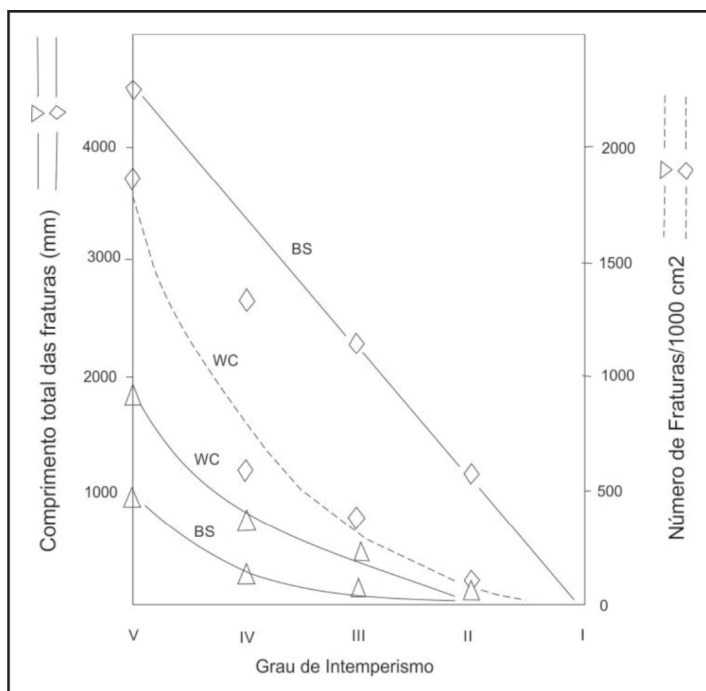


Figura 7 – Relação entre o fraturamento e o intemperismo de dois maciços rochosos: arenito (BS) e Argilito (WC) na Austrália (modificado de Beavis, 1985)

Portanto, o estado de fraturamento do maciço ao intervir na hidrogeologia impacta na alteração do maciço e na própria quantidade de água nele presente, assumindo grande relevância no estudo dos solos não saturados, em especial, na dinâmica temporal e sazonal desse estado.

3.3.2 Efeito do intemperismo no conteúdo de água e na porosidade

À medida que o intemperismo avança, observa-se uma tendência geral ao aumento da porosidade e do teor de umidade dos maciços rochosos. A Tabela 2 apresenta valores reportados para maciços rochosos na Austrália. Da mesma maneira, a Figura 8 apresenta a variação do teor de umidade em função do grau de intemperismo, observando-se uma relação clara e direta entre essas duas variáveis. Em termos das propriedades e comportamento dos solos não saturados, faz-se necessário, no entanto, lembrar que a sucção, e, por consequência, o comportamento hidromecânico do solo, varia em função de três variáveis: a umidade, a porosidade e a distribuição de poros. Por isso, embora, com o intemperismo, o maciço passe a ter aumentada a sua porosidade e, portanto, a sua capacidade de armazenamento de água, o impacto sobre a sucção e sobre o comportamento do manto alterado dependerá do grau de saturação atingido e de como essa água se encontra distribuída nos poros formados.

No maciço rochoso recém-intemperizado formando o solo saprolítico, solo residual jovem, geralmente são geradas, com a ação intempélica, distribuições de poros uniformes a bem graduadas a depender dos minerais primários e dos seus teores e distribuição na rocha. Já nos maciços rochosos profundamente intemperizados, originando os solos residuais maduros, em regiões tropicais, a distribuição de poros, devido às transformações pedogenéticas, assume, geralmente, uma distribuição bimodal dos poros, concentrando-os em dois domínios: o dos macroporos e o dos microporos. Nessa situação, a água presente no solo, mesmo em condições de grau de saturação não muito elevado, 50%, 60%, 70%, não geram sucções elevadas quando ainda ocupando parte dos macroporos. No caso dos solos saprolíticos contendo argilominerais expansivos, faz-se necessário considerar o fato de que a água ocupando a distância interplanar basal, devido à hidratação dos argilominerais expansivos, não integram nem a umidade nem a porosidade interveniente nas propriedades e comportamento hidromecânico desses solos (Camapum de Carvalho & Gitirana Jr., 2021).

Tabela 2 – Efeito do intemperismo na porosidade de alguns maciços rochosos (modificado de Beavis, 1985)

Litologia	Porosidade (%)				
	I	II	III	IV	V
Arenito	14,2	20,7	21,5	22,1	
Arenito	9,0	10,6	12,5	14,3	
Granito	0,3	2,8	3,8	9,6	20,2
Ardósia	5,4	11,0	17,7	15,4	18,8
Filito	7,1	8,1	11,8	10,0	

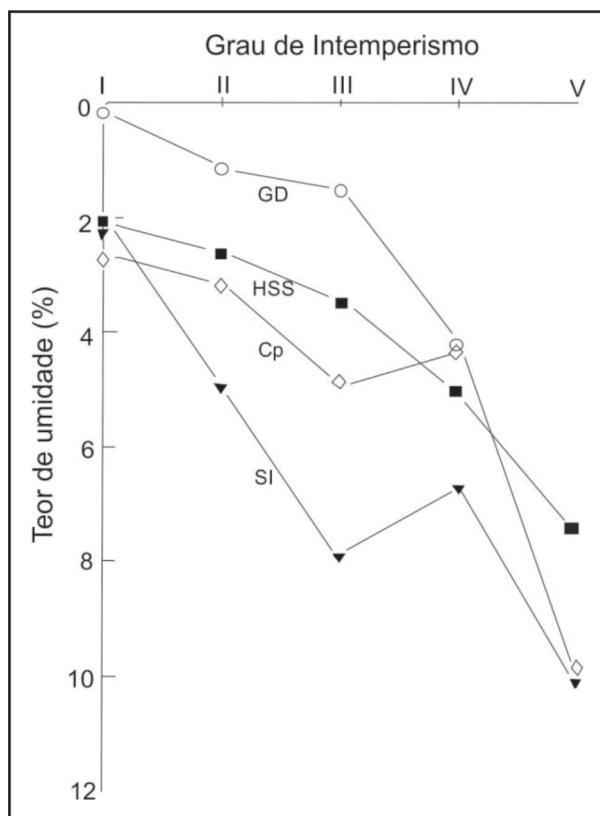


Figura 8 – Variação do teor de umidade com o grau de intemperismo para diferentes maciços: Granito (GD), Filito (CP), Ardósia (SI) e Arenito (HSS (adaptado de Beavis, 1985)

A hidrogeologia assume, no contexto da intemperização e do estado hídrico do solo pós-intemperismo ou em processo de intemperização, papel fundamental, pois, se, por um lado, ela estabelece a capacidade de drenagem da água infiltrada pelo manto rochoso, carreando compostos químicos solubilizados, por outro, ela pode constituir-se em fonte de alimentação do maciço que se sobrepõe ao manto rochoso. Tanto a drenagem como a alimentação do maciço a partir da atuação hidrogeológica intervirá no estado de saturação do solo e, portanto, na sucção e no comportamento não saturado. A atuação hidrogeológica sobre a sucção atuante nos solos e no próprio processo de intemperização do maciço se associam a outros fatores, como ocupação, uso e cobertura do solo e geomorfologia de superfície e subsuperfície.

Como observado anteriormente, as características estruturais dos maciços são modificadas pelo intemperismo. O efeito de abertura de fraturas, o aumento da persistência e o aumento da porosidade podem gerar aumentos significativos na permeabilidade do meio fraturado intemperizado. Em contraste, os produtos do intemperismo podem pre-

encher as próprias fraturas, atenuando o efeito de aumento inicialmente produzido. Excepcionalmente, parece não haver informação publicada sobre avaliações quantitativas do fluxo em maciços intemperizados. Os conceitos aqui apresentados podem servir de base para um estudo quantitativo acoplado entre as frações intemperizadas e são de maciços rochosos. A modelagem numérica dessas interações, junto com o avançado conhecimento das relações chuva-infiltração, pode melhorar o entendimento do ciclo da água e, conseqüentemente, de fenômenos de instabilidade de encostas, redução da capacidade de carga dos solos de fundação, perda de água em grandes reservatórios, fluxo em obras subterrâneas e, finalmente, o correto gerenciamento do recurso de água subterrânea por meio de estimativas precisas dos tempos de residência, áreas de recarga e de drenagem e outros efeitos em escalas regionais. Faz-se necessário considerar ainda a dinâmica temporal do estado dos maciços em consequência dos compostos químicos conduzidos pelas águas infiltradas, em especial em áreas agrícolas e em áreas urbanas desprovidas de rede de esgoto.

Apesar de ainda limitados os avanços no estado da arte em relação ao entendimento mais aprofundado da interação da hidrogeologia do maciço rochoso com manto de intemperismo, observa-se que a hidrogeologia impacta diretamente no estado hídrico dos solos de cobertura dos maciços rochosos, intervindo, assim, em propriedades e comportamento dos solos não saturados.

4. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

De acordo com Coelho Netto (2007), a água é um elemento físico muito importante para a paisagem terrestre, em especial, pela sua função modeladora do relevo. Por sua vez, Silva (2011) destaca o relevo devido sua atuação direta sobre o regime hídrico do solo, aumentando ou diminuindo o volume de água presente no maciço. De acordo com Silva (2011), a influência do relevo no regime hídrico do solo ocorre na escala local, especificamente na vertente, onde os seguintes elementos do relevo merecem destaque: altitude, declividade, comprimento e forma da vertente e também a exposição solar.

Destaca-se que também assume papel importante a sucção atuante no solo. Uma vez recoberto por lâmina d'água, a sucção atuante no solo pode implicar a transição da fase ar para o estado ocluso, podendo gerar duas consequências: limitar a infiltração; desencadear processos erosivos quando a pressão na fase ar superar a coesão e/ou a força gravitacional oriunda do próprio solo.

4.1 Altitude

A variação das zonas altitudinais influencia sobremaneira as características dos solos e, por conseguinte, na retenção de água por eles (Silva, 2011). Segundo Ayode (1991), a temperatura pode, a cada 100 m de altitude, diminuir em até 0,6°C. Assim, em áreas declivosas, as alterações nas condições de equilíbrio de energia solo-atmosfera impostas pelas modificações da temperatura com a altitude propiciam variações na umidade no solo, intervindo diretamente na sucção e no comportamento não saturado do maciço, lembrando que a própria temperatura afeta a sucção atuante no solo (Lima, 2018).

4.2 Declividade

Silva (2011) aponta que a declividade tem um papel fundamental na infiltração e no escoamento superficial, sendo que, quanto maior a declividade, maior a tendência ao aumento no fluxo superficial e, ao contrário, quanto menor a declividade, maiores as taxas de infiltração. Esse autor destaca, ainda, que o comprimento das vertentes é muito importante no condicionamento do volume de água que permanece no solo. A pequena área de captação das vertentes curtas influencia na quantidade de água infiltrada; por outro lado, vertentes longas têm maior área de captação, podendo permitir maior entrada de água no solo. Todavia, associando-se vertentes longas com declividades elevadas, pode-se aumentar a energia cinética da água sobre a superfície, resultando em escoamentos superficiais maiores do que a taxa de infiltração e possibilitando a ocorrência de fenômenos como a erosão superficial. Nesse sentido, Ross (1994) aponta que o aumento da declividade amplia a fragilidade do relevo em relação à ocorrência de erosões, sendo que declividades de 20 a > 30% elevam essa fragilidade para forte a muito forte.

Observa-se, portanto, a grande influência da declividade do relevo no estado hídrico do solo de cobertura. No entanto, este deve ser analisado conjuntamente com as características estruturais e hidrogeológicas do maciço rochoso.

Jesus (2013), em pesquisa no município de Anápolis - GO, percebeu que a maior parte das erosões do tipo voçoroca ocorria em declividades superiores a 15%. Considerando-se o efeito da energia externa proveniente da força de percolação da água, à medida que a declividade se acentua, para uma mesma morfologia de relevo, amplia-se a energia tratativa da água sobre o solo no fluxo superficial e, por consequência, o seu potencial erosivo. Fácio (1991), realizando ensaios de erodibilidade em solos do Distrito Federal no equipamento de *inderbitzen*, verificou que, ao aumentar a inclinação da rampa, ocorria um aumento na perda de solo, confirmando que a erodibilidade do solo pode se acentuar em maiores declividades. Internamente, a diferença de potencial gravitacional aumenta com a ampliação da declividade, induzindo alterações mais aceleradas no maciço e favorecendo a sua mais rápida instabilização (Jesus, 2013). Ainda no âmbito dos solos não saturados, a água presente internamente no maciço, tende, devido ao efeito gravitacional, a acumular-se na base da encosta, reduzindo a sucção e piorando o comportamento mecânico, o que auxilia os processos de instabilização.

4.3 Curvatura

Para Jesus (2013), a morfologia pode comandar os fluxos superficiais e subsuperficiais tanto no maciço saturado como no não saturado, sendo necessário separar os mecanismos atuantes de superfície daqueles de subsuperfície. Nos mecanismos de superfície, a forma côncava em planta atua concentrando o fluxo e ampliando o potencial erosivo da água precipitada. Essa ampliação da concentração do fluxo superficial geralmente se dá por dois motivos: pela declividade lateral favorável à concentração e pela tendência ao estreitamento da área de fluxo. No relevo convexo em planta, as tendências são contrárias a estas. Ainda quanto ao fluxo superficial, considerando-se a forma do relevo em per-

fil, é possível depreender que, na forma convexa, existe uma tendência a reduzir a força trativa da água devido ao menor componente de tensão normal. Na forma côncava, essa tensão normal tende a ser mais elevada assumindo, embora com maior perda de energia, um potencial erosivo mais elevado. Na forma convexa, a tensão normal tende a assumir valor intermediário, porém, ocorre menor perda de energia que na forma côncava. Essa percepção, em termos de potencial erosivo da água, pode ser relacionada à maior e menor capacidade de infiltração da água no maciço, pois, por exemplo, o aumento da tensão normal que provoca o aumento da força trativa também tende a ampliar o potencial de infiltração da água no maciço, intervindo diretamente na sucção e no comportamento mecânico do solo.

Considerando-se o fluxo de subsuperfície, na forma côncava, tem-se, no manto não saturado, maior preservação ou mesmo ampliação da umidade junto ao talude do que na forma convexa. Isso porque, na superfície côncava, a área externa de evaporação é inferior à interna ao maciço que atua, alimentando-o em umidade. Essa diferença em relação à área externa de evaporação se amplia à medida que se penetra no maciço, e isso contribui para a preservação da umidade. Na forma convexa, ocorre o inverso, favorecendo, assim, por meio da evaporação, a maior desidratação do maciço. Quanto mais desidratado o solo, maior a sucção/capilaridade nele atuante e, por consequência, maior o risco de, no processo de infiltração das águas pluviais, atingirem-se pressões na fase ar que ultrapassem a coesão do solo, favorecendo o processo erosivo superficial. Essa situação é, portanto, em termos de processos erosivos, crítica na forma convexa seja em planta, seja em perfil. Tal criticidade se amplia com o fato de, na forma convexa, ocorrer uma maior dissipação das tensões efetivas atuantes junto à face do talude devido à inversão no efeito de arco de tensões. No entanto, voltando-se o olhar para a estabilidade do talude ou encosta, verifica-se, no que diz respeito ao fluxo e umidade do solo, que nas formas côncavas ocorre, na zona saturada, o aumento da tensão normal do fluido percolante junto à face do talude e, na zona não saturada, além de favorecida a preservação da umidade contra efeitos evaporativos, também pode ser ampliado o potencial de infiltração de águas pluviais, intervindo, assim, de modo diferenciado em relação à forma convexa no que diz respeito às variações de sucção e de comportamento mecânico do maciço conforme mostraram Camapum de Carvalho *et al.* (2007).

No manto saturado, por motivos similares, mas agora realçando-se a importância da concavidade e da convexidade em planta, em função da maior importância do efeito gravitacional sobre o fluxo, tem-se, devido ao menor rebaixamento no nível d'água freático, a presença de pressões neutras mais elevadas junto aos taludes côncavos do que nos convexos. Com isso, nas formas côncavas, têm-se maiores pressões neutras na zona saturada junto aos taludes e maior concentração de umidade e perda de sucção no interior do maciço e, por consequência, maior risco de ruptura e desencadeamento de processos erosivos. Também, nessa forma em planta, têm-se maiores gradientes junto ao sopé do talude, o que favorece a processos de erosão interna e solapamento da base dos taludes. Na Figura 9 (a) e na Figura 9 (b), são apresentados os croquis, que permitem uma melhor visualização do exposto.

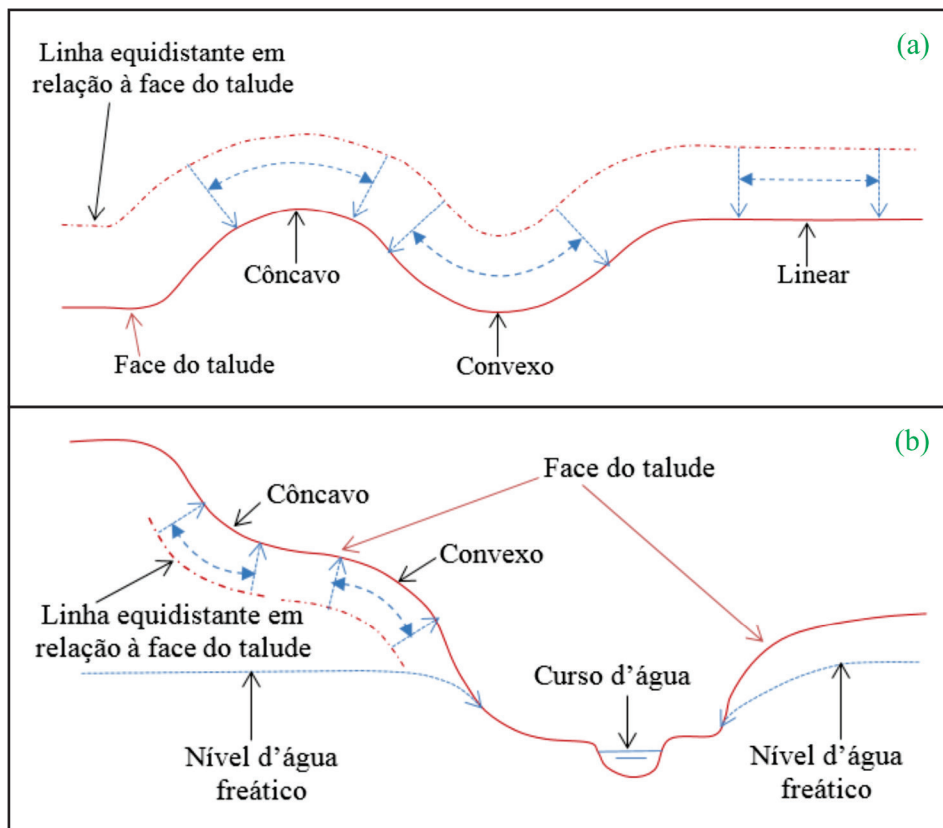


Figura 9 – Fluxo no maciço: (a) ampliação, redução e manutenção da área de fluxo ao adentrar no maciço, respectivamente, em formas côncava, convexa e linear em planta; (b) ampliação e redução da área de fluxo ao adentrar no maciço respectivamente em formas côncava e convexa e maior rebaixamento da linha freática na forma convexa em planta que na forma côncava em planta (Jesus, 2013)

Toda essa reflexão a respeito da influência da forma do relevo sobre o modo como ocorre o fluxo nos meios saturado e não saturado e sua interferência na distribuição da umidade e nível d'água freático no maciço, impactando no comportamento hidromecânico do solo e em fenômenos como o desencadeamento e a evolução dos processos erosivos, requer, no entanto, ser complementada pela análise da influência que exerce a forma do relevo na atuação das tensões geostáticas no maciço.

Usando-se as mesmas conformações geométricas apresentadas na Figura 9 (a) e na Figura 9 (b), é mostrado, na Figura 10 (a), em planta, e na Figura 10 (b), em perfil, o que ocorre em termos das tensões geostáticas ao alterar-se a forma do relevo.

Na forma côncava, em planta, tem-se uma concentração das tensões à medida que se aproxima do talude, o que amplia a resistência do solo. Já na forma convexa ocorre um

relaxamento dessas tensões, contribuindo para a perda de resistência do solo. No seguimento linear, ela se mantém inalterada ao longo do maciço. Se considerado o perfil, os efeitos serão similares. Com isso, tem-se que a influência da propagação das tensões no comportamento hidromecânico do maciço, assim como em fenômenos como o processo erosivo, tanto no seu desencadeamento como na sua evolução, é oposta ao que se verificava quanto ao fluxo. Por consequência, o desequilíbrio, gerando rupturas e processos erosivos, ocorrerá no ponto crítico oriundo do balanço entre as duas componentes de influência que se contrapõem, o fluxo e o estado de tensão. Fatores como a natureza e estrutura do solo e o próprio nível de curvatura nas formas côncavas e convexas interferirão na definição do ponto crítico. Destaca-se que, não raramente, o ponto crítico situa-se em posição intermediária, ou seja, fugindo um pouco do ponto de raio mínimo das formas geométricas. A esses efeitos da geomorfologia de superfície se soma a geomorfologia de subsuperfície, que pode interferir nas condições de fluxo.

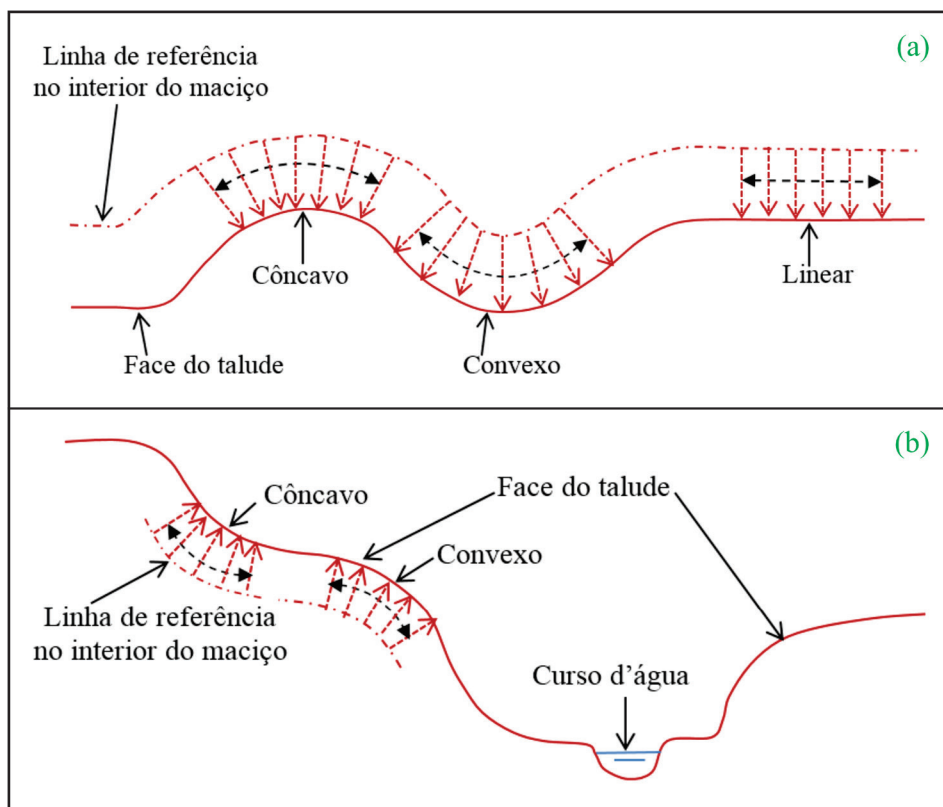


Figura 10 – Concentração de tensões geostáticas no maciço: (a) concentração, alívio e manutenção das tensões respectivamente nas formas côncava, convexa e linear em planta; (b) concentração e alívio das tensões respectivamente nas formas côncava, convexa em perfil (Jesus, 2013)

Segundo Jesus (2013), em Anápolis, essa dinâmica dos fluxos e tensões pode ser utilizada na explicação da evolução dos processos erosivos com ênfase em morfologias côncavas, tal como o observado nas cabeceiras de drenagem. As cabeceiras de drenagem são muito afetadas nessa área por processo de voçorocamento. Também existem voçorocas situadas em vertente com o terço superior ligeiramente concavizado e a porção a jusante suavemente convexa. Nesse caso, embora com maior dispersão do fluxo d'água, o maciço mais desidratado induziria, durante o processo de infiltração das águas pluviais, a pressões na fase ar, que ultrapassam a coesão do solo, favorecendo a erosão.

Portanto, com base no exposto, tem-se que a morfologia do relevo assume grande importância no estudo e na definição de propriedades e comportamento dos solos não saturados.

4.4 Orientação

Luiz (2012) destaca a importância de se considerar a exposição e a orientação das vertentes e as características climáticas que comandam a oferta e a demanda de umidade na interface solo/atmosfera, principalmente, quando se consideram os fluxos a partir do ganho e da perda de temperatura e umidade no solo. Essa autora verificou, para a cidade de Goiânia, que as temperaturas mais elevadas na superfície ocorrem, principalmente, nas vertentes orientadas para norte, nordeste, noroeste e leste e, com menor expressão, em ordem decrescente, nas vertentes voltadas para sudeste, oeste, sul e sudoeste. Todavia, é importante destacar a influência da cobertura do solo na constatação de Luiz (2012).

Vale destacar a orientação das vertentes como atributo do relevo que pode favorecer a ocorrência de alterações nas propriedades físico-químicas do maciço, conforme observado por Lima (2003) ao estudar ravinas e voçorocas do Distrito Federal. Vertentes que recebem o sol da manhã não possuem um ganho calorífico significativo ao longo do ano; todavia, se apresentarem altas declividades, isso pode favorecer a um acúmulo de energia, elevando a temperatura da superfície durante o ano e atuando no fluxo não saturado. As vertentes que recebem a radiação solar no período da tarde possuem um acentuado ganho calorífico durante o ano gerando, portanto, maior impacto no fluxo e comportamento dos maciços em estado não saturado (Luiz, 2012).

Em geral, a degradação do maciço é mais relevante nas superfícies que recebem o sol da tarde e/ou naquelas que recebem o sol o dia todo, isso porque ocorre um gradiente térmico entre o dia e a noite. Esse gradiente promove a desidratação do solo superficial, podendo acarretar em trincas de contração que, contrariamente à influência da melhoria do comportamento mecânico do solo em consequência do aumento da sucção, podem refletir de forma negativa no interior do maciço, instabilizando-o (Jesus, 2013).

Embora se tenha discutido apenas a importância da orientação do relevo em relação à insolação e seus reflexos na umidade do solo, ela assume, também, relevância em relação às direções predominantes dos ventos, pois estes constituem-se em forma de energia que intervém na interação e, por consequência, no equilíbrio solo-atmosfera e ambos, devido aos processos de alteração pelos quais passou o solo e à maior ou menor capacidade

de retenção de água do maciço, terminam intervindo na cobertura vegetal, que, por sua vez, também impacta no equilíbrio hídrico do maciço. As discussões desenvolvidas ao longo desse item tratando do relevo em geral se aplicam diretamente aos taludes de cortes e aterros construídos nas obras viárias.

5. ASPECTOS DA COBERTURAL VEGETAL

Conforme se depreende do item anterior, a geomorfologia tanto nos aspectos morfológicos e morfométricos (declividade, altimetria), bem como a orientação do relevo em relação à maior incidência dos raios solares e dos ventos interferem diretamente no equilíbrio de umidade solo-atmosfera e, portanto, na sucção atuante. A maior e a menor disponibilização de água para a vegetação está diretamente associada à sucção, podendo levá-la à exuberância e/ou ao perecimento.

A vegetação, por sua vez, é indutora da maior ou menor retenção da umidade do solo, impactando na sucção atuante. A cobertura vegetal assume grande relevância, colocando em evidência a importância desse item não só pelo seu maior ou menor potencial de sobrevida quando presente em um talude de corte ou aterro rodoviário, em função da sucção atuante, como também pelo fato de que seu maior ou menor potencial de retenção da umidade no solo aprofundando a frente úmida pode, com a redução da sucção, afetar a estabilidade do maciço.

5.1 A influência da cobertura vegetal natural no estado não saturado dos solos

O Brasil é um país de proporções continentais e seus 8,5 milhões de km² ocupam quase metade da América do Sul, o que lhe proporciona ser incluído em várias zonas climáticas. Essa condição leva à formação de zonas biogeográficas distintas, os chamados biomas, a saber: a Floresta Amazônica, a Mata Atlântica, o Pantanal, o Cerrado, a Caa-tinga e o Pampa. Essa variedade de biomas reflete a enorme riqueza da flora e da fauna do Brasil, abrigando a maior biodiversidade do planeta. Além da importância para a biodiversidade, a cobertura vegetal também é essencial nas características e na proteção dos recursos hídricos e dos solos.

Diversos autores ressaltam a importância da presença de vegetação nas características e na proteção destes recursos. Bertoni e Lombardi Neto (1990) descrevem como a presença da vegetação em um determinado local atua como impedimento físico à ação dos processos erosivos do solo, já que agrega vários benefícios como: 1) proteção contra o impacto das gotas de chuva; 2) redistribuição da água, interceptando-a e evaporando-a antes de alcançar o solo; 3) auxílio na formação de canalículos no solo devido ao processo de decomposição das raízes aumentando a infiltração de água; 4) melhora, devido ao efeito agregador, da estrutura do solo pelo acréscimo de matéria orgânica, o que aumenta sua capacidade de retenção de água e, 5) diminuição da velocidade de escoamento da enxurrada pelo aumento do atrito na superfície. Arcova *et al.* (2003) vão além e mencionam que as coberturas das diferentes fisionomias possuem estreita relação com o ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica, interferindo no movimento de água em vários compartimentos

do sistema, inclusive nas saídas para a atmosfera e para os rios. Além desses benefícios, Gray e Leiser (1982) acrescentaram, ainda, a importância da evapotranspiração, que retira água do solo, e o papel de agregação e de reforço mecânico e escoramento provocados pelas raízes pivotantes e profundas. Finalmente, Tabalipa e Fiori (2008) também citam a importância da vegetação na agregação do solo pelas raízes, atuando na estabilidade e na preservação de vertentes. Sendo assim, modificações artificiais e naturais na cobertura vegetal podem produzir os mais variados impactos no meio ambiente, incluindo a umidade de equilíbrio ao longo do maciço. Tem-se ainda, com fundamento nesses aspectos realçados, que os taludes de cortes e aterro implantados nas obras viárias terão sua estabilidade e perenidade, quando for o caso de taludes vegetados, diretamente associadas à cobertura vegetal implantada.

É sabido que a capacidade da água em infiltrar e evaporar vai depender da cobertura vegetal, da umidade e das características físicas do solo, assim, a penetração vai depender da precipitação que chega ali e da sua capacidade de infiltrar ou escoar superficialmente (Tucci e Clark 1997). Adicionalmente, esses autores apontam que a água que infiltra pode percolar para o aquífero ou gerar um escoamento subsuperficial ao longo dos canais internos do solo até a superfície ou um curso d'água, enquanto o escoamento superficial flui para os canais fluviais, que constituem a drenagem principal das bacias hidrográficas. Nesse contexto, tem-se, então, que a cobertura vegetal exerce grande influência na quantidade de umidade presente no solo, cabendo, aqui, um parêntese para salientar que, enquanto, na cobertura vegetal, ocorrem interações de troca entre o solo e a atmosfera, nas formas de cobertura impermeáveis, como as asfálticas e cerâmicas, essa troca não ocorre, tendendo a dar lugar a uma maior concentração da umidade impedida de partir para a atmosfera, o que, muitas vezes, leva ao comprometimento do comportamento mecânico do maciço, podendo afetar o desempenho das estruturas de pavimento.

Para exemplificar a importância da cobertura vegetal, será introduzida uma breve discussão sobre o bioma Cerrado. Nesse bioma, encontram-se vários tipos de fitofisionomias, resultantes da umidade e minerais no solo, da topografia e do clima. Ribeiro e Walter (2008) citam onze tipos de fitofisionomias para o bioma, divididos em: formações florestais (Mata Ciliar, Mata de Galeria, Mata Seca e Cerradão), savânicas (Cerrado sentido restrito, Parque de Cerrado, Palmeiral e Vereda) e campestres (Campo Sujo, Campo Limpo e Campo Rupestre). A nomenclatura dessas fitofisionomias é baseada na estrutura, ou seja, na disposição, na organização e no arranjo dos indivíduos na comunidade tanto em altura (estrutura vertical) quanto em densidade (estrutura horizontal). Além disso, outros sistemas de classificação da paisagem desses ambientes podem diferenciar as fitofisionomias pelos critérios de consistência e tamanho das folhas (Eiten, 1979), além da arquitetura das raízes.

No caso do bioma Cerrado, espécies arbóreas savânicas investem mais em biomassa de raízes do que as florestais (Hoffmann e Franco, 2003). De fato, as espécies arbóreas savânicas frequentemente têm rápido crescimento radicular em profundidade, atingindo cerca de 50 cm em menos de 10 meses (Palhares e Silveira, 2007). Raízes de árvores adultas do Cerrado, no sentido restrito, podem atingir profundidades maiores que 8 m e captar água, horizontalmente, a mais de 12 m de profundidade (Palhares *et al.*, 2010). Rawits-

cher, em 1948, já havia pontuado que raízes de algumas espécies arbóreas das fitofisionomias savânicas do bioma Cerrado podem atingir até mesmo 18 m de profundidade. Nesses casos, como são extensas e crescem para baixo, as raízes ajudam na descompactação do solo e atuam como redutores da velocidade do fluxo superficial, aumentando, assim, a capacidade de infiltração da água nos solos.

Além disso, a vegetação retém parte da água em folhas, flores e galhos, fazendo-a chegar ao solo suavemente, sem causar erosão e minimizando a ampliação do escoamento superficial que se originaria com a maior concentração de água na superfície do solo. Assim, ao retirar a cobertura vegetal de uma área, a água, que, antes, era retida pela parte aérea e absorvida pelas raízes das árvores para abastecimento dos lençóis d'água, escoava superficialmente, causando erosão e se acumula nas partes mais baixas do terreno, acarretando problemas como enxurradas alagamentos, enchentes e inundações (Oliveira *et al.*, 2012). Tanto a erosão como o maior umedecimento das bases dos taludes favorecem suas instabilizações. Adicionalmente, as copas das árvores das formações florestais são mais altas e amplas do que as das savânicas, sendo que essa diferença na maior proporção na razão sistema radicular/parte aérea já é evidente no início do desenvolvimento das plântulas, conforme afirmam Hoffmann e Franco (2003). Além disso, espécies savânicas também tendem a ter menor área foliar quando comparadas às espécies florestais. Sendo assim, quando a água da chuva alcança a superfície do solo nos sistemas florestais, esta chega com força e velocidade relativamente menores quando comparada com as formações savânicas.

Geralmente, a capacidade de infiltração de solos sob florestas é alta (Pritchett 1979), produzindo pequena quantidade de escoamento superficial (Tucci e Clark 1997). Além dos fatores citados, Martins (1976) adiciona que a decomposição da matéria orgânica depositada no solo beneficia a ação escavadora de insetos e animais que são elementos favorecedores da infiltração. O acúmulo da matéria orgânica traz outras vantagens, como grande participação na estrutura do solo através da deformação e estabilização dos agregados e da rede de poros, que atuam aumentando a taxa de infiltração e retenção de água no perfil do solo, e de trocas gasosas (CO_2 , O_2), que seguramente, influenciarão o desenvolvimento radicular das plantas (Vilarinho *et al.*, 2013).

A rigor, a cobertura vegetal é a melhor proteção contra o escoamento superficial de água. Por outro lado, o desmatamento pode propiciar a movimentação coletiva de solo, como afirma Guidicini Nieble (1983). Em terreno sem vegetação, o impacto da gota de chuva faz o solo se desprender com facilidade e ser transportado pela água e permite que os ciclos de molhagem e secagem promovam, especialmente em solos tropicais, a compactação do solo, dificultando ainda mais a infiltração e potencializando o fluxo superficial (Momoli *et al.*, 2017). No Brasil, escorregamentos de encostas constituem grande preocupação, já que o uso e a ocupação urbana do solo sem o adequado planejamento têm ocorrido sem a apropriada consideração das condicionantes geotécnicas, o que vem acarretando inúmeros desastres ambientais e sociais. Segundo Tabalipa e Fiori (2008), a estabilidade de uma encosta, em seu estado natural, é condicionada, simultaneamente, por três fatores principais: características geométricas, características geológicas e ambiente fisiográfico, no qual se insere o clima, a cobertura vegetal, as drenagens naturais, entre

outros. Para esses autores, o desmatamento gera uma sequência de efeitos que diminuem o coeficiente de segurança da encosta, pois: a) interrompe a proteção realizada pelas partes aéreas das florestas, b) reduz os efeitos mecânicos do sistema radicular por deterioração dos tecidos vegetais e c) faz com que os efeitos climáticos atuem diretamente sobre o solo. Vargas (1999) salienta que, apesar de não haver dúvidas de evidências de o desmatamento coincidir com escorregamentos generalizados de encostas, há, também, casos de grandes escorregamentos em regiões cobertas por florestas deflagrados por chuvas violentas. Outros fatores, como mudanças nos microclimas e na qualidade da água da chuva, devem ser considerados quando se avaliam as alterações nas estabilidade das encostas e taludes artificiais.

Concluindo, diferentes tipos de fisionomias ou vegetação são responsáveis por maior ou menor capacidade de infiltração de água no solo. Entretanto, escassos estudos são conduzidos no contexto específico das paisagens florestais, savânicas ou mesmo campestres do bioma Cerrado e de outros biomas. Importante é, ainda, conhecer a contribuição individual de cada uma das espécies vegetais presentes nessas paisagens e que devem ser avaliadas no impacto no que diz respeito às suas características individuais, como raízes, caule, folhas, crescimento (copa), capacidade de retenção de umidade no solo e da cobertura que proporcionará.

Há evidências de que a maioria da grande extensão de pastagens naturais e plantadas no bioma do Cerrado se apresenta degradada ou em processo de degradação. Assim, segundo Araújo *et al.* (2007), é razoável prever impactos significativos no fluxo e na qualidade dos recursos hídricos tanto pela ação erosiva das enxurradas quanto pelo assoreamento e pela poluição dos reservatórios hídricos, resultantes da deposição dos sedimentos carregados pela enxurrada. Essas discussões mostram a necessidade de se levar em conta o uso e a ocupação do solo, bem como seus impactos e as modificações da cobertura, pois, aliados a elas, ocorrem alterações no potencial de infiltração e de retenção de água no maciço, impactando diretamente na sucção e no comportamento hidromecânico do solo. A título de exemplo, a análise da estabilidade de um talude não saturado requer que se leve em consideração que tipo de cobertura ele terá ao longo do tempo, pois os níveis de sucção/capilaridade considerados podem ser amplamente alterados em função da cobertura imposta ao maciço.

5.2 A influência do uso do solo no estado não saturado dos solos

A acelerada degradação do solo sob exploração agrícola no mundo, sobretudo nos países tropicais em desenvolvimento, despertou, nas últimas décadas, a preocupação com os processos de restauração e recomposição dessas áreas. Por motivos paisagísticos e ligados à segurança, assume também grande relevância a implantação de vegetação em taludes de cortes e aterros provenientes das construções viárias.

No Cerrado, apesar da sua importância biológica, a degradação já atinge 46%, sendo a maior classe de uso antrópico a pastagem plantada (29,5%), seguida pela agricultura anual (8,5%) e perene (3,1%) (Brasil, 2015). Assad e Pinto (2008) destacam que milhões de hectares no bioma estão com solos degradados química (nutrientes) e física-

mente (voçorocas), tendo por consequência, dentre outros, a alteração da fauna do solo. Muitos desses problemas são decorrentes do processo de abertura e preparo para plantio dessas áreas. A abertura acontece, na maioria das vezes, por meio de correntões presos em tratores provocando a derrubada da vegetação nativa para produzir carvão. Em seguida à derrubada, previamente ao plantio, acontece a preparação do solo, geralmente, por meio da aragem, correção para determinado plantio e gradeamento. Durante o processo de desmatamento e preparação, o solo tem sua estrutura original destruída e exposta, principalmente, aos impactos da chuva (Kato, 2001), além da possível perda de carbono do solo, associada a sistemas produtivos degradadores, como as monoculturas em sistemas convencionais (Coorbelset *et al.*, 2006). Aliado a isso, os insumos agrícolas podem desestabilizar a estrutura do solo contribuindo para a ampliação do processo de erosão laminar e para a redução da capacidade de infiltração do maciço (Oliveira *et al.*, 2012; Pérez 2018).

Assim, alterações da capacidade de suporte natural de um determinado ambiente podem prejudicar ou mesmo destruir a capacidade da vegetação de prestar os serviços ecossistêmicos intrínsecos a ela. Por exemplo, Berglund *et al.* (1981) analisaram a velocidade de infiltração da água em solos de regiões semiáridas no Marrocos sob diferentes tipos de manejo: pastoreio intensivo, pastoreio moderado e florestamento com *Pinus halepensis* com 15 anos de idade. Como resultados, os autores observaram valores 4 a 5 vezes maiores de infiltração de água no solo na parcela florestada com *Pinus*.

Karshon e Heth (1967) estudaram o balanço hídrico de um plantio de *Eucalyptus camaldulensis*, dos 9 aos 12 anos de idade, em local de baixa pluviosidade de Israel, e compararam com uma parcela adjacente contendo vegetação herbácea nativa. Os resultados apresentaram valores anuais médios de evapotranspiração de 466 mm e 322 mm para o eucalipto e a vegetação herbácea, respectivamente. Entretanto, as perdas de água por escoamento superficial foram de 237 mm a mais na parcela de vegetação herbácea do que na parcela de eucalipto. Dessa maneira, para os autores, naquela região, as plantações de eucaliptos não causaram efeitos prejudiciais sobre os recursos hídricos, inclusive armazenando maior quantidade de água no solo naquelas condições.

Em contraste, Bertol *et al.* (2001) verificaram, no bioma Cerrado, redução de infiltração de água no solo sob pastagens compactadas pelo pisoteio animal em relação ao solo com vegetação natural, atribuindo essa redução ao aumento da densidade e diminuição da macroporosidade do solo. Destaca-se, porém, que, muitas vezes, essa redução de porosidade atribuída ao pisoteio se dá pela atuação dos ciclos de molhagem e secagem do solo desagregado devido ao uso de técnicas de manejo inapropriadas. Estudos como os de Araújo *et al.* (2007) e Bono *et al.* (2012) também verificaram taxa de infiltração maior no solo com vegetação nativa de Cerrado sentido restrito em relação a outros sistemas de manejo adotados.

Giongo e Ferreira (2015) apontam que a conversão da vegetação nativa de Cerrado em cana-de-açúcar, culturas anuais, pastagem ou eucalipto tem sério efeito no comportamento das variáveis biofísicas, como albedo da superfície, temperatura da superfície, índice de vegetação EVI e evapotranspiração, resultando em impactos de ordem ambiental e social para esse bioma.

Nesse contexto, são necessárias ações que possam contribuir para o retorno dos serviços ecossistêmicos nessas áreas e minimizar ou mesmo cessar os processos de degradação. Trabalhos que tratam dessas questões são ainda bastante escassos no Brasil, principalmente em se tratando do bioma Cerrado. Resumindo, pode-se esperar que ações bem executadas possam contribuir para a maior infiltração de água e um menor escoamento superficial, permitindo, assim, segundo Poggiani (1982), uma vazão mais regular nos cursos d'água e fornecimento prolongado de água de melhor qualidade. Como discutido anteriormente, a contribuição individual de cada espécie vegetal influi na capacidade de captação e retenção de água no ambiente. Assim, essa escolha deve ser considerada no processo de restabelecimento da cobertura vegetal, no que diz respeito às características individuais, como raízes, caule, folhas, crescimento e além da cobertura que proporcionará.

Vê-se, desse modo, que, o método utilizado para restabelecimento da cobertura vegetal impacta na infiltração e na capacidade de retenção de água dos maciços, sendo relevante no estudo das propriedades e comportamento dos solos não saturados. Por vezes, geotecnicamente, associam-se essas modificações apenas a questões relacionadas à estabilidade de taludes e encostas. No entanto, é importante lembrar que elas vão intervir, também, na umidade de equilíbrio das estruturas de pavimentos urbanos, rodoviários, aeroportuários e ferroviários.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este capítulo apresentou, ao longo do texto, elementos que colocam em destaque os reflexos da geologia, da hidrogeologia, da geomorfologia e da cobertura vegetal no estado de saturação do solo. Esses fatores intervenientes no estado hídrico do solo colocam em evidência a importância de se considerarem os conhecimentos multidisciplinares em estudos, projetos e execução de obras envolvendo solos não saturados.

Tais estudos e projetos devem vislumbrar análises integradas do meio físico para o entendimento dos solos não saturados no que concerne a sua dinâmica temporal e espacial. A Figura 11 ilustra rupturas de encosta no estado do Rio de Janeiro em condições geomorfológicas de relevo íngreme relacionado à resistência geológica que dá origem a um manto de alteração pouco espesso, em que o uso e cobertura do solo impactam no equilíbrio hídrico dos maciços, intervindo, conforme discutido neste capítulo, nas propriedades e no comportamento dos solos não saturados. O uso do solo em meio urbano e rural termina intervindo na química do meio solo-água e, por consequência, não só nas propriedades dos solos como no equilíbrio hídrico como um todo.

A introdução de elementos e compostos químicos no solo, além de afetar a biota nele presente e de alterar as propriedades da água, interfere nas propriedades dos minerais, podendo gerar alterações no maciço e nos preenchimentos das trincas e falhas e, assim, na própria geologia e hidrogeologia, impactando, igualmente, na condição de saturação do solo. Tem-se, ainda, que as ações antrópicas sobre esse substrato do meio físico por meio de usos diversos, tais como o urbano e o rural, acarretam mudanças nas condições de drenagem, que levam, muitas vezes, à ruptura do equilíbrio natural do meio.



Figura 11 – Vista panorâmica de rupturas de encosta na cidade de Nova Friburgo - RJ (Ana Luíza Coelho Netto)

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, R.; GOEDERT, W.J. & LACERDA, M.P.C. (2007). Qualidade de um solo sob diferentes usos e sob Cerrado nativo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31: 1099-1108.
- ARCOVA, F.C.S.; CICCO, V. & ROCHA, P.A.B. (2003). Precipitação efetiva e interceptação das chuvas por floresta de Mata Atlântica em uma microbacia experimental em Cunha - São Paulo. *Revista Árvore*, 27: 257-262.
- ASSAD, E.D. & PINTO, H.S. (2008). Aquecimento global e a nova geografia da produção agrícola no Brasil. São Paulo: Embrapa. 84 p.
- ASSTEERAWALT, A. (2008). Flow and transport modelling of fractured aquifers based on a geostatistical approach. PhD Thesis. Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart, 176 p.

AYOADE, J.O. (1991). Introdução à climatologia para os trópicos. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 332 p.

BEAR, J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. Elsevier, New York, 764 p.

BEAR, J. ; TSANG, C.F. & DE MARSILY G. (1993) Flow and contaminant transport in fractured rock. Academic Press Inc. San Diego, 562 pp.

BEAVIS, F.C. (1985). Engineering Geology. Blackwell Scientific Publications, Victoria, Australia, 231p

BERGLUND, E.R.; AHYOUD, A. & TAYAA, M. (1981). Comparison of soil and infiltration properties of range and afforested sites in Northern Morocco. Forest Ecology and Management, Amsterdam, 3: 295-306.

BERKOWITZ, B. (2002). Characterizing flow and transport in fractured geological media: A Review. Advances in Water Resources, 25(8-12): 861-884.

BERTOL, I.; BEUTLER, J.F.; LEITE, D. & BATISTELA, O. (2001). Propriedades físicas de um Cambissolo Húmico afetadas pelo tipo de manejo do solo. Scientia Agricola, 58: 555-560.

BERTONI, J. & LOMBARDI NETO, F. (1990). Conservação do solo. Ícone, São Paulo, 355 p.

BONO, J.A.M.; MACEDO, M.C.M.; TORMENA, C.A.; NANNI, M.R.; GOMES, E.P. & MÜLLER, M.M.L. (2012). Infiltração de água no solo em um latossolo vermelho da região sudeste dos Cerrados com diferentes sistemas de uso e manejo. Revista Brasileira da Ciência do Solo, 36: 1845-1853.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. (2015). Mapeamento do uso e cobertura da terra do cerrado. Brasília: Terraclass, 2 ed., 67 p.

CAMPAPUM DE CARVALHO, J. & GITIRANA JR., G.P.N. (2021). Unsaturated soils in the context of tropical soils. In: *Soils and Rocks*, 44(3).

CAMPAPUM DE CARVALHO, J.; GONZÁLES, Y.V.; SANTOS, M.A.A. & GITIRANA JR., G.F.N. (2007). Estabilidad de un talud cóncavo considerando condiciones en 3D. XIII Conferencia Panamericana de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica, 2007, Isla de Margarita, pp. 988-993.

COELHO NETTO, A.L. (2007). Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S. B. da. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 3. ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, pp. 93-148.

CORBEELS, M.; SCOPEL, E.; CARDOSO, A.; BERNOUX, M.; DOUZET, J.M. & SIQUEIRA NETO, M. (2006). Soil carbono storage potencial of direct seeding mulch-based cropping systems in the Cerrados of Brazil. *Global Change Biology*, 12: 1773-1787.

EITEN, G. (1979). Formas fisionômicas do Cerrado. *Revista Brasileira de Botânica*, 2: 139-148.

FÁCIO, J.A. (1991). Proposição de uma metodologia de estudo da erodibilidade dos solos do Distrito Federal. Dissertação de Mestrado em Geotecnia, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, 107 p.

GIONGO, P.R. & FERREIRA, M.E. (2015). Impacto nas variáveis biofísicas em ambientes submetidos à mudanças na cobertura e uso do solo no bioma Cerrado. XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, João Pessoa, pp. 6.140-6.147.

GRAY, G.L. & LEISER, A.J. (1982). Role of vegetation in stability and protection of slopes. *Biotechnical slope protection and erosion control*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 37-65.

GUIDICINI, G. & NIEBLE, C.M. (1983). Estabilidade de taludes naturais e de escavação. Blücher, São Paulo, 196 p.

HOFFMANN, W.A. & FRANCO, A.C. (2003). Comparative growth analysis of tropical forest and savana woody plants using phylogenetically-independent contrast. *Journal of Ecology*, 91: 475-484.

JESUS, A.S. (2013). Investigação Multidisciplinar de Processos Erosivos Lineares: Estudo de Caso da Cidade de Anápolis - GO. Tese de Doutorado em Geotecnia. Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, 340 p.

JING, L. & STEPHANSSON, O. (2007a). Discrete Fracture Network (DFN) Method. *Developments in Geotechnical Engineering*, (85) : 365-398.

JING, L. & STEPHANSSON, O. (2007b). Constitutive Models of Rock Fractures and Rock Masses - The Basics. *Developments in Geotechnical Engineering*, (85): 47-109.

KARMANN, I. (2000). Ciclo da Água: água subterrânea e sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M. FARICHILD, T.R.; & TAIOLI, F.(orgs.). *Decifrando a Terra*. 1. ed. Oficina de Textos. São Paulo, pp. 113-138

KARSCHON, E. & HETH, D. (1967). The water balance of a plantation of *Eucalyptus camaldulensis* Dehn. *Contributions of Eucalypts in Israel*, 3: 7-34.

KATO, E. (2001). Efeito da queimada na estabilidade de agregados, na resistência ao selamento superficial e na taxa de infiltração de água em solos de cerrado. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 58p.

KULATILAKE, P.H.S.W. & PANDA, B. (2000). Effect of block size and joint geometry on jointed rock hydraulics and REV. *Journal of Engineering Mechanics*, 126(8): 850-858.

LIMA, M.C. (2003). Degradação físico-química e mineralógica de maciços junto às voçorocas. Brasília: Tese de Doutorado, em Geotecnia, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, FT, Brasília, 336 p.

LIMA, M.R.C. (2018). Estudo de técnicas alternativas para monitoramento ótico de tensões, deformações e temperatura em obras de engenharia. Brasília: Tese de Doutorado G.TD - 145/2018, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 169 p. <https://www.geotecnia.unb.br/index.php/pt/producao-academica/teses-e-dissertacoes>

LONG, J.C.S. ; REMER, J.S. ; WILSON, C.R & WITHERSPOON, P.A. (1982). Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures. *Water Resources Research*, 18(3): 645-658.

LUIZ, G.C. (2012). Influência da Relação Solo-Atmosfera no Comportamento Hidromecânico de Solos Tropicais Não Saturados: Estudo de Caso - Município de Goiânia-GO. Tese de Doutorado em Geotecnia, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Brasília, 246 p.

MACIEL FILHO, C.L. (2008). Introdução à Geologia de Engenharia. 3a. ed. Ed. da UFSM, Santa Maria, 310 p.

MAGALHÃES, F.S. & CELLA, P.R.C. (1998). Estrutura dos Maciços Rochosos. OLIVEIRA, A.M.S. & BRITO, S.N.A. (ed.), *Geologia de Engenharia*. São Paulo. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, pp. 39-55.

MARTINS, J.A. (1976). Infiltração. PINTO, N.L.S.; HOLTZ, A.C.T.; MARTINS, J.A. & GOMIDE, F.L.S. (ed.), *Hidrologia básica*. Edgar Blücher, São Paulo, pp.44-45.

MIN, K.; JING, L. & STEPHANSSON, O. (2004). Fracture system characterization and evaluation of the equivalent permeability tensor of fractured rock masses using a stochastic REV approach. *Hydrogeology Journal*, 12(5): 497-510.

MOLINERO, J. (2001). Testing and validation of numerical models of groundwater flow, solute transport and chemical reactions in fractured granites: A quantitative study of the hydrogeological and hydrochemical impact produced. ENRESA, *Publicaciones Técnicas de la Universidad De La Coruña*, Madrid. 253 p.

MOMOLI, R.S., CAMAPUM DE CARVALHO, J., COOPER, M. (2017). Erosão hídrica em solos cultivados. In *Erosão em Borda de Reservatório*. Goiânia: Universidade Federal de Goiás, pp. 369-397. <https://gecon.eec.ufg.br/p/18785-publicacoes>

NEUMAN S.P. & DEPNER J.S. (1988). Use of variable-scale pressure test data to estimate the log hydraulic conductivity and dispersivity of fractured granites near Oracle, Arizona. *Journal of Hydrology*, 102: 475-501.

NEUMAN, S.P. (2005). Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeology Journal*, 13(1): 124-147.

OLIVEIRA, M.C.; FAGG, C.W.; CARVALHO, J.C. & CORREIA, C.R.M.A. (2012). Queimadas, práticas agrícolas, recuperação de áreas degradadas e a infiltração no Cerrado. CARVALHO, J.C.; GITIRANA JÚNIOR, G.F.N. & CARVALHO, E.T.L. (orgs.), *Tópicos sobre infiltração: teoria e prática aplicadas a solos tropicais*. Faculdade de Tecnologia, Brasília, p. 207-234.

PALHARES, D.; FRANCO, A.C. & ZAIDAN, L.B.P. (2010). Respostas fotossintéticas de plantas de cerrado nas estações seca e chuvosa. *Revista Brasileira de Biociência*, 8: 213-220.

PALHARES, D. & SILVEIRA, C.E.S. (2007). Aspectos morfológicos de plantas jovens de *Brosimum gaudichaudii* produzidas em condições alternativas de cultivo. *Revista Brasileira de Plantas Medicinais*, 9: 93-96.

PANDA, B. & KULATILAKE, P. (1996). Effect of block size on the hydraulic properties of jointed rock through numerical simulation. *Rock Mechanics: Tools and techniques*. 2nd North American Rock Mechanics Symp, NARMS 96, Montreal, Canada, pp. 1969-1976.

PÉREZ, A.C. (2018). Influência de insumos agrícolas em propriedades físicas de solos tropicais. Brasília: Dissertação de Mestrado G.DM – 298/2018, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 103 p. <https://www.geotecnia.unb.br/index.php/pt/producao-academica/teses-e-dissertacoes>

POGGIANI, F. (1982). O reflorestamento no nordeste Brasileiro: consequências ecológicas.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J. & JORDAN, T.H. (2006). *Para Entender a Terra*. Tradução: Menegat, R. *et al.* 4a. ed. Bookman, Porto Alegre, 656p.

PRITCHETT, W.L. (1979). *Properties and management of forest soils*. John Wiley, New York, 500 p.

RAWITSCHER, F. (1948). The water economy of the vegetation of the campos cerrados in southern Brazil. *Journal of Ecology*, 36: 237-268.

RIBEIRO, J.F. & WALTER, B.M.T. (2008). As principais fitofisionomias do bioma Cerrado. In: SANO, S. M., ALMEIDA, S. P. & RIBEIRO, J. F. (eds.), *Cerrado: ecologia e flora*. Embrapa Informação e Tecnologia, Brasília, pp. 151-212.

SENAHA, S.C.F. (2019). A quartzilização em perfis de intemperismo tropical. Brasília: Dissertação de Mestrado G.DM. – 332/2019, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, 159 p.

SERRA JUNIOR, E. & OJIMA, L.M. (1998). Caracterização e classificação de maciços rochosos. OLIVEIRA, A.M.S. & BRITO, S.N.A. (ed.), *Geologia de Engenharia*. ABGE, São Paulo, pp. 211-226.

SILVA, M.E. & MACHADO, R. (2009). Deformações de rochas: estruturas e processos. TEIXEIRA, W. *et al.* *Decifrando a Terra*. 2a. ed. Companhia Editora Nacional, São Paulo, pp. 420-445.

SILVA, A.S. (2011). Solos Urbanos. GUERRA, A.T. *Geomorfologia Urbana*. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, pp. 43-69.

TABALIPA, N.L. & FIORI, A.P. (2008). Influência da vegetação na estabilidade de taludes na bacia do Rio Ligeiro (PR). *Geociência*, 27: 387-399.

TOLEDO, M.C.M.; OLIVEIRA, S.M.B. & MELFI, A.J. (2009). Da rocha ao solo: intemperismo e pedogênese. TEIXEIRA, W.; FARICHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.M. & São Paulo. TAIOLI, F.(orgs.), *Decifrando a Terra*. 2. ed. Companhia Editora Nacional, São Paulo, pp. 186-209.

TUCCI, C.E.M. & CLARK, R.T. (1997). Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2: 135-152.

VARGAS, M. (1999). Revisão histórico-conceitual dos escorregamentos na Serra do Mar. *Boletim Solos e Rochas (ABMS e ABGE)*, 22: 53-83.

VILARINHO, M.K.C.; KOETZ, M.; SCHLICHTING, A.F.; SILVA, M.C. & BONFIM-SILVA, E.M. (2013). Determinação da taxa de infiltração estável de água em solo de Cerrado nativo. *Revista Brasileira de Agricultura Irrigada*, 7: 17-26.

VOECKLER, H. & ALLEN, D.M. (2012). Estimating regional-scale fractured bedrock hydraulic conductivity using discrete fracture network (DFN) modeling. *Hydrogeology Journal*, 20(6), 1081-1100.

WANG, M. & KULATILAKE, P.H.S.W. (2008). Understanding of hydraulic properties from configurations of stochastically distributed fracture networks. *Hydrological Processes*, 22(8): 1125-1135.

FOSTER, S.; TUINHOF, A.; KEMPER, K.; GARDUNO, H. & NANNI, M. (2003). Characterization of groundwater systems: key concepts and frequent misconceptions. GW Mate briefing note series; nº. 2. World Bank, Washington-DC. Disponível em: <<http://documents.worldbank.org/curated/en/2003/01/5161029/characterization-groundwater-systems-key-concepts-frequent-misconceptions>>. Acessado em: 23/09/2015.