

Capítulo 3

ORIGEM E FORMAÇÃO DOS SOLOS, PERFIS DE INTEMPERISMO

Wilson Conciani
Paulo Cesar Burgos
Raimundo Leidimar Bezerra

1. INTRODUÇÃO

Este capítulo trata do conceito de solos tropicais e sua característica de solo não saturado. Os solos tropicais não são apenas aqueles que se localizam entre os trópicos, mas aqueles que têm um comportamento mecânico e propriedades físico-químicas diferenciados da mecânica tradicional dos solos e que se encontram entre os trópicos. As condições de formação desses solos e sua evolução ao longo do tempo mostram que é preciso um conceito diferente do utilizado na Mecânica dos Solos Clássica. Tais conceitos são trazidos da Mecânica dos Solos Não Saturados.

Nogami e Villibor (1995) entenderam que era preciso tomar um conceito pragmático de solos tropicais já que há uma variedade de conceitos aplicáveis segundo a área de estudo e região de interesse. Por isso, criaram um conceito que se limitava ao comportamento do solo. Esses dois pesquisadores se preocuparam, também, em abranger, em seu conceito de solo tropical, os lateríticos e os saprolíticos.

Novamente, a questão conceitual se torna importante. Para solos lateríticos ou lateritas, há, também, uma diversidade de conceitos. O conceito mais tradicional está ligado à composição química. Nesse caso, seriam solos lateríticos todos aqueles em que a relação sílica/sesquióxidos for maior ou igual a 2, isto é, trata-se de solo profundamente intemperizado. Aqui, há um ponto de consenso: são solos provenientes de evolução pedogenética.

A evolução pedogenética ocorrida se trata da lixiviação dos materiais silicosos e a fixação dos óxidos de ferro e alumínio nas regiões mais superficiais. Essa lixiviação acontece pelos sucessivos ciclos de umedecimento e secagem que ocorrem nas regiões tropicais úmidas.

Um ponto de frequentes desencontros está na conceituação de solos feita pela pedologia. Nesse caso, os solos lateríticos são confundidos – ou divididos – entre latossolos e plintossolos. O Manual Técnico de Pedologia do IBGE (BRASIL, 2007) mostra diversos casos em que a laterita aparece como sendo plintita, e, alguns casos, como sendo latosso-

lo. No entanto, para os engenheiros geotécnicos, importa saber que a evolução pedogenética é que dá origem a esses solos e que eles têm uma estrutura porosa, por vezes, levemente cimentada pelos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. Essa cimentação pode se tornar muito forte e, assim, tem-se as concreções lateríticas (petroplintitas).

Os saprólitos são solos cuja evolução é recente, ou seja, a alteração da rocha promoveu a criação de um material pulverulento, inconsolidado. Esse material ainda conserva a estrutura da rocha, porém, com baixa coesão. A exposição desse material ocorre em regiões Tropicais onde o regime de chuvas é intenso, promovendo a erosão de modo mais rápido que a alteração. Alguns solos podem continuar a evoluir para solos residuais jovens e até maduros. Os solos saprolíticos ou residuais jovens são incluídos pela pedologia como neossolos.

A primeira dificuldade com esses solos está na sua classificação. Conforme será visto no Capítulo referente aos índices físicos, textura, consistência e classificação dos solos, os solos tropicais não se enquadram apropriadamente nos sistemas de classificações usualmente empregados em construções de estradas, barragens e prédios. Mesmo na identificação de solos tátil-visual prevista na NBR 6484, existe dificuldade para saber de que solo se está tratando. Já nos anos 1980, essa preocupação se fazia presente. Para construir o perfil estratigráfico dos solos, Vargas (1985) propunha que, seguinte à descrição tátil-visual que se faz nas sondagens do tipo SPT, fosse acrescida uma nota sobre a possível origem (saprolito, aluvião, laterítico, etc.). Outros autores, como Dias (1985), propunham acrescentar a classificação pedológica à descrição tátil-visual do solo. A proposição de Vargas (1985) foi incluída na revisão da NBR 6484/2020.

A descrição do perfil do solo é sempre um aspecto importante para o engenheiro geotécnico. Ferreira *et al.* (1991) reforçaram a ideia de que o comportamento colapsível ou expansivo do solo poderia ser inferido para previsões expeditas a partir de classificações pedológicas, isto é, para além da identificação e classificação do solo, são necessárias informações de sua gênese e estrutura para uma melhor inferência do seu comportamento.

O uso da descrição geológica do perfil de solo nos projetos de engenharia foi parte da experiência de vida e do livro de Gusmão Filho (1998). Para esse profissional, o desconhecimento do perfil de solo leva o projetista a fazer previsões com um grau de incerteza acima do tolerado nas normas. Por outro lado, ao se conhecer a origem e as características de toda a região e do perfil em particular de um sítio as previsões se tornam mais assertivas, reduzindo riscos, custos e criando soluções mais adequadas a cada situação. Nessa mesma linha de raciocínio, Marques e Cintra (2000) propunham o uso de estacas que tinham um “bulbo” nas regiões onde o perfil fosse constituído por materiais menos resistentes. Desse modo, o projeto é completamente ajustado ao perfil local do terreno.

Neste capítulo, será feito um breve relato das condições de formação do solo, sua relação com a geologia local e regional. Para que isso seja possível, o próximo item se ocupa de fundamentar o conceito de intemperismo e sua ligação com a formação dos perfis de solos brasileiros. Serão mostrados alguns modos de ação do clima sobre as rochas e a evolução pedogenética dos solos nas regiões intertropicais. Esses mecanismos de formação de solos são os responsáveis pelos perfis encontrados na maior parte do território brasileiro.

2. INTEMPERISMO

Intemperismo é o conjunto de processos que desintegram e/ou decompõem a rocha, formando os solos. Quando o clima ou as condições conjuntas chamadas “tempo” ou “intempéries” atuam sobre a rocha, ela se transforma em solo. Logo, esse é um processo geológico natural. Pode-se dizer que a ação do clima sobre a rocha promove a acomodação a sua condição de exposição à superfície. Isso leva a duas inferências: o intemperismo pode ser acelerado por ação antrópica, e o tipo de rocha influencia na quantidade e no tipo de solo resultante.

Os processos de intemperismo podem ser agrupados em processos químicos e físicos. Há quem diga que existem, também, processos biológicos, os quais serão, aqui, tratados como físicos. Contudo, não se pode perder de vista que esses processos, em geral, agem conjuntamente e nem sempre é possível separá-los. A Tabela 1 mostra esses processos de forma agrupada.

Tabela 1 – Principais processos de intemperismo

Químicos	Físicos
Hidrólise	Desagregação
Hidratação	Expansão por alívio de tensão
Oxidação	Crescimento de cristais estranhos à rocha
Carbonatação	Expansão térmica
Quelação	Ação de organismos
Troca de bases	

2.1 Principais agentes

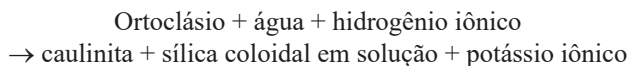
Para melhor entender o intemperismo, neste item, faz-se uma breve descrição de cada um dos processos atuantes.

2.1.1 Hidrólise

A hidrólise é uma reação química de quebra de ligação de uma molécula com a adição de uma molécula de água. Nessa reação, ocorre a quebra da molécula de água em íons de hidrogênio (H^+) e hidroxila (OH^-), que se ligam às duas moléculas resultantes da quebra; estas últimas podem ter caráter positivo e negativo. A hidrólise de um mineral é facilitada pela presença de ácido carbônico formado a partir das moléculas de CO_2 presentes na atmosfera. Quanto maior a quantidade de CO_2 , maior a quantidade de íons de hidrogênio disponíveis.

A estrutura dos silicatos é alterada por essa reação de hidrólise. Como os silicatos são os minerais mais abundantes da crosta terrestre, esse é um dos principais processos de intemperismo. A maioria dos silicatos são combinações com íons de K, Na e Ca. Entretanto, há, também, as combinações com Fe e Mg.

Um exemplo dessa reação pode ser visto na hidrólise do ortoclásio (feldspato potássico). Essa reação forma a caulinita presente na maioria dos solos brasileiros. A reação é mostrada a seguir.



ou



De uma forma geral, esse “ataque” dos íons de H^+ promove a quebra da estrutura dos silicatos e libera os cátions de Na^+ , K^+ , Ca^{++} . Logo, esses minerais podem, ainda, sofrer outras evoluções para minerais como a limonita e a goetita, ambos abundantes nos solos tropicais lateríticos.

2.1.2 Hidratação

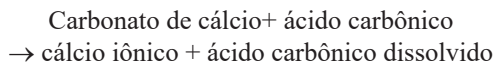
A hidratação é uma reação que constitui a entrada de uma molécula de água na estrutura mineral. Alguns autores consideram que esse processo é mais físico do que químico, já que, em sua maioria, trata-se da adsorção de uma molécula de água e não da alteração do composto. Nesse caso, a alteração está no tamanho da molécula. Como há um incremento no seu tamanho, a partícula gera enormes tensões de expansão que culminam com o fraturamento e a desagregação da rocha.

2.1.3 Carbonatação

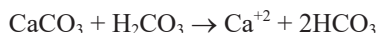
A reação de carbonatação acontece pela interação dos compostos com o ácido carbônico. O ácido carbônico aqui referido tem origem na dissolução do CO_2 presente na atmosfera. O CO_2 é produzido pelas plantas, pela respiração das pessoas, pela queima de combustíveis fósseis e pela decomposição da matéria orgânica presente na superfície do solo.

A reação do ácido carbônico com minerais é mais comum nos carbonatos de cálcio e magnésio, tais como a dolomita e a calcita. Essa forma de intemperismo é responsável pela formação de cavernas subterrâneas tão frequentes nas regiões de carste. Há, ainda, muitas subsidências de edificações e obras de infraestrutura que ocorrem devido à dissolução dos calcários e a sua lixiviação.

A reação química do ácido carbônico com o carbonato de cálcio pode ser vista a seguir.



ou



2.1.4 Quelação

A reação de quelação é a que ocorre pela entrada de um íon metálico na estrutura de um composto orgânico. O nome de quelação vem do grego *chele*, que significa pinça, uma referência ao formato com que os íons metálicos são fixados na molécula.

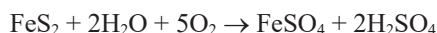
Essa é uma forma de intemperismo que está ligada aos compostos orgânicos complexos. Exemplos de quelação são encontrados quando as raízes das plantas retiram cátions metálicos do mineral. A mudança de composição química promove a desestruturação das moléculas, mudando seu formato e tamanho. Isso gera a alteração da rocha ou a sua decomposição.

2.1.5 Oxidação

O nome oxidação vem do antigo conceito de que um elemento se combinava com oxigênio para formar outra substância. Mais modernamente, entende-se que as reações de oxidação são aquelas em que o composto ou elemento perde elétrons, não necessariamente, na presença de oxigênio.

Os minerais mais suscetíveis a essa forma de intemperismo são aqueles que possuem C, P, e Mn em sua composição.

Segue-se um exemplo dessa reação:



Uma característica interessante dessa forma de intemperismo é a mudança de cor. Geralmente, os minerais oxidados tornam-se pretos, cinza, vermelhos, amarelos e alaranjados.

2.1.6 Troca de bases

A troca de bases é uma reação química em que um íon livre, geralmente positivo, é trocado por um íon presente em uma molécula. Essa reação é, também, conhecida como troca de cátions. Em alguns casos, ocorrem trocas de ânions, como as oxidrilas.

Os minerais são constituídos de cátions que, por vezes, são trocáveis. A troca de cátions presentes na composição/estrutura de um mineral, em geral, faz mudar seu tamanho, sua eletrovalência e estrutura. Essas mudanças são suficientes para reduzir a coesão da rocha. As trocas são mais frequentes entre soluções que percolam pelos vazios do solo e os cátions que compõem os minerais. Os principais cátions trocáveis são Na^+ , Ca^{+2} , Al^{+3} e Mg^{+2} . O principal desagregador, nesse caso, são as mudanças de tamanho dos íons e seus impactos na estrutura mineral. Basta, por exemplo, imaginar a troca de um íon de silício (Si^{+4}) por dois de magnésio (Mg^{+2}). O raio do íon de silício é de, aproximadamente, 0,39 nm, já o cátion de magnésio tem raio de 0,78 nm. Isso quer dizer que é preciso aumentar em, pelo menos, 4 vezes o tamanho da molécula para constituir o novo mineral. Essa expansão, por certo, promove a quebra da rocha.

2.1.7 Expansão Térmica

As alterações de temperatura impõem, aos corpos, a variação de volume. A quantidade de alteração volumétrica depende de cada corpo e de como a temperatura age sobre ele.

As rochas são materiais multiminerálicos, logo, cada mineral vai se expandir em uma taxa e quantidade diferentes quando submetidos a uma mesma variação térmica. As diferenças em variação de volume e tempo de variação geram tensões internas diferenciais aos corpos rochosos, que culminam com a sua quebra e separação de partículas. Para além das eventuais fraturas imediatas, o processo de dilatação e contração diária pela variação térmica do dia leva a rocha à fadiga. Novamente, isso resulta em fratura e desagregação da superfície rochosa.

Aqui, surge o caráter multiação do intemperismo. Se a rocha tem pequenas trincas e fraturas produzidas pela expansão térmica, a água entra por esses espaços e atua nas partes mais internas do maciço.

2.1.8 Expansão diferencial por alívio de tensões

Não é difícil imaginar que quanto maior a pressão a que um corpo estiver submetido, menor será o seu volume. Na verdade, essa ação e a ação anterior fazem parte da Lei de Boyle-Mariot para variações de temperatura, pressão e volume.

As rochas, em geral, formam-se em profundidade. Portanto, estão sujeitas a pressões de elevada magnitude. Ao se aproximarem da superfície pela ação da erosão ou de dobramentos tectônicos, essas pressões se reduzem até chegar a valores da ordem de 100 kPa, o que corresponde à pressão atmosférica. Tais variações levam as rochas a um aumento de volume. Como decorrência do aumento de volume, surgem tensões internas que promovem o fraturamento e a fragmentação em blocos de rocha. Novamente, esses espaços se tornam porta de entrada da água e de plantas e micro-organismos.

2.1.9 Ação de organismos

Há diversas formas de se considerar a ação dos organismos na alteração das rochas. A forma mais simples é aquela que relaciona as pressões que as raízes de árvores ou pequenas plantas fazem nas paredes das fraturas e fissuras de maciços rochosos. Quando uma árvore nasce em uma fratura de um maciço rochoso, as suas raízes precisam de espaço. Não havendo espaço suficiente, a raiz começa a empurrar as paredes da fratura para conquistar esse espaço. Das tensões decorrentes, ocorre a ampliação das fraturas que levam à formação de blocos de rocha.

Também, é importante observar que, durante esse mesmo processo físico, pode ocorrer outra forma de intemperismo: a quelação. Nesse caso, as raízes retiram nutrientes da rocha, o que altera a sua composição química.

2.1.10 Crescimento de cristais estranhos à rocha

Aqui, o processo físico decorre de uma ação química. Em fraturas, trincas e vazios das rochas, podem se formar compostos que decorrem da precipitação, cristalização e acumulação de sais que se expandem e pressionam as paredes da cavidade onde se alojam.

De fato, o processo é físico no sentido em que o que leva à desagregação é a pressão gerada pela expansão desses sais nos espaços vazios de um maciço rochoso.

Outro efeito pouco considerado, mas muito ativo, é o congelamento da água nos vazios da rocha. A água se acumula nas fraturas das rochas. Nas regiões mais frias, essa água se congela. A expansão causada pelo congelamento pressiona as paredes rochosas e as leva a novas trincas e fissuras. Isso, finalmente, desagrega a rocha.

2.2 O intemperismo nas regiões tropicais

O clima exerce influência no intemperismo, especialmente, a umidade relativa, a precipitação e a temperatura.

No item anterior, foi visto que a água é um dos fatores mais atuantes no intemperismo. Logo, quanto maior a disponibilidade de água, maior o volume de alterações possíveis. Assim, climas áridos ou semiáridos têm menor possibilidade de alteração das rochas. A simples abundância de água promove a sua percolação mais intensa e mais profunda. A percolação disponibiliza água para as reações, forma soluções que intensificam as trocas de base e transporta a sílica retirada da superfície para regiões mais profundas.

No caso dos mecanismos físicos de alteração, a temperatura é um dos fatores mais importantes. Se um material está exposto a clima com grandes amplitudes de variação térmica, certamente, sofrerá maiores e mais ciclos de expansão e contração volumétrica. Logo, esse material também é mais suscetível ao intemperismo.

Essas duas condições somadas se fazem presentes nos climas tropicais. Nas regiões tropicais, a temperatura varia mais de 10°C em um único dia. Além disso, a grande incidência solar oferta energia adicional para o aquecimento da superfície das rochas e para reações endotérmicas. Por outro lado, nessas regiões, as precipitações médias anuais variam em torno de 2000 mm, isto é, há muita água disponível para reações de hidratação e hidrólise, bem como para fazer percolar soluções pelos vazios da rocha.

Outro efeito importante nas regiões tropicais é que a temperatura age como catalisadora das reações químicas que envolvem a água. Assim, além de haver mais água disponível para reação e percolação, o calor ajuda a aumentar a quantidade de reações químicas que ocorrem. Isso, de fato, comprova-se quando se observa a espessura do manto de alteração das rochas em regiões de clima tropical e temperado. Nas regiões de clima tropical, a espessura do manto inconsolidado é muito superior.

2.3 Velocidade de alteração

O intemperismo é um processo de acomodação à superfície. Assim sendo, o tipo de rocha pode, e, de fato, influir na velocidade de alteração. Cada mineral tem sua própria estrutura mais ou menos suscetível a alterações e mudanças. Pode-se, por exemplo, pensar

que as rochas intrusivas que se formam pelo resfriamento lento do magma tenham minerais diferentes daquelas que se formam na superfície quando o magma resfria de modo mais rápido. Esse pensamento vem do fato de que diferentes minerais têm diferentes velocidades de alteração.

A cadeia de reação de Bowen mostra a sequência de formação dos minerais. Se essa sequência for observada ao contrário, pode-se ver quais são os minerais mais resistentes ou mais susceptíveis às alterações. A Figura 1 mostra a cadeia de Bowen já invertida. Nessa figura, é possível ver que o quartzo está entre os minerais mais resistentes ao intemperismo. Por outro lado, a olivina está entre os minerais mais facilmente alteráveis.

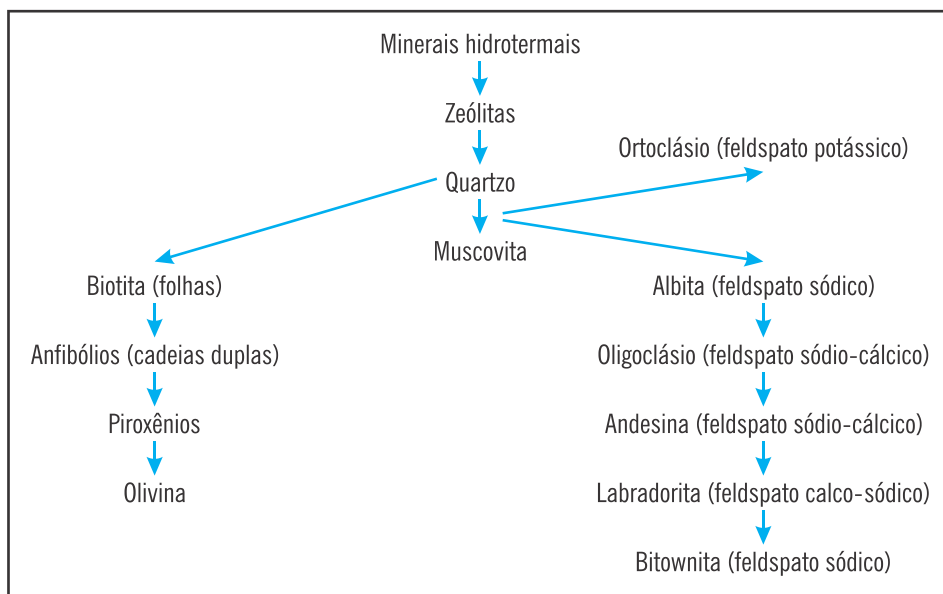


Figura 1 - Cadeia de Bowen, invertida, para mostrar a sequência de minerais mais resistentes ao intemperismo.

No cotidiano, observa-se que rochas, como os filitos e os xistos, que possuem muito quartzo e mica em sua estrutura, alteram-se muito mais lentamente que outras, como os granitos e os basaltos, que os têm em menor quantidade.

2.4 Evolução pedogenética

A evolução pedogenética é ação das intempéries sobre o manto inconsolidado. Nesse sentido, pode-se dizer que se trata da continuidade de um processo de intemperismo. Solos residuais maduros e solos transportados sofrem o processo de evolução pedogenética.

Nas regiões tropicais, pode-se dizer que existem apenas duas estações climáticas: seca e chuvosa. Essa alternância de clima faz com que os solos sofram um processo de lixiviação no período chuvoso e de ressecamento no período seco. No período chuvoso,

a abundância de água promove a retirada e o transporte da sílica das partículas que estão mais próximas à superfície do terreno. No período seco, ocorre a fixação do ferro e do alumínio deixados na superfície do solo. Tal ciclagem é definidora do material conhecido como solo laterítico.

O período seco tem duas funções importantes na formação dos solos lateríticos. A primeira delas é a consolidação do cimento ferro-aluminoso. Essa função é auxiliada pela migração do material ferro-aluminoso das partes mais baixas do perfil. No período seco, o fluxo de água no solo se inverte. Ao invés de a água descer por ação da gravidade, ela sobe por ação capilar ou pelas forças de evaporação (gradientes térmicos). Ao subir, a água carrega consigo os íons de ferro e alumínio que estavam nas regiões mais profundas do perfil.

A Figura 2 mostra um solo em formação. As formações mosqueadas são comuns no solo em evolução pedogenética. Percebe-se, nessa figura, a separação de materiais silicosos e ferralíticos. Os materiais esbranquiçados são os acúmulos de sílica retirada do solo mais superficial. O material vermelho amarelado são os materiais ferro-aluminosos que estão se concentrando para a formação de goetita, gibbsite, limonita, ilmenita, dentre outros. Essas concentrações de materiais ferrosos, por vezes, formam nódulos arredondados, que são muito típicos desses perfis.



Figura 2 - Mosqueado típico de solo em evolução pedogenética.

O perfil típico dos solos lateríticos é constituído por uma camada de solo poroso, rico em ferro e alumínio, cuja espessura variável pode chegar a dezenas de metros. Em geral, essa camada está sobrejacente a outra de material concrecionado. Sob o material concrecionado, encontra-se um horizonte de cor cinza, rico em sílica, em geral, com textura de silte ou argila (Figura 3).



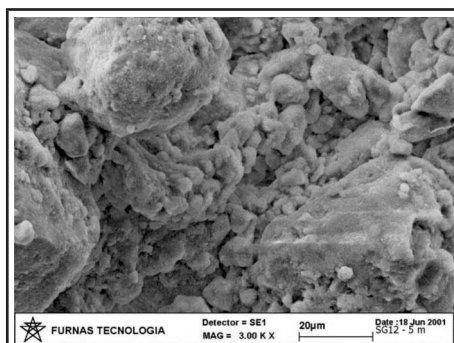
Figura 3 – Formação do horizonte concrecionado em um perfil de solo laterítico. MT 130 Paranatinga, MT. Foto: W. Conciani.

Um fator pouco discutido até aqui foi a influência da topografia na formação dos solos. Materiais expostos em regiões escarpadas ou muito íngremes têm sua erosão mais rápida que sua alteração. Assim, nessas regiões, os saprólitos estão sempre expostos, enquanto que, nas regiões mais planas, os saprólitos estão sempre em profundidade.

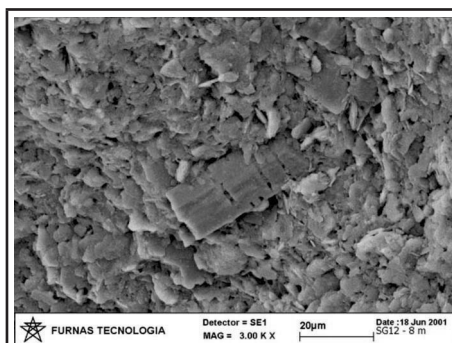
A Figura 4 mostra quatro micrografias de amostras de solo coletadas em diferentes posições do perfil. Nessas micrografias, é possível observar a evolução pedogenética do solo em termos de tipo, forma, tamanho e distribuição de poros das partículas. O solo mais próximo da superfície é lixiviado. Portanto, tem poros maiores, exibe cimentação entre as partículas e a formação de *peds* com intraporos. Essa formação de *peds* ocorre por aglomeração de partículas e gera um grande número de poros intra-agregado. A Figura 4A mostra a microestrutura da parte superior dos perfis exibidos nas Figuras 7 a 10. Nessa Figura, é possível ver a cimentação promovida pelos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, como sendo uma “pasta” que recobre as partículas.

A parte inferior do perfil, onde se acumula a sílica retirada da parte superior, é mostrada como sendo branca ou cinza clara nas Figuras 7 a 10. A Figura 4C mostra a estrutura do solo nessa região. Nessa figura, pode-se observar que as partículas são muito menores que as das partes mais altas do perfil. Também é possível ver que o tamanho e a quantidade de poros diminuiu.

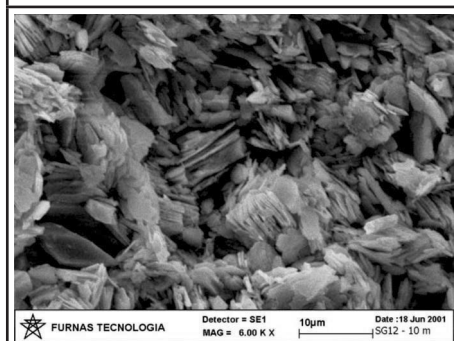
Todos os perfis mostrados nas Figura 7 – 10 exibem uma pequena faixa de transição entre o horizonte lixiviado e aquele de acumulação. A Figura 4B mostra a microestrutura do solo nessa região. Nessa figura, é possível observar que as partículas estão mais compactas e têm menor porosidade. Isso se deve à transição entre o processo de lixiviação e acumulação.



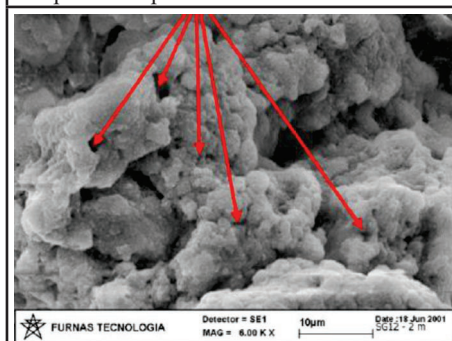
a) Micrografia de uma amostra (3000x) da parte superior do perfil de solo. Observar os vazios entre grãos e dentro e cada partícula.



b) Micrografia de uma amostra (3000x) na região de transição do perfil de solo. Observar a mudança de forma, tamanho e distribuição dos poros nas partículas.



c) Micrografia de uma amostra (6000x) da parte inferior do perfil de solo. Observar a mudança de tamanho, formato e distribuição de poros nas partículas.



d) Figura A ampliada 6000x para evidenciar os microporos intra-agregados e a “pasta” de óxidos e hidróxidos que cimenta as partículas, formando a estrutura conhecida como pipoca.

Figura 4 – Estrutura de alguns solos ao longo do perfil, vista em microscopia eletrônica (imagens de Camapum de Carvalho e Gitirana Jr, 2021).

A evolução pedogenética é um processo de intemperismo. Nesse caso, o intemperismo está agindo não sobre as rochas, mas sobre os solos já formados. As alterações no perfil de solo promovem mudanças físicas e químicas no solo. As alterações físicas foram mostradas em parágrafos e figura anteriores.

O trabalho Camapum de Carvalho e Gitirana Júnior (2021) mostra as alterações químicas que ocorrem ao longo de um perfil de solo do Distrito Federal que evidencia a evolução pedogenética. Essa evolução pode ser vista na Figura 5.

Na Figura 5, a quantidade de quartzo e gibbsita é elevada no topo do perfil e decresce com a profundidade. Isso se deve ao processo de intemperismo. Como dito, a gibbsita resulta da formação de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio que sobem no perfil de solo por arraste (junto por ascensão capilar e evaporação) no período da seca. Nessa mesma linha de comportamento, observa-se que o teor de hematita (óxido de ferro) diminui com a profundidade. O quartzo, por sua vez, permanece na parte superior do perfil em função de seu maior tamanho e dificuldade de alteração.

O teor de caulinita, mostrado na Figura 5, aumenta com a profundidade. Esse argilo-mineral migra para as partes mais baixas do perfil por lixiviação. Ele é responsável pela cor esbranquiçada do horizonte de acumulação. O teor de muscovita também cresce com a profundidade. A muscovita, como mostrado na Figura 1, é o produto da intemperização do quartzo. Logo, à medida em que o quartzo se transforma em muscovita, ele migra para as partes mais baixas do terreno. O pequeno tamanho das partículas de muscovita permite que ela faça essa migração.

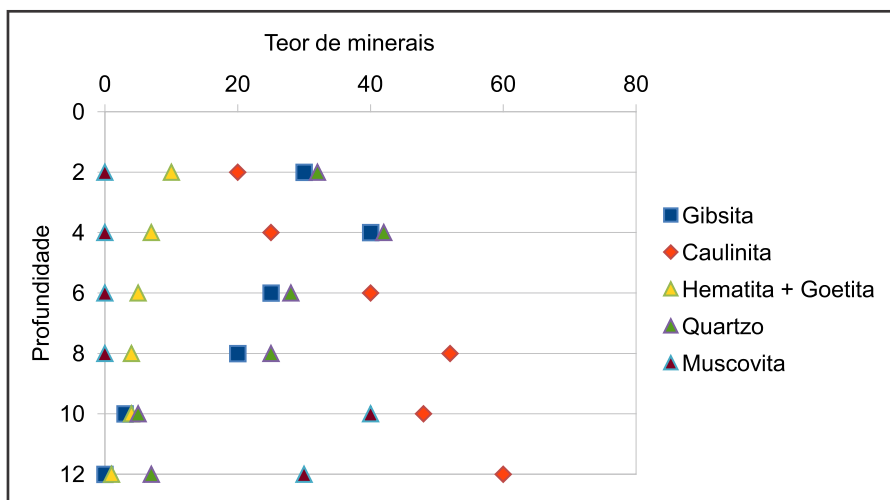


Figura 5 – Mineralogia de um perfil de solo do Distrito Federal (modificado de Camapum de Carvalho e Gitirana Júnior, 2021).

3. MAPA DE SOLOS DO BRASIL

Como se tentou demonstrar até aqui, diversos fatores atuam sobre a formação dos solos. Dentre eles, os mais importantes são: clima, embasamento rochoso e topografia. Ao apresentar o mapa (pedológico) de solos do Brasil, deseja-se tão somente ilustrar esse fato. A Figura 6 traz o mapa de solos.

A predominância de latossolos, plintossolos e argissolos é nítida. Esses solos são os que, mais frequentemente, a geotecnia chama de solos lateríticos. As maiores extensões desses solos se localizam nas regiões do Planalto Central, Norte e Centro Sul do país.

Por outro lado, os neossolos e nitossolos, que a geotecnia mais frequentemente denomina de saprólitos ou residuais jovens, concentram-se nas áreas de grande declividade (serras) e na região Nordeste, onde chove menos.

Cabe aqui, também, observar que os vertissolos e planossolos comuns em áreas de várzeas se fazem presentes em grandes extensões no Rio Grande do Sul, no Pantanal Mato-grossense e em Roraima. Se for considerada a disponibilidade de água e clima, a planície do Solimões e do Amazonas também deveriam ter esses mesmos solos. Contudo, nesta última região, predominam os solos lateríticos. Desse modo, o embasamento rochoso também faz diferença na formação do solo.

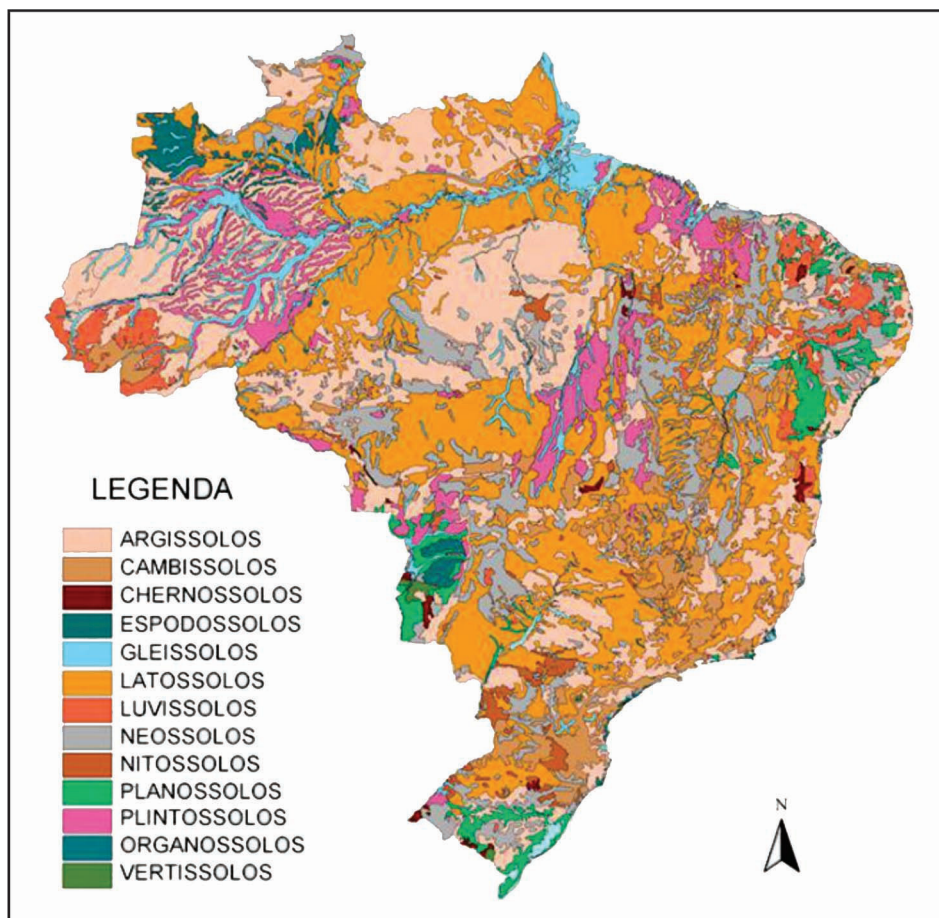


Figura 6 – Mapa de solos do Brasil. Fonte: Embrapa (<https://www.embrapa.br/busca-de-noticias/-/noticia/2062813/solo-brasileiro-agora-tem-mapeamento-digital>).

4. PERFIS TÍPICOS DE SOLOS TROPICAIS NO BRASIL

O objetivo desta sessão é apresentar alguns perfis de solos tropicais não saturados que são típicos no Brasil. Para cada perfil, além da estratigrafia, deve-se descrever, de forma sucinta, sua origem e principais propriedades (mecânicas, físicas, químicas, vantagens e dificuldades de obras neste tipo de solo) para uso em projetos de fundações, cortes, aterros, etc.

4.1 Perfis típicos no Nordeste

Na Figura 7, busca-se ilustrar a evolução pedogenética de um perfil de solo transportado em região costeira. Pode-se observar, nessa figura, que o depósito de areia, provavelmente de origem eólica, na beira do mar, teve uma cor mais avermelhada na parte superior – um indicativo de concentração de íons ferro-aluminosos. Já na parte inferior, o perfil está mais esbranquiçado, o que indica predominância do material silicoso. A umidade para essa evolução vem, principalmente, da brisa soprada do mar. Também, é importante observar que, mesmo sendo um perfil de areia do mar, a região mais elevada topograficamente sofre menos erosão. Isso se deve à cimentação produzida pelos materiais ferro-aluminosos.



Figura 7 – Perfil costeiro em Canoa Quebrada, CE. Foto: W. Conciani.

A Figura 8 mostra um corte de solo da cidade de Salvador. Nesse perfil, pode ser observado que seu topo está bem preservado em termos de escorregamento e erosão. Na base do talude, aparecem os escorregamentos, enquanto que, na parte de solo residual mais jovem, observa-se a ocorrência dos processos erosivos.



Figura 8 – Perfil de solo residual de rocha sedimentar, Salvador - BA. Foto: Moacyr Schwab.

4.2 Perfis típicos no Centro Oeste

O perfil seguinte mostra um solo saprolítico de encosta. Observa-se, na foto da Figura 9, que o manto inconsolidado é pouco espesso e se sobrepõe ao material saprolítico. O material residual jovem foi removido pela erosão. O material exposto dentro da ravina é parte saprolito e parte rocha alterada.



Figura 9 – Perfil Solo Saprolítico na MT 130, Paranatinga, MT. Foto: W. Conciani

4.3 Perfis típicos no Sudeste

A Figura 10 mostra um perfil de solo às margens da BR 116, no Rio de Janeiro. Esse perfil de corte recente ilustra a estratificação do solo. No topo do perfil, o solo mais marrom é o mais maduro. Em seguida, vem uma camada de transição, de cor mais clara, separada por uma linha roxa. A parte mais baixa do perfil está com cor cinza clara, quase branca, indicando o acúmulo de material silicoso. A ausência de cimentação natural, nessa região mais baixa, torna o solo mais erodível. Isso pode ser visto nos sulcos de erosão que surgem na base do perfil.



Figura 10 – Perfil de solo na BR 116, Macaé, RJ. Foto: W. Conciani

5. CORRELAÇÕES ENTRE COMPORTAMENTO DO SOLO E SEU PERFIL PEDOGENÉTICO

Neste item, deseja-se mostrar que é possível inferir alguns comportamentos do solo a partir da sua gênese. A origem dos perfis os leva a apresentarem comportamentos mais ou menos esperados a depender do projeto geotécnico a ser desenvolvido.

5.1 Solos lateríticos

Devido ao modo de formação dos solos lateríticos e aos minerais que os compõem, é possível inferir algumas propriedades. Solos lateríticos em processo de formação têm os primeiros metros bastante lixiviados, isto é, são solos porosos. Dessa porosidade, advém uma possível colapsibilidade. Se o índice de vazios é superior a 0,8, é quase certo que o solo seja colapsível. Corroborar essa possibilidade o fato de que a lixiviação deixa alguns materiais que atuam como cimentos. Como exemplo, podem-se citar as pontes de argila,

óxidos e hidróxidos hidratados de ferro e alumínio. Esses materiais e estruturas cimentantes se dissolvem na presença de água, levando à instabilidade da microestrutura, com consequente rearranjo das partículas. O rearranjo produz uma redução de volume conhecida como colapso do solo. Para as estruturas que se assentam nesse solo, o colapso se traduz em recalques súbitos.

É comum que o índice de resistência à penetração (N_{SPT}) dos solos lateríticos seja baixo nos primeiros metros. Isso se deve à sua porosidade. Contudo, ao passar pelos horizontes concrecionados, esse valor pode se tornar tão elevado que seja impenetrável. Ao se ultrapassar esse horizonte de solo concrecionado, encontra-se um material de baixa resistência à penetração e cor cinza ou branca. Esses perfis são bem desenvolvidos e podem ser muito profundos.

Os poros dos solos têm tamanhos variáveis, de modo similar aos grãos que compõem a sua parte sólida. Assim, de modo análogo à curva de distribuição granulométrica, pode-se obter uma curva de distribuição do tamanho médio de poros no maciço de solo. Por convenção, admite-se que os poros menores que $1,0 \times 10^{-3}$ mm são tratados como microporos. A curva de distribuição do tamanho desses poros afeta o comportamento do solo. Em sua maioria, os solos lateríticos apresentam uma curva bimodal, com macroporos e microporos distintamente separados. A Figura 11 mostra essa distribuição.

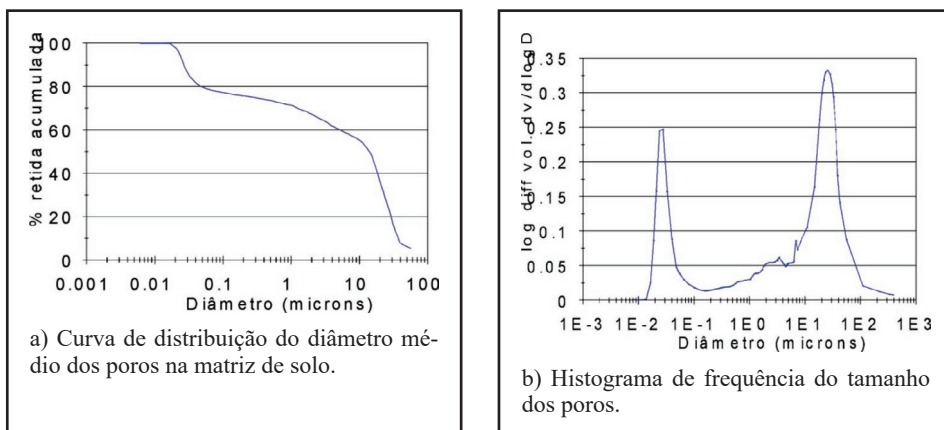


Figura 11 – Distribuição dos tamanhos médios dos poros do solo de Rondonópolis, MT

Soto e Kiang (2013) mostram que, se a distribuição de tamanhos de poros é contínua, o ar e água podem fluir com maior facilidade em toda a matriz. Isso impacta o coeficiente de permeabilidade não saturado. Caso geral, A distribuição de frequência dos tamanhos médios dos poros mostra que o solo tem uma distribuição bimodal, conforme visto na Figura 11.

Se a estrutura é porosa, esses solos também devem ser esperados como permeáveis. De fato, o coeficiente de permeabilidade dos solos lateríticos varia entre 10^{-3} m/s e 10^{-6} m/s. Esses valores são típicos de areias limpas. A permeabilidade varia em função da umidade, da estrutura e, portanto, da profundidade do ponto observado. Em geral, a per-

meabilidade decresce com a profundidade. Contudo, o decréscimo pode ser gradual ou abrupto. Em alguns perfis de solo, ocorrem mudanças bruscas de textura ou estrutura, o que faz suas propriedades variarem muito em um curto espaço. Solos com perfis podzólicos apresentam esse comportamento.

A permeabilidade dos solos não saturados será melhor estudada no capítulo 13. Entretanto, não se pode deixar de mencionar que a permeabilidade desses solos diminui à medida que a sucção (e o grau de saturação) aumentam. Essa diferença entre os valores de permeabilidade saturada e não saturada se deve à resistência que as bolhas de ar, oclusas no solo, oferecem à passagem da água. Jesus (2012) mostra valores de permeabilidade de um solo não saturado variando entre 10^{-12} m/s para sucções da ordem de 120 kPa até 10^{-6} m/s para solos saturados. Além dos valores de sucção, a maior ou menor interferência das bolhas de ar oclusas se deve à distribuição bimodal dos tamanhos dos poros e à temperatura a que os solos e fluídos estão submetidos.

Farias (2012) estudou de modo pormenorizado a influência da distribuição dos poros no solo. Segundo o autor, os microporos predominam no interior dos *peds* (agregados de solo). Por outro lado, os macroporos ocorrem entre os agregados de solo. Dessa forma, a posição desses poros pode ser determinante nas propriedades de um solo. A permeabilidade é uma das propriedades mais afetadas.

A análise granulométrica desses solos deve ser cuidadosa. A existência dos *peds* conduz a diferentes possibilidades texturais. Jacinto (2006) mostra que os solos lateríticos podem, por exemplo, ter comportamento e textura de areia se a análise granulométrica for conduzida de modo tradicional. Para esse autor, o uso de defloculantes na análise granulométrica de solos lateríticos muda o resultado da análise granulométrica. Entretanto, isso não acontece com solos saprolíticos.

Se a textura do solo muda, a distribuição dos poros também muda. Por conseguinte, sua permeabilidade, compressibilidade e até a resistência ao cisalhamento mudam. Por isso, ensaios de campo desempenham importante papel na preparação de projetos nesse tipo de solos.

5.2 Saprolitos

Da mesma forma que nos solos lateríticos, os saprolitos e solos saprolíticos têm algumas características que permitem inferir suas propriedades. Isso é possível porque esses solos guardam as estruturas da rocha e também porque, dentre os minerais que os compõem, estão muitos argilominerais primários, do tipo 2:1 ou 3:1.

Uma propriedade frequentemente observada nos solos saprolíticos é a expansão. Os argilominerais primários presentes nesses solos têm um alto potencial de expansão. De outro lado, ao serem expostos às intempéries, esses solos podem liberar as pressões que continham as suas partículas. Essa pressão é suficiente para gerar tensões de expansão no solo. Os artigos de Soares e Conterato (2014) e Damo *et al.* (2018) mostram a mineralogia típica de um solo saprolítico expansivo. O artigo de Damo *et al.* (2018), quantifica o potencial de expansão livre, a pressão de expansão e mostra os danos causados nas estruturas edificadas sobre este solo. O artigo de Soares e Conterato (2014) também mostra um perfil típico de solo residual, saprolítico, na Região Sul.

A erodibilidade é um fator importante nos solos saprolíticos. Os mesmos argilomineais que geram a expansão servem, também, para facilitar o destacamento das partículas. O processo é mais intenso se os solos são expostos à chuva. Nesse caso, a água atua como agente que promove o destacamento e o transporte das partículas. É comum que taludes rodoviários exibam uma capa dura mais próxima ao topo que resista à erosão. Contudo, logo abaixo dessa capa, ocorrem solos residuais jovens e saprólitos, que são erodíveis e mostram profundas escavações pela ação de chuvas e ventos. Os taludes mostrados nas Figuras 7 a 10 trazem uma ilustração dessa situação.

O perfil de resistência à penetração dos solos (N_{SPT}) saprolíticos pode ser bastante variável. Isso se deve ao fato de que o intemperismo ocorre de forma variada, sendo mais intenso onde ocorrem os fluxos preferenciais de água. Assim, formam-se regiões onde o solo está muito alterado e regiões onde o solo está pouco alterado. Isso se reflete diretamente no comportamento do solo. Esse comportamento errático foi elucidado por Futai *et al.* (1998).

Os saprólitos são muito suscetíveis a corridas de lama e deslizamentos. Muitos solos saprolíticos são oriundos de rochas lamelares como os xistos, filitos, ardósias, etc. Ao sofrerem alteração, as estruturas se mantêm, mas a coesão se acaba. Logo, formam-se planos preferenciais de deslizamento. Outra situação comum é em encostas, quando se formam superfícies de diferentes permeabilidades e resistências. Nesse caso, ao ocorrerem chuvas intensas, a água se acumula nessas superfícies, promove a sua saturação, perda de resistência e, em seguida, a corrida de lama.

A Figura 12 mostra um exemplo de perfil de resistência à penetração. Nos primeiros metros de profundidade, o valor de N_{SPT} varia em torno de 3 e cresce com a profundidade. Ao atingir a região de solo residual jovem e/ou saprólito, os valores de N_{SPT} se tornam erráticos.

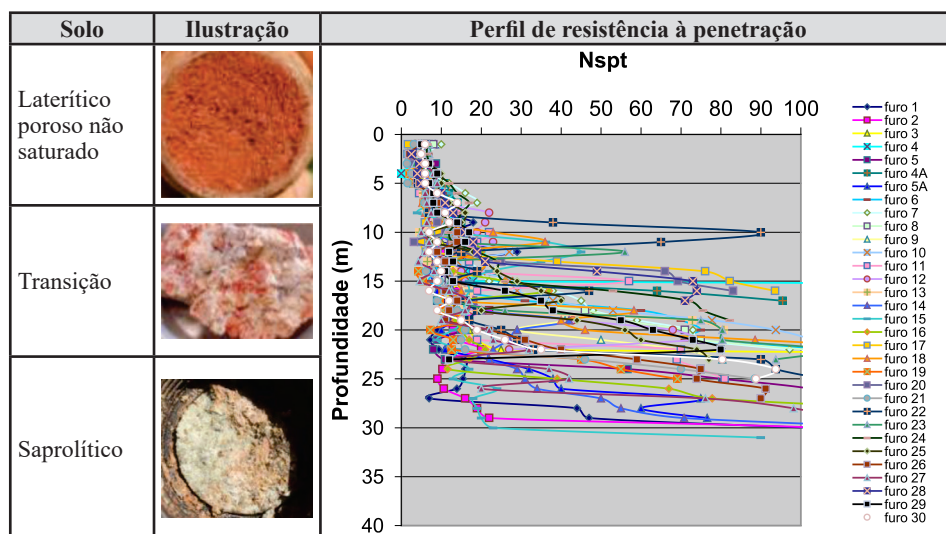


Figura 12 – Perfil de resistência à penetração (N_{SPT}) na cidade de Pederneiras, SP.

6. ESTUDO DE CASO

Neste item, apresenta-se um caso de obra em que o estudo do perfil foi determinante para a solução. A literatura está repleta de casos de obra em que o conhecimento do perfil de modo mais detalhado teria evitado acidentes ou reduzido custos. Importante observar que a gênese do solo foi a causa determinante da ruína e da reelaboração do projeto geotécnico.

Franco *et al.* (2008) relatam um caso de ruptura de talude de túnel auxiliar na construção de barragem, no qual o conhecimento do perfil de solo foi determinante para a solução dos problemas encontrados. Trata-se da Barragem de Simplicio (MG/RJ). Durante a construção dessa barragem, houve a ruptura de um dos taludes de um dos túneis de acesso. As sondagens realizadas indicavam que o emboque deveria ser mudado para evitar problemas de estabilidade. Feitas as alterações e executado o trecho, deu-se início ao monitoramento de possíveis movimentos. Após a detecção desses movimentos, decidiu-se adicionar uma berm e drenos sub-horizontais para estancar o movimento.

Franco *et al.* (2008) relatam que a geologia local é composta basicamente por gnaisses, migmatitos, rochas granitóides e diques de diabásio, coberto por sedimentos aluvionares, coluvionares e solos residuais. A estruturação predominante do maciço é condicionada pela Zona de Cisalhamento de Além Paraíba, a qual compartimenta os litotipos com um bandamento gnáissico subvertical e atitude N65E, podendo ocorrer pequenas variações. Esta feição é perfeitamente identificada em cartas topográficas, fotografias aéreas e imagens de satélite da região. As unidades geológicas que compartimentam o maciço estão dispostas segundo a direção preferencial N65E e compõem faixas alinhadas paralelamente ao rio Paraíba do Sul. O Complexo Juiz de Fora é composto por ortognaisses granulíticos milonitizados geralmente formando maciços mais resistentes à erosão. Grande parte dos túneis do circuito hidráulico do empreendimento estão previstos para serem escavados em rochas desta unidade. O Complexo Paraíba do Sul é composto por paragneisses (biotita gnaisses) que podem apresentar lentes de rochas calciossilicatadas e frequentemente apresentam espesso manto de intemperismo. A maior parte dos canais do empreendimento estão implantados em canais de drenagem escavados naturalmente em rochas intemperizadas desta unidade.

Observações de campo realizadas pelos autores mostravam que as estruturas reliquias da rocha local estavam subverticalizadas. Entretanto, era também visível que esses materiais de atitude subverticalizada estavam conjugados com outros, subjacentes, com ângulos de mergulho entre 10° e 35°. A ruptura se deu de modo planar, como os planos de fraqueza da rocha determinaram. O mecanismo disparador foram as chuvas intensas ocorridas e que saturaram o solo. Análises posteriores mostraram que, em alguns casos, o preenchimento de 25% do volume das fraturas seria suficiente para disparar o escorregamento.

Importante, aqui, frisar que a ruptura se dá no manto intemperizado, isto é, foram atingidos os solos presentes e a rocha alterada. Diga-se, ainda, que os autores afirmam que a ruptura se dá de modo planar, acompanhando a estrutura e as falhas da rocha intemperizada, ou seja, a ruptura se dá nos locais onde a rocha alterada tem juntas ou falhas cheias de material inconsolidado proveniente da meteorização das rochas. Portanto,

material que lubrificado pelo fluxo de água perde a coesão e o atrito, gerando a superfície de ruptura.

Nesse caso, o estudo detalhado do perfil e a adoção de medidas mitigadoras dos efeitos de chuva permitiria evitar o acidente acontecido. O uso de estereogramas para compreender o perfil de solo residual/saprolítico e da rocha alterada podem evitar novos acidentes. A mudança da NBR 6484 feita em 2020, que foi proposta por Vargas (1985), que incluiu uma descrição do solo e de sua origem para além dos critérios de identificação usuais faz a diferença para os projetos geotécnicos. Adicionalmente, deve se pensar o perfil de solo como uma estrutura e não apenas como material de apoio ou embutimento de outras estruturas. Para tanto, além da identificação do solo, é preciso conhecer sua história e sua origem.

REFERÊNCIAS

BRASIL. (2007) Manual Técnico de Pedologia. 2ª edição. Rio de Janeiro: IBGE.

CAMAPUM DE CARVALHO, J.; SALES, M. M.; SOUZA, N. M.; MELO, M. T. S. (2006). Processos Erosivos no Centro-Oeste Brasileiro. Universidade de Brasília, Brasília, 464p.

CAMAPUM DE CARVALHO, J.C. & GITIRANA JÚNIOR, G.F.N. (2021) Unsaturated soils in the context of tropical soils. In Soils and Rocks, 44(3). disponível em <https://soil-sandrocks.com/sr-2021-068121>

DAMO.T.P; DORNELES, L.E. & PINHEIRO, R;J.B. (2018) Estudo do comportamento de solos tropicais de Santa Maria/RS através de ensaios mini CBR, expansão e contração. COBRAMSEG 2018. Salvador. Acessado em <https://philos.sophia.com.br/terminal/8530/acervo/detalhe/4063?guid=1642703471535&returnUrl=%2fterminal%2f8530%2fresultado%2flistar%3fguid%3d1642703471535%26quantidadePaginas%3d1%26codigoRegistro%3d4063%234063&i=4>.

DIAS, R.D. (1985) Fundações de linhas de transmissão assentes em solos lateríticos. Seminário de Engenharia de Fundações Especiais, São Paulo, pg. 283-289.

FARIAS, W.M.(2012) Processos evolutivos de intemperismo químico e sua ação no comportamento hidromecânico de solos do Planalto Central. Tese de doutorado apresentada ao Departamento de Engenharia Civil e Ambiental da Universidade de Brasília. 263 pg.

FERREIRA, S.R.M. (1991) Metodologia para Identificação de Locais de Ocorrência de solos Potencialmente Colapsíveis e expansivos com Base na Classificação e Levantamentos Pedológicos. XIV Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, Boletim 12, pg. 120-123.

FRANCO, J.A.M.; PIRES FILHO, C.J.; MACEDO JÚNIOR, P.M. & BORGES, J.B. (2008) A Contribuição de Estruturas Relíquias para Rupturas Localizadas dos Taludes em Solo Residual nas Obras do AHE Simplício Queda-Única. XIV COBRAMSEG, ABMS, Buzios, Anais Eletrônicos.

FUTAI, M.M.; CONCIANI, W. & SOARES, M.M. (1998). Características geotécnicas do solo saprolítico da Baixada Cuiabana. XI COBRAMSEG, Brasília, v. 1, pp. 221-228.

GUSMÃO FILHO, J.A. (1998). Fundações. UFPE, Recife. 239 Pg.

JESUS, L.S. (2012) Estudo da permeabilidade dos Solos de Fundação de Aterros de Resíduos Sólidos Urbanos de Baurú, SP. Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Engenharia da UNESP-Bauru. 186 pg.

NOGAMI, J.S. & VILLIBOR, D.F. (2007) Pavimentação de baixo custo com solos lateríticos. Villibor, São Paulo. pg. 27-38.

PATÍÑO, F.H. (2004). Suelos Residuales Tropicales. Hombre Nuevo, Medellin, 354 pg.

SOARES, J.M.D & CANTERATO, T.M. (2014) Caracterização de um solo expansivo de Santa Maria – RS. In COBRAMSEG 2014. Goiânia. Acessado em <https://philos.sophia.com.br/terminal/8530/acervo/detalhe/4736?guid=1642703471535&returnUrl=%2fterminal%2f8530%2fresultado%2flistar%3fguid%3d1642703471535%26quantidadePaginas%3d1%26codigoRegistro%3d4736%234736&i=1>

SOTO, M.A. & KIANG, C.H. (2013) Permeabilidade relativa em zona vadosa com porosidade bimodal: um estudo em solos brasileiros: in Águas subterrâneas. 27(2). pg. 92-103.

VARGAS, M. (1985) The Concept of tropical soils. I International Conference on Tropical Lateritic and Saprolitic Soils, Brasília, v. 3, pg. 101-134.