



## C A P Í T U L O   1

# GÊNESE DO SOLO

Daniely Neckel Rosini

Renata Neto Duarte

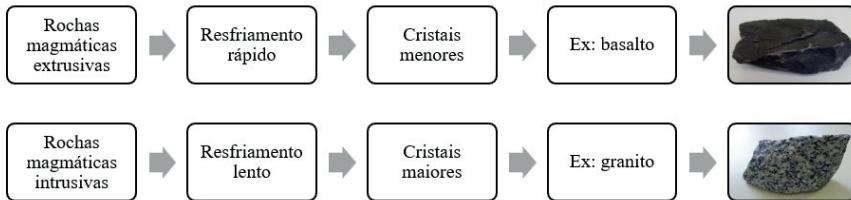
## 1.1 COMPOSIÇÃO DA CROSTA TERRESTRE

A crosta terrestre é constituída por diferentes tipos de rochas, que podem ser classificadas em três grupos principais: magmáticas, metamórficas e sedimentares (Teixeira, 2007).

As rochas magmáticas se originam da solidificação do magma (Figura 1.1) e é a partir delas que se formam as rochas sedimentares e metamórficas. Conforme o magma vai se resfriando, vão se formando os cristais, sendo que os primeiros minerais a serem cristalizados são a olivina e a anortita. O quartzo é um dos últimos minerais a se cristalizar e vai preenchendo os espaços intersticiais. Quanto mais o magma demora para resfriar, mais cristais grandes se formam, pois há tempo para ocorrer a polimerização dos elementos.

As **rochas magmáticas** podem ser extrusivas ou intrusivas. O processo de formação das rochas extrusivas ocorre quando o magma do vulcão extravasa para a superfície e resfria de forma rápida, originando cristais menores, como ocorre na formação do basalto. Quando o magma fica no interior da crosta, ele demora mais para solidificar, isso faz com que se formem cristais maiores, formando as rochas intrusivas como, por exemplo, no granito, em que é possível observar a olho nu cristais de quartzo, mica, feldspato e anfibólio.

Figura 1.1 - Processo de formação das rochas magmáticas extrusivas e intrusivas.



Os minerais essenciais das rochas são os que ocorrem em maior proporção que os minerais acessórios. Os principais minerais essenciais são os feldspatos, quartzo, piroxênios, anfibólidos, olivinas e micas.

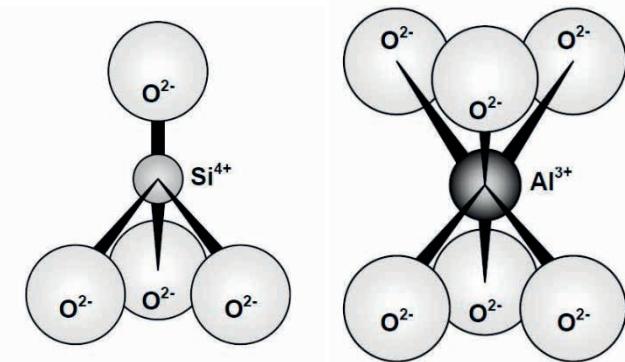
De acordo com a coloração, as rochas magmáticas podem ser classificadas conforme o que está expresso na Tabela 1.1 (Ker et al. 2012):

Tabela 1.1- Coloração das rochas e minerais que as constituem.

Tipo	Coloração	Minerais	Rochas
<b>Leucocrática</b>	Predominam minerais de cor clara	Feldspato, quartzo e muscovita	Granito e riolito
<b>Melanocrática</b>	Mais de 60% de minerais escuros	Anfibólidos, piroxênios e biotita.	Basalto, diabásio e gабro
<b>Mesocrática</b>	Rochas intermediárias com 30 a 60% de minerais escuros.	Minerais máficos	Andesito e diorito

As rochas são compostas principalmente por elementos em forma de óxidos, como o óxido de silício ( $\text{SiO}_4$ ) e o óxido de alumínio ( $\text{AlO}_4$ ) (Figura 1.2).

Figura 1.2- Tetraedro de silício e octaedro de alumínio.



Fonte: Cresser et al. (1993)

Quanto maior for a proporção de  $\text{SiO}_2$ , menor será a dos demais óxidos como  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  na rocha. Quanto mais  $\text{SiO}_2$ , mais clara será a rocha pela quantidade menor de minerais de ferro, cálcio e magnésio, por isso, granito e riolito normalmente originam solos pobres. Já as rochas pobres em  $\text{SiO}_2$ , como o basalto e o gабro, são mais escuras por terem mais ferro, cálcio e magnésio, possuindo maior probabilidade de originar solos férteis.

De acordo com os elementos que compõem as rochas magmáticas, elas podem ser classificadas conforme o teor de óxido de silício (Tabela 1.2) (IBGE, 2015):

Tabela 1.2 Classificação das rochas de acordo com o teor de óxido de silício ( $\text{SiO}_2$ ).

Classificação	Teor de $\text{SiO}_2$	Exemplos de rochas
<b>Ácida</b>	> 65%	Granito, pegmatito, pórfiro e riolito
<b>Intermediária</b>	Entre 52 e 65%	Sienito, diorito e andesito
<b>Básica</b>	Entre 45 e 52%	Gабro, diabásio e basalto
<b>Ultrabásica</b>	<45%	Peridotito

As **rochas sedimentares** são oriundas da intemperização de outros tipos de rochas. Elas se formam a partir da deposição e compactação de sedimentos ao longo do tempo geológico. Os sedimentos são fragmentos de rochas pré-existentes, minerais, matéria orgânica e detritos transportados pela água, vento ou gelo, que se acumulam em bacias sedimentares, como lagos, rios, oceanos e desertos. Com o tempo, esses sedimentos são gradualmente compactados pela sobreposição de camadas de sedimentos subsequentes e submetidos a processos de diagênese, que envolvem a compactação e a cimentação dos sedimentos. Existem três principais categorias de rochas sedimentares:

- I | Rochas sedimentares detríticas ou clásticas: são formadas pela acumulação e cimentação de sedimentos clásticos, que são fragmentos de rochas e minerais transportados e depositados por agentes como água, vento ou gelo. Exemplos: arenito, conglomerados e argilito;
- I | Rochas sedimentares químicas: são formadas pela precipitação de minerais em solução. Quando a água evapora ou se torna saturada em certos minerais, ocorre a formação dessas rochas. Exemplos: pirita, aragonita e fosforita;
- I | Rochas sedimentares orgânicas: são formadas a partir da acumulação de material orgânico, como restos de plantas e animais. Com o tempo, esses materiais orgânicos são compactados e transformados em rochas, como o carvão e o calcário fossilífero.

As **rochas metamórficas** se formam a partir da transformação de rochas pré-existentes por meio de processos físicos e químicos que ocorrem em condições de temperatura e pressão elevadas. As rochas metamórficas exibem uma variedade de características, como foliação (arranjo de minerais em camadas ou bandas), lineação (orientação preferencial dos minerais) e recristalização de minerais (Tabela 1.3) (Teixeira et al. 2007).

Tabela 1.3- Exemplos de rochas metamórficas, coloração e rocha de origem.

Rocha metamórfica	Coloração	Rocha de origem
Gnaisse		Geralmente clara e bandeada Granito e riodalito
Migmatito		Granulação fina e laminada Rochas ígneas, como granitos e dioritos, ou rochas sedimentares, como arenitos e argilitos
Micaxisto		Granulação fina e laminada Rochas ígneas ou sedimentares constituídas por micas, quartzo e argilas
Mármore		Variável e bandeada Calcário
Anfibólito		Rocha escura Basalto ou gabro

## 1.2 INTEMPERISMO

O intemperismo é um conjunto de processos naturais que ocorrem na superfície da terra, resultando na decomposição e alteração das rochas e outros materiais expostos ao ambiente. É um processo contínuo e gradual que ocorre ao longo do tempo geológico, por meio de processos físicos, químicos e biológicos que resultam na decomposição, desagregação e transformação das rochas em solo (Teixeira et al. 2007).

A ação do intemperismo desempenha um papel fundamental na formação do solo ao longo do tempo geológico, na modelagem da paisagem e na liberação de nutrientes para os ecossistemas. Além disso, também contribui para a formação da estrutura do solo, que permite a circulação adequada de ar, água e organismos, facilitando o crescimento das raízes das plantas.

O intemperismo das rochas pode ser classificado em três tipos: físico, químico ou biológico.

### 1.2.1 Intemperismo físico

O intemperismo físico é um processo natural que causa a desintegração e fragmentação das rochas sem alterar sua composição química. Esse tipo de intemperismo ocorre devido a ações físicas e agentes externos que atuam sobre as rochas, resultando em sua fragmentação em pedaços menores. A Figura 1.3 mostra os agentes do intemperismo físico (Teixeira et al. 2007).

Figura 1.3- Agentes do intemperismo físico.



O alívio de pressão é um fator inicial na degradação das rochas, seja por levantamento da crosta ou erosão geológica das camadas superiores, ocasionando fendas. Outro fator importante é a água, que, quando se infiltra nas rachaduras das rochas e congela, ela se expande e exerce pressão sobre as paredes das fissuras. O congelamento e o descongelamento repetidos podem aumentar a extensão das rachaduras, fragmentando as rochas. As mudanças diárias de temperatura, bem como as variações sazonais, podem causar o intemperismo físico nas rochas. O aquecimento e o resfriamento repetidos levam à dilatação e contração das rochas, resultando em rachaduras e fraturas.

Sais ou óxidos provenientes da dissolução de minerais das rochas, ao cristalizarem em poros ou fendas, aumentam de volume, ocasionando a desintegração. A ação do vento transportando partículas de areia também pode causar abrasão nas rochas, desgastando-as ao longo do tempo. A ação mecânica das raízes das plantas por busca de água e nutrientes, exerce pressão sobre as paredes das rachaduras, contribuindo para o desgaste e a fragmentação das rochas.

### 1.2.2 Intemperismo químico

No intemperismo químico, os minerais da rocha são parciais ou totalmente dissolvidos e se transformam em outros. O intemperismo químico envolve reações químicas que modificam a composição dos minerais e rochas ao longo do tempo. Ele desempenha um papel fundamental na formação do solo, uma vez que a alteração química dos minerais das rochas forma os componentes minerais do solo. Além disso, o intemperismo químico também contribui para a liberação de nutrientes essenciais para as plantas, afetando a fertilidade do solo. Os principais processos de intemperismo químico são a hidrólise, a oxirredução e a hidratação e desidratação dos minerais (Teixeira et al. 2007).

As reações de intemperismo químico podem ser resumidas pela seguinte expressão (Toledo et al. 2007):

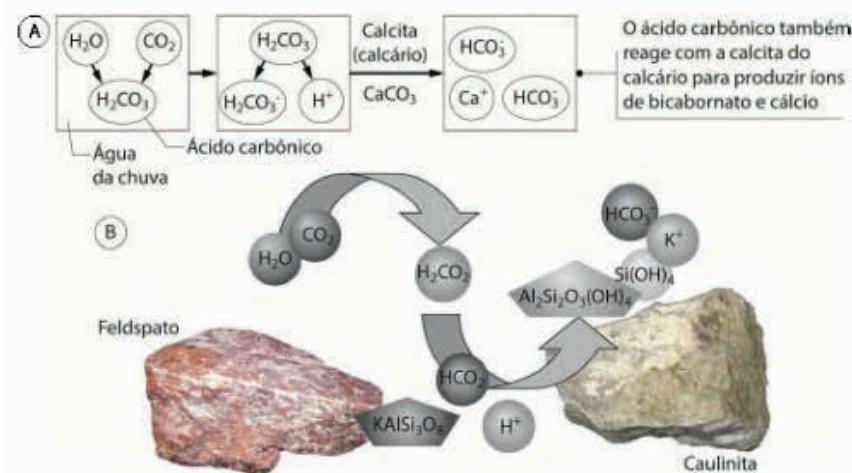


Os agentes do intemperismo químico podem ser a água, o oxigênio e os ácidos orgânicos e inorgânicos. Vale ressaltar que os minerais primários se formaram como parte integrante do processo da rocha original. Já os minerais secundários se formaram posteriormente em relação aos minerais primários, por meio de processos de alteração ou intemperismo.

A hidrólise é o processo de reação química de minerais com a água. A água penetra nas rachaduras das rochas e reage com os minerais, resultando na dissolução de certos minerais e na formação de novos minerais. A hidrólise é uma reação de intemperismo de grande importância nas regiões com clima tropical.

Nesse processo, ocorre a destruição da estrutura dos minerais, resultando na quebra das ligações químicas entre os elementos químicos que compõem cada mineral. Os elementos químicos são liberados na água, na forma de cátions e ânions dissolvidos. Esses elementos dissolvidos podem se combinar novamente para formar novos minerais, conhecidos como minerais secundários. Eles também podem ser lixiviados do perfil do solo juntamente com a água de drenagem ou serem absorvidos pelas raízes das plantas. O ácido carbônico, presente na água da chuva, é formado pela interação das moléculas de água com o CO<sub>2</sub> da atmosfera, desempenha um papel fundamental no início do processo de hidrólise e na lixiviação dos produtos resultantes (Figura 1.4).

Figura 1.4- Reações de intemperismo químico sob condições de clima quente e úmido: Dissolução da calcita formando íons de bicarbonato e de cálcio (A) hidrólise do feldspato potássico formando íons de potássio e ácido silícico (B).



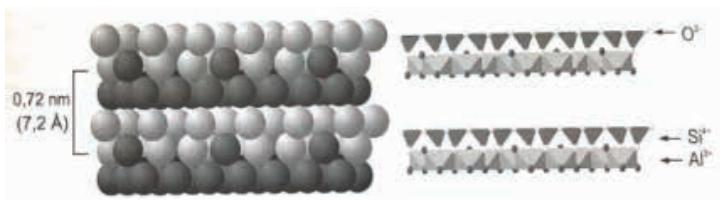
Fonte: Lepsch (2021).

Para que ocorra o processo de hidrólise, a água com os sais precisa ser renovada, ou a hidrólise cessa. Por isso, em climas úmidos, os solos são mais profundos devido a maior movimentação da água no solo. O pH também é um fator importante pois influencia na solubilidade do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Quanto mais Ca e Mg os minerais

tiverem, maior será o pH da solução. O  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  são solúveis em pH próxima a 10. Em ambientes lixiviantes com pH entre 5 e 6 a solubilidade dessas moléculas será baixa. A hidrólise pode ser classificada em total ou parcial, dependendo do ambiente e da lixiviação do silício e das bases  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ .

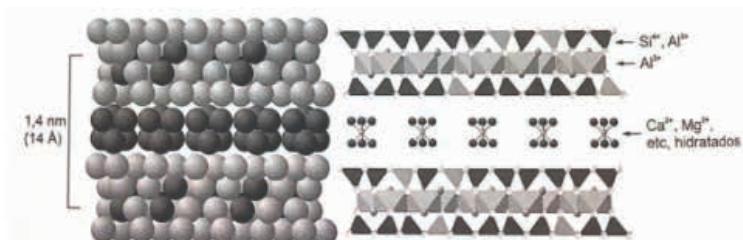
A hidrólise parcial ocorre em ambientes com lixiviação menos eficiente. A monossiatilização ocorre quando o processo tem alta lixiviação de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  e Ke origina minerais secundários 1:1 (uma camada de tetraedros de Si e uma de octaedros de Al), como a caulinita (Figura 1.5). A bissialitização gera minerais 2:1 (duas camadas de tetraedros de Si com uma de octaedros de Al entre elas) (Figura 1.6), como as esmectitas. Já na hidrólise total, também chamada de elitização (apenas octaedros de Al), ocorre a lixiviação total do  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  originando a gibbsita.

Figura 1.5- Mineral 1:1 (Caulinita).



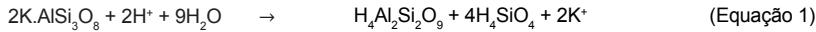
Fonte: Schulze (2002).

Figura 1.6- Mineral 2:1 (Vermiculita).



Fonte: Schulze (2002).

Um mesmo mineral pode formar diferentes minerais de argila, ou gibbsita, dependendo do clima, pH e lixiviação. A Equação 1 mostra a reação de formação do mineral 1:1, a caulinita, em condições de médio fluxo de lixiviação, pH 5 a 7 e remoção parcial da sílica. A Equação 2 expressa a formação da gibbsita, que ocorre em regiões com alto fluxo lixiviante, pH baixo e remoção completa da sílica. A Equação 3 mostra a formação do mineral 2:1, a montmorinolita em climas mais secos, com pH elevado e pouca lixiviação.



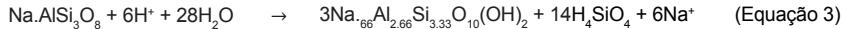
*Ortoclásio*

*Caulinita (1:1)*



*Ortoclásio*

*Gibbsita*

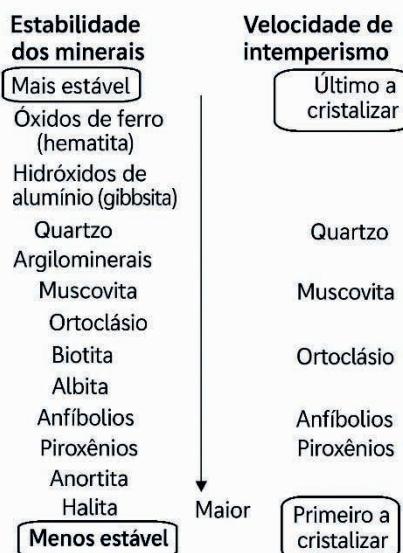


*Ortoclásio*

*Montmorilonita (2:1)*

O Al é um elemento com baixa mobilidade, por isso os oxi-hidróxidos de Al e Fe predominam em solos com intemperismo químico intenso. A Figura 1.7 mostra a estabilidade dos minerais. A solubilidade dos elementos que estão presentes na rocha segue a ordem (Polinov, 1937): Ca > Na > Mg > K > Si > Fe > Al.

Figura 1.7- Estabilidade dos minerais seguindo a série de Goldich.



Fonte: Adaptado de Teixeira et al. (2000).

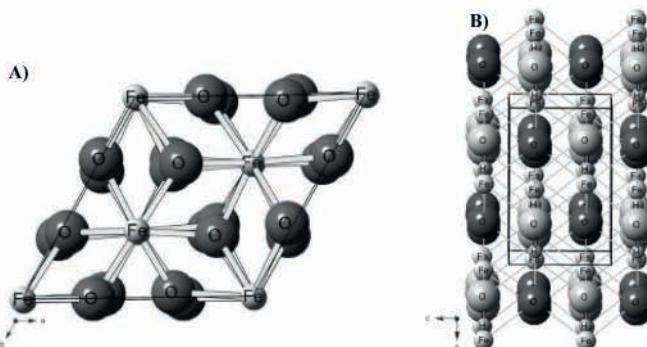
A dissolução e a oxirredução também são reações importantes do intemperismo químico. Alguns minerais são solúveis em água e podem ser dissolvidos pelo intemperismo químico. A solubilização ocorre com alguns minerais na presença de água, como a halita ( $\text{NaCl}$ ), anidrita ( $\text{CaSO}_4$ ) e calcita ( $\text{CaCO}_3$ ). Por exemplo, a calcita presente em rochas como o calcário pode ser dissolvida pela ação de água levemente ácida, resultando em processos de carstificação, como a formação de cavernas e dolinas. Já a hidratação ocorre quando minerais reagem com a água, incorporando moléculas de água em sua estrutura. Isso pode causar expansão e enfraquecimento das rochas, contribuindo para sua desintegração.

O processo de oxidação ocorre quando há a perda de elétrons. Muitos elementos podem ser oxidados ao se combinar com o oxigênio, como o Fe e o Mn. Nos minerais primários, quase sempre o ferro se encontra na forma reduzida ( $\text{Fe}^{2+}$ ), não oxidante. Por meio da hidrólise, minerais contendo ferro são expostos ao oxigênio atmosférico. O oxigênio reage com o ferro presente nos minerais, resultando na oxidação do ferro ( $\text{Fe}^{3+}$ ) e na formação de óxidos e hidróxidos de ferro. Se o ambiente for bem drenado, o ferro irá oxidar e produzir um novo mineral, que pode ser a Hematita (Equação 4) (Figura 1.8). Esse processo é responsável pela cor avermelhada de algumas rochas intemperizadas.



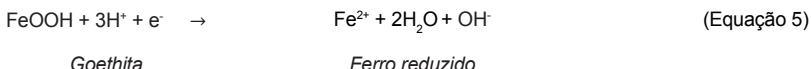
Quando o ferro dissolvido sofre oxidação num ambiente com maior presença de água, poderá formar um óxido hidratado de ferro, pois o ferro reduzido se encontra com o oxigênio e forma o óxido de ferro hidratado chamado de Goethita (Figura 1.8), que terá coloração amarela ou marrom.

Figura 1.8- Estrutura cristalina da hematita (A) e goethita (B).



Fonte: Adaptado de Oliveira et al. (2013).

Quando há deficiência de oxigênio no processo, pode ocorrer o processo de redução. A redução ocorre quando o material está saturado com água e há baixo suprimento de oxigênio, isso faz com que haja o ganho de elétrons. O  $\text{Fe}^{3+}$  pode reduzir para  $\text{Fe}^{2+}$  e o  $\text{Mn}^{3+}$  ou o  $\text{Mn}^{4+}$  para o  $\text{Mn}^{2+}$ . Isso acontece principalmente em fendas com confinamento de água por períodos prolongados. Utilizando o exemplo dos óxidos de ferro, a hematita ou goethita previamente formadas podem sofrer redução e produzir oxidrilas, aumentando o pH do ambiente e tornando o ferro solúvel (Equação 5).



### 1.2.3 Intemperismo biológico

O intemperismo biológico é um processo natural de decomposição e desgaste das rochas e minerais da Terra causado pela ação dos seres vivos, como plantas, animais, bactérias e outros microrganismos. Esses organismos desempenham um papel importante na fragmentação e alteração das rochas por meio de diferentes mecanismos.

A atividade biológica pode ter vários efeitos no intemperismo. Por exemplo, as raízes das plantas podem penetrar nas fissuras das rochas, exercendo pressão física e aumentando a exposição das superfícies à água e outros agentes intemperizantes. Além disso, algumas plantas podem secretar ácidos orgânicos que auxiliam na dissolução dos minerais das rochas, acelerando sua decomposição química. Por isso, a rizosfera é de fundamental importância para a formação do solo. A respiração das raízes também é um processo importante, pois produz gás carbônico, que se dissolve na água e reduz o pH. A absorção de cátions das famílias dos metais alcalinos e alcalinos terrosos pelas raízes das plantas resulta na exsudação de íons  $\text{H}^+$ , o que leva a uma acidificação do solo devido à redução do pH.

Os animais também podem contribuir para o intemperismo biológico. Por exemplo, organismos escavadores, como minhocas, podem misturar o solo e as rochas, facilitando sua exposição aos processos de intemperismo. Além disso, os microrganismos presentes no solo podem produzir substâncias químicas que decompõem os minerais e liberam nutrientes importantes para as plantas.

Os líquens excretam ácidos orgânicos, como o oxálico, que podem dissolver minerais primários e complexar ou quelar cátions metálicos.

## 1.3 FATORES DE FORMAÇÃO DO SOLO

Os fatores de formação do solo, também conhecidos como fatores de formação pedogenética, são elementos-chave identificados pelo cientista russo Vasily Dokuchaev como responsáveis pela formação e desenvolvimento dos solos. Esses fatores são inter-relacionados e atuam em conjunto para determinar as características e propriedades dos solos em determinada região. Os principais fatores de formação do solo, de acordo com Dokuchaev (1883) são: material de origem, clima, organismos vivos, relevo e tempo (Figura 1.9) (Jenny, 1994).

Figura 1.9- Fatores de formação do solo.



Fonte: Os autores.

### 1.3.1 Material de origem

O material de origem é um dos fatores de formação do solo e desempenha um papel fundamental no desenvolvimento das características do solo. O solo se origina a partir do intemperismo das rochas e sedimentos existentes na região. O tipo de material de origem influencia diretamente a composição química, textura, estrutura e propriedades físicas do solo resultante. Diferentes tipos de rochas e sedimentos produzem solos com características distintas. Por exemplo, solos originados de rochas ígneas, como granito, podem ser mais ricos em minerais como quartzo e feldspato. Rochas com mais quartzo dão origem a solos mais arenosos. Já solos originados de rochas sedimentares, como calcário, podem ser ricos em carbonato de cálcio, possuindo pH mais elevado.

Além disso, o grau de intemperismo e a taxa de decomposição do material de origem também influenciam a formação do solo. Materiais de origem mais intemperizados geralmente resultam em solos mais desenvolvidos, com maior acúmulo de matéria orgânica e nutrientes disponíveis para as plantas.

Tabela 1.4- Composição química/mineralógica das rochas.

Classe	Exemplos	Características	Solos formados
Félscicas	Granito Gnaisse	Pobres em Ca, Mg e Fe	Solos geralmente cauliníticos e pobres, mas depende do clima
Máficas	Basalto, gabro, diabásio	Ricos em Ca, Mg e Fe	Pouco quartzo, solos mais argilosos.

Fonte: Adaptado de Kampf e Curi (2012).

Os solos autóctones referem-se aos solos que se desenvolvem a partir do material de origem existente no local, sem transporte significativo de sedimentos de outras áreas. Esses solos são formados *in situ*, diretamente a partir da decomposição e intemperismo das rochas e minerais presentes no local. Os solos autóctones são comumente encontrados em regiões onde a erosão é mínima e onde as rochas subjacentes permanecem relativamente intactas. A formação desses solos ocorre ao longo de períodos consideráveis, à medida que as rochas são expostas às condições climáticas e processos de intemperismo. Os solos autóctones podem variar em termos de composição mineralógica, textura e fertilidade, dependendo das características das rochas subjacentes. Por exemplo, solos autóctones formados a partir de rochas ricas em minerais de argila podem ter uma textura mais argilosa e uma maior capacidade de retenção de água, enquanto solos autóctones formados a partir de rochas ricas em minerais de areia podem ter uma textura mais arenosa e uma drenagem mais rápida.

Os sedimentos podem ser de natureza mineral ou orgânica e são importantes para a formação dos solos alóctones. Esses sedimentos são compostos por fragmentos de rochas e minerais provenientes da erosão e transporte pela água, vento ou gelo. Os sedimentos podem ainda ser classificados como coluviais, materiais transportados de pontos mais altos da encosta para áreas mais baixas, e aluviais, transportados pelos rios e depositados nas margens após transbordamento. Quando os sedimentos minerais se acumulam em determinada área, eles passam por processos de intemperismo, nos quais são fragmentados, decompostos e transformados em solo ao longo do tempo.

O tipo e a composição dos minerais presentes nos sedimentos influenciam diretamente as características do solo resultante. Os minerais dos sedimentos podem variar em termos de tamanho de partícula, composição química e estrutura cristalina. Por exemplo, sedimentos com alta concentração de minerais de argila podem resultar em solos com maior capacidade de retenção de água e nutrientes. Por outro lado, sedimentos com alta concentração de minerais de areia podem produzir solos com maior porosidade e drenagem mais rápida.

Além disso, a mineralogia dos sedimentos minerais também pode influenciar a fertilidade do solo. Minerais como feldspato, mica e calcita podem fornecer nutrientes essenciais, como potássio, cálcio e magnésio, à medida que sofrem decomposição e liberação de íons. Esses minerais também contribuem para a formação de argilas, que desempenham um papel importante na estruturação do solo.

Os sedimentos coluviais desempenham um papel importante na formação dos solos, especialmente em áreas de encostas e declives. Esses sedimentos são formados pela acumulação de material resultante da ação gravitacional, como deslizamentos, escorregamentos e erosão superficial. Quando ocorrem processos de movimentação de massa, como deslizamentos de solo ou rochas, o material desprendido tende a acumular-se no pé das encostas, formando depósitos coluviais. Esses sedimentos são compostos por uma mistura de solo, fragmentos de rochas e outros materiais transportados pela ação da gravidade.

Os sedimentos coluviais possuem características distintas em relação aos solos formados diretamente da decomposição das rochas *in situ*. Esses sedimentos são geralmente mal ordenados, possuem uma estrutura menos desenvolvida e têm uma maior variação de tamanhos de partículas. Além disso, a mineralogia e a composição química dos sedimentos coluviais podem variar dependendo do tipo de rocha da qual se originam. À medida que o tempo passa e a interação com outros fatores de formação do solo ocorre, como o clima e a ação biológica, os sedimentos coluviais podem ser transformados em solos mais desenvolvidos.

A presença desses sedimentos pode influenciar a textura, a drenagem, a disponibilidade de nutrientes e a capacidade de retenção de água do solo formado. Exemplo de solos coluviais podem ser os Cambissolos, Argissolos e Neossolos Litólicos.

Os solos aluviais são formados a partir do acúmulo de sedimentos transportados pela água e depositados ao longo das margens dos corpos d'água durante eventos de inundação ou ao longo de períodos mais longos de deposição gradual. Esses sedimentos aluviais são compostos por uma mistura de partículas minerais, como areia, silte e argila, bem como matéria orgânica proveniente de plantas e animais que se decompõem nas áreas alagadas. A deposição contínua desses sedimentos resulta na formação de camadas de solo aluvial ao longo do tempo. Eles tendem a ser mais ricos em matéria orgânica devido ao acúmulo de material vegetal e à alta atividade biológica nas áreas alagadas.

Além disso, os solos aluviais geralmente possuem uma textura mais fina e uma maior capacidade de retenção de água, tornando-os adequados para a agricultura e cultivo de plantas. No entanto, a fertilidade e as características específicas do solo aluvial podem variar dependendo da composição dos sedimentos transportados pela água, da taxa de deposição e da influência de outros fatores de formação do solo, como clima e tempo. Os Neossolos Flúvicos e Cambissolos Flúvicos podem ser solos formados por sedimentos aluviais.

Os sedimentos orgânicos apresentam um teor de carbono orgânico total maior ou igual a 8% ou 80 g kg<sup>-1</sup> e são compostos por restos de plantas, animais e microrganismos que se acumulam ao longo do tempo. A deposição de sedimentos orgânicos ocorre principalmente em áreas úmidas, como pântanos, brejos e áreas alagadas, onde a decomposição da matéria orgânica é relativamente lenta devido às condições de baixo oxigênio. Além disso, em locais com baixa temperatura, independente da drenagem, a atividade dos microrganismos também diminui, contribuindo para o acúmulo de matéria orgânica.

A matéria orgânica depositada nesses sedimentos é rica em nutrientes essenciais, como carbono, nitrogênio, fósforo e outros elementos, que são liberados lentamente durante o processo de decomposição. Esses nutrientes são importantes para a fertilidade do solo e para o crescimento das plantas. À medida que a matéria orgânica se acumula, ela é transformada por microrganismos, como bactérias e fungos, em um composto chamado húmus. O húmus é uma substância escura e rica em nutrientes, que melhora a estrutura do solo, aumenta sua capacidade de retenção de água e promove a atividade biológica benéfica no solo.

Além disso, os sedimentos orgânicos contribuem para a formação de horizontes do solo, camadas distintas com diferentes características físicas e químicas. Por exemplo, a camada superior do solo, conhecida como horizonte O, é composta principalmente por matéria orgânica em diferentes estágios de decomposição. Esses solos são encontrados em áreas úmidas, como pântanos e turfeiras, e são caracterizados por sua alta fertilidade, retenção de água e capacidade de armazenar carbono. Os Organossolos de Bom Jardim da Serra-SC localizados a uma altitude de 1400 m são exemplos desses solos.

### 1.3.2 Clima

Os fatores climáticos, como temperatura, precipitação, evaporação, ventos, umidade e radiação solar, determinam a taxa de decomposição e intemperismo das rochas, a evaporação da água, a lixiviação de nutrientes e a atividade microbiana. O clima também afeta a vegetação e a fauna, que, por sua vez, influenciam a matéria orgânica e os processos biológicos no solo. Por isso, o clima afeta o teor de matéria orgânica, as reações químicas, a saturação por bases (eutróficos ou distróficos), a profundidade do solo e o tipo de argilomineral presente nos solos (1:1 ou 2:1).

Os solos eutróficos tem uma saturação por bases maior ou igual a 50% são ricos em nutrientes essenciais para o crescimento das plantas e possuem uma alta capacidade de retenção de água. Já os solos distróficos possuem saturação por bases menor que 50%, ou seja, apresentam baixa fertilidade.

Quando aumenta a temperatura, aumenta também a velocidade das reações químicas com acréscimo do intemperismo químico e da decomposição da matéria orgânica. A precipitação está relacionada com a hidrólise, a percolação e a lixiviação de materiais na formação dos solos.

Em clima tropical, as temperaturas elevadas aceleram os processos de intemperismo físico e químico das rochas, quebrando-as em partículas menores e facilitando a liberação de nutrientes essenciais para o solo. Além disso, as altas temperaturas e a abundante umidade presente nos climas tropicais favorecem a decomposição rápida da matéria orgânica, resultando na formação de uma camada rica em húmus no solo. A alta taxa de decomposição também leva à ciclagem de nutrientes de forma mais rápida e intensa.

A precipitação é outra característica importante dos climas tropicais. As chuvas abundantes podem lixiviar nutrientes do solo, levando à sua perda e redução da fertilidade. No entanto, a água também pode contribuir para a formação de solos tropicais por meio da deposição de sedimentos aluviais em áreas de planícies. A erosão causada pelas chuvas também pode desempenhar um papel na redistribuição de sedimentos e na formação de diferentes horizontes do solo.

Os solos formados em clima tropical geralmente são mais profundos, com mais horizontes mais intemperizados. Esses solos são normalmente distróficos e com prevalência de minerais 1:1 (caulinita e óxidos). Exemplo: Latossolos.

Em locais de clima frio e úmido, a matéria orgânica se acumula no horizonte superficial por causa das baixas temperaturas e umidade constante. A diminuição na atividade desses solos ocasiona menor intemperismo químico, sendo solos mais jovens com a sequência de horizontes incompleta, como os Neossolos (A-R ou A-C-R) ou horizontes pouco desenvolvidos como os Cambissolos com B incipiente (A-Bi-C-R). Além disso, nessas áreas é comum aparecer o horizonte hístico ou húmico sobre os solos.

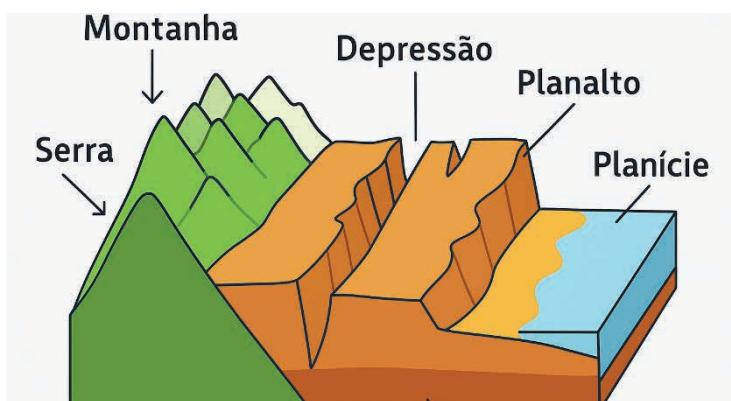
Em climas semiáridos, a precipitação é baixa e as temperaturas são altas, isso não favorece a transformação química. Por isso, são solos mais rasos com argilas 2:1, eutróficos e com mais minerais primários. Exemplos: Luvissolos e Vertissolos. Além disso, nesses locais a evaporação pode exceder a precipitação e podem ser encontrados solos salinos, como os Gleissolos Sálicos.

### 1.3.3 Relevo

O relevo, incluindo a inclinação, a forma e a altitude de uma área, influencia o escoamento da água, a erosão e a acumulação de sedimentos. O relevo interfere na distribuição de água no perfil do solo, por meio dos processos de infiltração, percolação e armazenamento ocorrem as alterações pedogenéticas. A distância do lençol freático e a declividade são as principais características que controlam as alterações pedogenéticas, a drenagem e a erosão dos solos.

A topografia afeta a distribuição de nutrientes, a drenagem do solo e a formação de horizontes, podendo atrasar ou acelerar a formação dos solos. Áreas com maior declive podem apresentar maior lixiviação de nutrientes e solos mais rasos. Nos pontos mais altos da paisagem em uma topossequência, normalmente estão as melhores condições de drenagem por causa da maior profundidade do lençol freático. Se o relevo for plano a suavemente ondulado com baixa declividade, a infiltração da água irá predominar (Tabela 1.5). Isso faz com que os processos de formação dos solos sejam mais intensos, formando solos mais profundos e com predominância de minerais de ferro e magnésio, gerando a cor vermelha, como exemplo nos Latossolos.

Tabela 1.5- Segmentações de um relevo



Fonte: Os autores.

Nos pontos em que há maior declividade, mesmo com boa drenagem, a infiltração de água será menor e o escoamento superficial será maior, fazendo com que ocorra mais erosão do solo e se formem solos mais rasos e jovens, como Neossolos litólicos e Cambissolos. Já nos pontos mais baixos, o lençol freático está mais próximo da superfície e a drenagem é ruim, prejudicando as reações de oxidação, por isso há a tendência de ocorrer o acúmulo de sedimentos no ambiente anaeróbico. Os Gleissolos e Organossolos são normalmente encontrados nessas áreas e as cores acinzentadas são comuns por causa dos processos de redução do ferro.

### 1.3.4 Organismos vivos

Os organismos vivos são essenciais para a formação do solo. Existem diferentes grupos de organismos que estão envolvidos nesse processo, incluindo plantas, animais e microrganismos.

As plantas têm um impacto significativo na formação dos solos, de forma direta ou indireta. As raízes das plantas penetram nas camadas de solo, rompendo as rochas e promovendo a fragmentação física. Além disso, as raízes liberam ácidos orgânicos e outros compostos que promovem o intemperismo químico das rochas. A cobertura vegetal também contribui com a adição de matéria orgânica ao solo através de suas folhas, galhos e raízes mortas, que se decompõem e enriquecem o solo com nutrientes, atenuando a erosão por diminuir o impacto direto das gotas de chuva sobre o solo e o escoamento superficial. Além disso, a cobertura vegetal também diminui a amplitude térmica do solo, impedindo variações bruscas de temperatura.

Vários animais desempenham um papel importante na formação dos solos. Por exemplo, minhocas e outros anelídeos contribuem para a aeração do solo através de suas atividades de escavação. Isso melhora a estrutura do solo, aumenta a infiltração de água e a circulação de ar e ajuda na homogeneização do perfil de solo. Além disso, os animais em decomposição, como insetos, vermes e microrganismos, também contribuem para a formação de matéria orgânica no solo.

Microrganismos, como bactérias, fungos e actinomicetos, desempenham um papel vital na decomposição da matéria orgânica e na ciclagem de nutrientes no solo. Eles quebram os materiais orgânicos em componentes mais simples, liberando nutrientes que são posteriormente disponibilizados para as plantas. Além disso, certos microrganismos formam simbiose com as raízes das plantas, como as bactérias fixadoras de nitrogênio nas leguminosas, contribuindo para o suprimento de nutrientes para as plantas.

Os organismos do solo não trabalham de forma isolada, eles dependem de fatores como o clima e o relevo. Em climas secos com altas temperaturas, há uma menor cobertura vegetal, o que ocasiona menos intemperismo e se formam solos mais jovens. Em climas úmidos, as altas temperaturas e precipitação pluviométrica fornecem uma maior cobertura vegetal, tornando possível a formação de solos mais intemperizados e profundos.

O relevo também é importante na ação dos organismos. Nas partes mais baixas, com relevo plano e o lençol freático estando mais próximo, ocorre a formação de várzeas mal drenadas, favorecendo o desenvolvimento da vegetação higrófila com acúmulo de matéria orgânica. Em campos de altitude, o relevo é mais declinoso, favorecendo a vegetação rupestre e o acúmulo de matéria orgânica, com horizontes superficiais extensos.

A atividade dos organismos vivos promove a formação de agregados no solo, melhora a estrutura e aeração, promove a ciclagem de nutrientes e contribui para a estabilidade do ecossistema do solo. Esses processos contribuem para a infiltração de água, diminuição da erosão e diferenciação dos horizontes, como no caso das formigas e cupins na formação dos Latossolos com horizonte B espesso e homogêneo.

### 1.3.5 Tempo

A formação do solo é um processo gradual que ocorre ao longo de períodos de tempo consideráveis, ao longo de milhares a milhões de anos. O tempo permite a acumulação gradual de matéria orgânica, a transformação de minerais, a diferenciação de horizontes e o desenvolvimento de perfis de solo mais maduros.

O intemperismo é influenciado pelo tempo. A exposição constante das rochas às condições climáticas, como chuva, vento, temperatura e mudanças sazonais, desempenha um papel fundamental no intemperismo. Com o tempo, as rochas são gradualmente fragmentadas, alteradas quimicamente e desgastadas, formando o solo. Quanto menor for o tempo, mais características da rocha original o solo terá. Porém, em lugares com baixa precipitação, a intemperização é mais lenta, formando solos mais jovens e rasos, mesmo em longos períodos. Quanto mais os fatores de formação acelerarem o intemperismo, maiores serão as alterações no material de origem.

A acumulação de matéria orgânica no solo também é um processo que ocorre ao longo do tempo. À medida que os organismos vivos, como plantas, animais e microrganismos, depositam resíduos orgânicos no solo e morrem, a matéria orgânica se acumula. A taxa de acumulação varia dependendo do clima, do tipo de vegetação e das práticas de manejo do solo. A presença de matéria orgânica contribui para a fertilidade do solo, a retenção de umidade e a formação de agregados.

A estrutura do solo evolui ao longo do tempo à medida que ocorrem processos como compactação, agregação e desenvolvimento de poros. Com o tempo, os agregados do solo se formam, aumentando a porosidade e a capacidade de armazenamento de água. Ao longo do tempo, os horizontes do solo se desenvolvem e se diferenciam. Por exemplo, o horizonte O, também conhecido como camada orgânica, se forma com a acumulação de matéria orgânica. O horizonte B, também conhecido como horizonte de acúmulo, pode se desenvolver com a deposição de minerais e nutrientes lixiviados de camadas superiores.

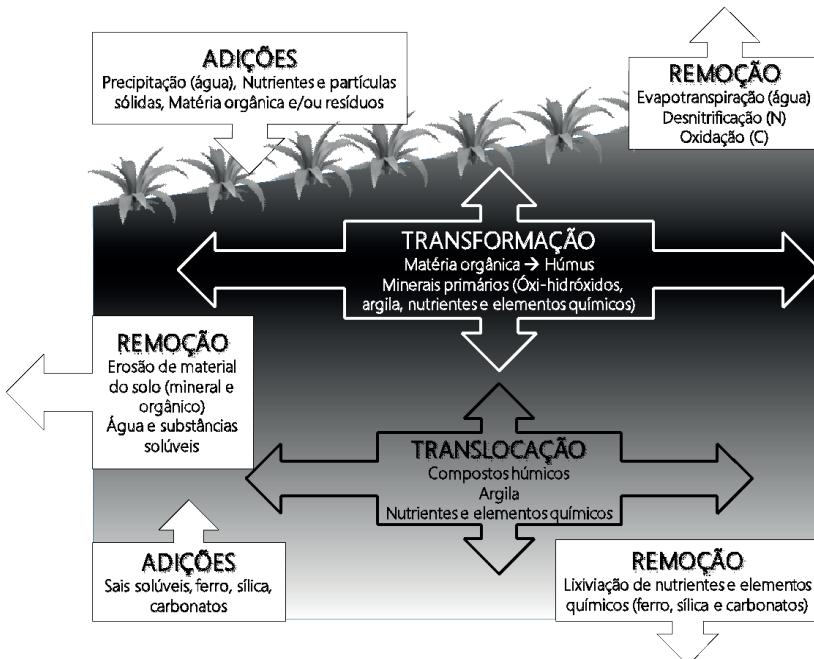
O *solum* é a parte superior, que inclui os horizontes A e B (excluído o BC) do solo e é a mais intemperizada do perfil do solo (IBGE, 2007). Solos jovens, como os Neossolos e Cambissolos, são caracterizados por horizontes pouco definidos, baixo grau de intemperismo, lixiviação limitada e um *solum* raso. Isso ocorre devido ao tempo relativamente curto de atuação dos processos de intemperismo sobre o material de origem. Por outro lado, à medida que o tempo de exposição dos processos de formação do solo sobre o material de origem aumenta, os solos se tornam mais “velhos”, como os Latossolos e Argissolos. Esses solos apresentam horizontes bem definidos e uma sequência completa de horizontes, alto grau de intemperismo, intensa lixiviação e *solum* espesso. Quando as características do solo já não variam mais com o tempo, diz-se que o solo atingiu um grau de maturidade.

## 1.4 PROCESSOS DE FORMAÇÃO DO SOLO

Os processos de formação do solo, processos pedogenéticos, resultam da interação dos fatores de formação (material de origem, clima, organismos vivos e relevo) agindo sobre um período. Eles ocorrem pela adição ou remoção de materiais e por translocações ou transformações no perfil de solo (Kampf; Curi, 2012).

Os processos múltiplos são os principais responsáveis pela presença dos horizontes identificáveis no solo (Kampf; Curi, 2012). Na Figura 1.10 e na Tabela 1.6, é possível observar esses processos.

Figura 1.10 – Processos pedogenéticos.



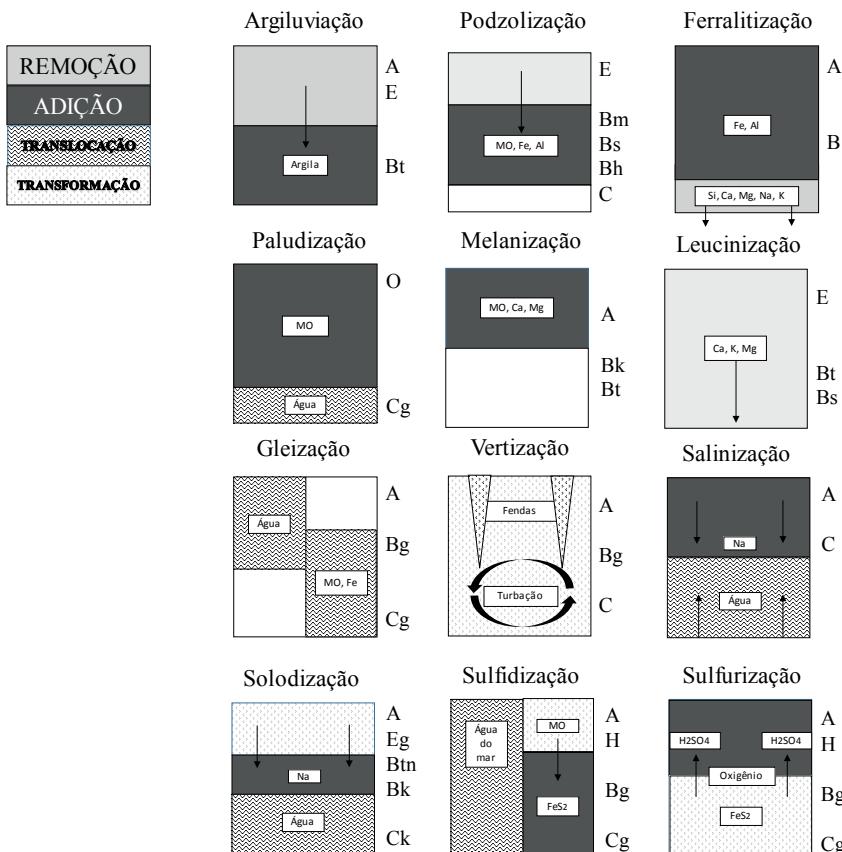
Fonte: Adaptado de Kampf e Curi, 2012.

## 1.5 PROCESSOS ESPECÍFICOS DE FORMAÇÃO DO SOLO

Os processos pedogenéticos específicos descrevem as transformações e alterações físicas, químicas e biológicas que ocorrem no solo ao longo do tempo, considerando as características dos diferentes tipos de solos, como resultado da atuação de mecanismos específicos na integração dos fatores de formação dos solos. Na região sul do Brasil, pode-se destacar os principais processos (Figura 1.11 e

Tabela 1.7): Latolização, Paludização, Podzolização, Gleização, Ferrólise, Melanização, Argiluviação, Plintização e Laterização, Vertização, Sulfidização e Sulfurização (Tiomorfismo) e Sodificação.

Figura 1.11- Representação esquemática dos principais processos pedogenéticos.



Fonte: Adaptado de Bockheim e Gonnadiyev (2000).

### 1.5.1 Ferralitização ou latolização

O processo de latolização é um processo extremamente lento que ocorre em climas quentes e úmidos, onde a intensa lixiviação de nutrientes é um fator predominante. A latolização começa com a ação do intemperismo químico sobre rochas e minerais primários. A alta temperatura e a umidade aceleraram a decomposição desses materiais, resultando na liberação de íons e elementos minerais solúveis. A

água da chuva, rica em dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e outros ácidos naturais, também desempenha um papel importante nesse processo de decomposição química. Conforme a água percola através do solo, ela dissolve e transporta os nutrientes solúveis para camadas mais profundas. À medida que a água carregada de nutrientes continua seu movimento para baixo, ocorre uma diminuição na concentração desses nutrientes nas camadas superiores do solo.

Tabela 1.7- Processos pedogenéticos dos solos.

Processos específicos	Processos múltiplos	Descrição resumida do processo	Exemplo de ocorrência
<b>Ferralitzação ou latolização</b>	Remoção, transformação e translocação	Remoção de sílica e concentração de óxidos de Fe e Al.	Latossolos, Nitossolos, caráter ácrico
<b>Plintitização e laterização</b>	Transformação e translocação	Redução e translocação de Fe e oxidação e precipitação originando mosqueados, plintita ou petroplintita	Plintossolos
<b>Lessivagem ou argiluviação</b>	Translocação	Migração vertical de argila no solo	Argissolos, Luvissolos, horizontes E, lamelas
<b>Podzolização</b>	Transformação e translocação	Migração de complexos de Fe, Al e matéria orgânica no solo com acúmulo em horizonte iluvial, com ou sem sílica	Espodossolos, Ortstein
<b>Gleização</b>	Remoção, transformação e translocação	Redução de Fe em condições anaeróbias e translocação formando horizontes acinzentados com ou sem mosqueados	Gleissolos, Planossolos
<b>Ferrólise</b>	Remoção, transformação e translocação	Destrução de argila com formação de horizonte B textural	Planossolos, Argissolos
<b>Salinização</b>	Translocação	Acumulação de sais por evaporação no horizonte superficial ou na superfície do solo	Gleissolos sálicos
<b>Sulfurização ou tiomorfismo</b>	Transformação e translocação	Acidificação do solo causada pela oxidação de compostos de enxofre	Gleissolos Tiomórficos

Fonte: Adaptado de Kämpf e Curi (2012).

Em paralelo, ocorre a formação de óxidos de ferro e alumínio por meio da oxidação desses elementos presentes nas rochas. O ferro ( $\text{Fe}^{2+}$ ) é liberado dos minerais primários e, após oxidado, precipita na forma de óxidos de ferro como geothita

( $\text{FeOOH}$ ) e hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Esses óxidos são altamente insolúveis e, portanto, acumulam-se nas camadas mais próximas da superfície do solo, formando horizontes enriquecidos em óxidos de ferro e alumínio. Eses horizontes são conhecidos como horizontes B latossólicos.

O processo de latossolização resulta em solos caracterizados por uma acentuada diferenciação vertical, com horizontes superficiais mais pobres em nutrientes e horizontes subsuperficiais mais ricos em óxidos de ferro e alumínio, são solos profundos, homogêneos e de cor uniforme. Eses solos tendem a ser altamente intemperizados, ácidos e de baixa fertilidade natural, devido à perda acentuada do material de origem, da sílica e das bases do perfil. Pode ocorrer a dessilicificação parcial, formando minerais 1:1 e óxidos (monossilatização) ou a dessilicificação completa com a formação de gibbsita e óxidos de ferro (alitização). Esse processo ocorre nos Latossolos e em alguns Nitossolos e Argissolos.

## 1.5.2 Podzolização

A podzolização é um processo pedogenético que ocorre em regiões de clima frio ou temperado, onde há uma interação entre vegetação ácida, como florestas de coníferas, e solos arenosos ou arenosos com textura fraca. É caracterizada pela intensa lixiviação de nutrientes, principalmente húmus, associado ou não à metais como Fe e Al e pela formação de horizontes distintos no perfil do solo. Esse processo é influenciado pela atividade microbiana, pela acidez da vegetação e pela percolação da água através do solo.

A primeira etapa da podzolização ocorre quando a água da chuva atravessa o solo. Durante esse processo, os ácidos orgânicos liberados pela vegetação ácida interagem com os minerais do solo, resultando na sua decomposição química e na lixiviação de elementos como cálcio, magnésio, potássio e sódio. Essa lixiviação ocorre principalmente nos horizontes superficiais do solo, levando à sua depleção de nutrientes. À medida que a água percola através do solo, ela carrega esses nutrientes lixiviados para camadas mais profundas, onde ocorre uma reação química conhecida como iluviação. Nessa etapa, os nutrientes dissolvidos na água são transportados e acumulados em horizontes subsuperficiais, formando o horizonte eluvial E. Esse horizonte pode apresentar uma coloração clara, indicando a remoção de compostos orgânicos e nutrientes solúveis.

Logo abaixo do horizonte eluvial E, ocorre a acumulação de húmus, ferro e alumínio, formando o horizonte B. Esses materiais coloidais apresentam cores mais escuras. O horizonte B é caracterizado pela presença de um processo conhecido como iluviação de argila. Nesse processo, a argila transportada pela água em solução se deposita nessa camada mais profunda do solo, formando agregados e estruturas

características. A camada mais profunda do solo, abaixo do horizonte B, é conhecida como horizonte C e é composta principalmente por material não afetado pelo processo de podzolização, como areia e fragmentos de rocha. A podzolização é o principal atuante na formação dos Espodossolos.

### 1.5.3 Paludização

A paludização é um processo pedogenético que ocorre em áreas com excesso de umidade, em ambientes redutores. Esse processo está associado a condições de alta saturação de água no solo, geralmente encontradas em áreas de pântanos, brejos, várzeas e áreas próximas a corpos d'água, em que os ambientes ficam permanentemente encharcados. Mas as baixas temperaturas também podem limitar a atividade microbiana que degrada a matéria orgânica para CO<sub>2</sub>.

A falta de oxigênio no solo resulta em processos de decomposição anaeróbica, em que a matéria orgânica se decompõe de forma lenta e incompleta, formando uma camada espessa de material orgânico parcialmente decomposto conhecida como turfa. A presença contínua de água também leva à redução da mobilidade de alguns elementos químicos, como ferro e manganês. Os organismos anaeróbios degradam o material a subprodutos orgânicos, que podem acumular e formar o horizonte hístico, que é representado pela letra O quando em ambientes frios e secos e pela letra H em ambientes hidromórficos. Exemplo: Organossolos em turfeiras.

### 1.5.4 Gleização

A gleização é um processo pedogenético que ocorre em ambientes hidromórficos, geralmente em áreas de clima frio ou úmido. Durante a gleização, a água fica retida no solo por períodos prolongados devido à drenagem deficiente. Isso cria condições de baixa oxigenação e favorece a decomposição anaeróbica da matéria orgânica presente no solo e redução de metais como o Fe<sup>3+</sup>, Mn<sup>3+</sup> e Mn<sup>4+</sup>. Sem a matéria orgânica não há a atividade dos microrganismos anaeróbicos heterotróficos, por isso ela é essencial nesse processo.

A presença contínua de água no solo afeta a mobilidade e a oxidação de minerais e elementos químicos. Os processos de oxidação-redução causam mudanças nas cores do solo, comumente resultando em tons cinza, com ou sem mosqueados, indicando a presença de ferro reduzido e manganês. Os mosqueados laranjas e brunados são pontos de reoxidação e precipitação do Fe<sup>3+</sup> em óxidos como a hematita e a goethita. Os Gleissolos apresentam características distintas, como coloração acinzentada devido à redução do ferro, presença de camadas de material orgânico mal decomposto, baixa oxigenação, textura compactada e baixa fertilidade natural. A drenagem deficiente também pode levar ao acúmulo de sais solúveis no solo.

Existem dois tipos de Gleização comuns no sul do Brasil: pela flutuação do lençol freático nas várzeas e pela presença de camadas impermeáveis no perfil em áreas baixas ou altas (pseudo-gleização). A Gleização é o processo responsável pela formação de Gleissolos, quando há saturação permanente de água e quando há saturação temporária, pode interferir na formação dos Planossolos, Plintossolos e alguns Argissolos abrúpticos. Nos Planossolos, ocorre juntamente com os processos de Argiluviação e/ou Ferrólise, formando o horizonte subsuperficial gleizado com grande contraste dos teores de argila entre os horizontes A ou E e o B. O horizonte pedogenético com intensa Gleização é denominado de Bg ou Cg.

### 1.5.5 Ferrólise

Ocorre por meio da dissolução do ferro a partir de reações de oxirredução, hidrólise, acidólise e dessilicatação. Ocorre a destruição das argilas principalmente por ciclos de oxidação e redução em ambientes sujeitos a encharcamento e secagem alternados. Quando ocorre o encharcamento, os óxidos de Fe e Mn sofrem redução. A reoxidação durante a secagem do solo produz íons H<sup>+</sup> e libera Al<sup>3+</sup>. Após novos ciclos de alagamento, os óxidos de Fe<sup>3+</sup> são reduzidos para Fe<sup>2+</sup>, deslocando o Al<sup>3+</sup>, que precipita como Al(OH)<sub>3</sub> (Equações 6 e 7).



Durante a ferrólise, os minerais de ferro sofrem oxidação, resultando na formação de óxidos de ferro, como a goethita e a hematita. Esses óxidos de ferro podem conferir aos solos uma coloração avermelhada ou amarela, dependendo da quantidade e tipo de óxido presente. Além disso, produtos intermediários como polímeros de Al-OH podem ser formados, precipitando nas entrecamadas de minerais 2:1, como na esmectita e vermiculita, diminuindo a CTC do solo.

A ferrólise ocorre de maneira mais intensa em ambientes tropicais e subtropicais, onde as altas temperaturas e as chuvas frequentes favorecem a atividade microbiana e a oxidação do ferro. Essa decomposição e alteração dos minerais de ferro contribuem para a formação de horizontes subsuperficiais ricos em óxidos de ferro, conhecidos como horizontes B, que podem ocorrer em diferentes perfis de solo. Além disso, os óxidos de ferro formados na ferrólise têm a capacidade de adsorver e reter nutrientes, como fósforo, potássio e outros cátions, influenciando sua disponibilidade para as plantas.

Os solos originados têm horizonte superficial eluvial menos argiloso, mais ácido e com a cor clara sob um horizonte subsuperficial com mais argila e menos ácido (A-E-Bt). Esse processo de ferrólise pode ser observado nos Plintossolos, Planossolos e alguns Argissolos e pode estar associado à gleização.

### 1.5.6 Melanização

A melanização caracteriza-se pela acumulação de matéria orgânica no solo, especialmente na forma de húmus. É um processo comum em solos florestais e ocorre principalmente em áreas com vegetação densa e rica em resíduos vegetais. Durante a melanização, a matéria orgânica presente no solo sofre decomposição parcial por microrganismos do solo, resultando na formação de húmus.

A melanização é influenciada pela quantidade e qualidade da matéria orgânica presente no solo, bem como pelas condições ambientais, como temperatura e umidade. Em geral, solos com alta quantidade de resíduos vegetais, como folhas e restos de plantas, tendem a ser mais melanizados. Solos melanizados são geralmente mais escuros, variando de tons castanhos a pretos, o que ajuda a absorver e reter calor, contribuindo para um microclima mais quente no solo. Além disso, a matéria orgânica melanizada melhora a estrutura do solo, aumentando sua capacidade de retenção de água e a capacidade de troca catiônica.

Esse processo de melanização pode ser observado nos horizontes chernozênicos desenvolvidos em regiões com alta retenção de cátions básicos, principalmente o Ca e nos horizontes proeminentes desenvolvidos em solos altamente lixiviantes e distróficos.

### 1.5.7 Argiluviação ou lessivagem

A argiluviação, também conhecida como lessivagem, é caracterizada pela movimentação e acumulação de partículas de argila nos horizontes subsuperficiais. Esse processo está relacionado à lixiviação de argila e outros materiais finos de horizontes superiores e sua subsequente deposição em camadas mais profundas do solo. A argiluviação é influenciada principalmente pela percolação da água através do solo. À medida que a água se move verticalmente pelo perfil do solo, ela transporta partículas finas, como argila, silte e matéria orgânica dissolvida. Em camadas mais superficiais do solo, onde ocorre a ação de processos de intemperismo e decomposição, ocorre a lixiviação dessas partículas e solutos, resultando na formação de horizontes mais claros, o horizonte eluvial (E), que perdeu material.

Nas camadas mais profundas, a velocidade de fluxo diminui e ocorre uma desaceleração do processo de lixiviação. Isso permite a deposição das partículas de argila e outros materiais finos no horizonte subsuperficial, que ganha material e

é conhecido como horizonte iluvial (B). Nesse horizonte, ocorre a acumulação de argila, resultando em uma textura mais argilosa em comparação aos horizontes superiores do solo. Ocorre a translocação de coloides minerais (argilossilicatos e óxidos) dos horizontes A e E para o B, formando o horizonte B textural.

A movimentação da argila pode afetar a estrutura do solo, promovendo a formação de agregados e a estabilização de poros. Em áreas com alta precipitação, solos bem drenados e textura mais arenosa, a argiluviação tende a ser mais acentuada.

### 1.5.8 Plintização e lateralização

A plintização refere-se à formação de camadas endurecidas no perfil do solo. Essas camadas endurecidas são conhecidas como plintitas ou petroplintitas e são compostas por materiais cimentados, como óxidos de ferro, óxidos de alumínio, sílica amorfa e argila. A plintização ocorre devido à concentração e acumulação desses materiais ao longo do tempo, geralmente nas camadas mais profundas do solo. Essas camadas endurecidas podem ter diferentes formas e tamanhos, como placas, blocos ou estruturas prismáticas.

A plintita é uma mistura de argila com quartzo e outros minerais, pobre em matéria orgânica e rica em ferro. A plintita pode ser destacada da massa do solo e não esboroa quando imersa em água por menos de 2 horas. Nas áreas superiores do perfil do solo, os ciclos de umedecimento e secamento são mais intensos, permitindo a oxidação do Fe e o endurecimento permanente. A plintita e a petroplintita podem estar presentes no mesmo perfil, sendo comum a plintita ocorrer abaixo da petroplintita. A plintita ocorre em posições onde há o escoamento lento, alagamento temporário ou movimento lateral de água no solo. A plintita pode se formar de forma mais rápida do que a petroplintita, que pode levar milhões de anos.

A lateralização refere-se à acumulação de materiais minerais ou orgânicos em uma determinada posição ou lateral do perfil do solo. Esse processo ocorre devido à movimentação vertical de partículas, como argila, silte, óxidos de ferro e matéria orgânica, ao longo do perfil do solo. A lateralização é influenciada principalmente pela percolação da água e pelo transporte de partículas finas no perfil do solo. Em solos com lateralização, é comum observar a formação de horizontes ou camadas de deposição lateral. Essas camadas podem apresentar características diferentes dos horizontes adjacentes, como uma textura diferente, maior concentração de materiais finos ou acúmulo de matéria orgânica. A lateralização pode ocorrer em diferentes direções no perfil do solo, dependendo dos processos de transporte e deposição.

Os Plintossolos têm teores de plintita acima de 15% com horizonte diagnóstico plíntico (Bf ou Cf). No horizonte litoplíntico predominam os blocos de protoplintita superiores a 20 cm ao longo do perfil, o que restringe o crescimento de raízes.

### 1.5.9 Pedoturbação

A vertização ou pedoturbação envolve a movimentação e mistura de materiais do solo por contração e expansão das argilas (pedoturbação) ou por meio da atividade de organismos escavadores, como minhocas, cupins, formigas e outros insetos (bioturbação).

As argilas 2:1 expansivas do solo passam por ciclos de umedecimento e secagem, o que ocasiona, respectivamente, a expansão e contração do solo, formando os horizontes verticais nos Vertissolos. Na maioria dos Vertissolos, os horizontes superficiais são escuros com teores de matéria orgânica baixos (0,5 a 3%), mas a associação entre a esmectita e a matéria orgânica desenvolve essa coloração.

Os organismos têm a capacidade de cavar galerias e túneis no solo, promovendo a mistura de diferentes horizontes e camadas. Durante a vertização, os organismos escavadores deslocam o material do solo de camadas mais profundas para camadas mais superficiais, e vice-versa, por meio de suas atividades de escavação, alimentação e reprodução. Essa movimentação e mistura de materiais resulta em alterações na estrutura, textura e composição do solo. Os túneis e galerias criados pelos organismos escavadores facilitam a penetração de ar e água no solo, melhorando a aeração e a drenagem. Além disso, os organismos escavadores transportam e misturam diferentes partículas, promovendo a formação de estruturas agregadas mais estáveis.

Os organismos escavadores ingerem material orgânico e depositam excrementos nas galerias, o que contribui para a decomposição e liberação de nutrientes para as plantas. A movimentação de material do solo pode levar à redistribuição de nutrientes em diferentes camadas, afetando a disponibilidade para as plantas.

### 1.5.10 Sulfidização e sulfurização

A sulfidização e sulfurização são processos relacionados à presença e transformação de compostos de enxofre no solo.

A sulfidização ocorre quando há uma concentração significativa de enxofre no solo, geralmente na forma de sulfetos. Esses sulfetos podem ser resultantes da redução de compostos de enxofre presentes nas rochas ou da decomposição de matéria orgânica contendo enxofre. A presença de sulfetos pode conferir ao solo um odor característico de ovo podre devido à liberação de gás sulfídrico ( $H_2S$ ) durante a decomposição anaeróbica. Esse processo está associado a solos mal drenados e com baixa oxigenação, como pântanos e áreas alagadas.

Nessas condições, ocorre a redução de sulfatos ( $SO_4^{2-}$ ) presentes no solo, produzindo sulfetos (geralmente sulfetos de ferro, como pirita -  $FeS_2$ ). A presença de sulfetos pode afetar negativamente a fertilidade do solo, pois o gás sulfídrico é tóxico para as plantas, inibindo seu crescimento e desenvolvimento.

Já a sulfurização refere-se à oxidação de materiais sulfídricos, como a pirita, liberando  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{H}^+$  na solução do solo. Em situações extremas, o  $\text{Fe}^{2+}$  passa para  $\text{Fe}^{3+}$  e libera  $\text{H}^+$  e  $\text{H}_2\text{SO}_4$  causando a acidificação intensa do solo. Esse processo pode ocorrer em áreas de drenagem de mangues, na exposição de sedimentos piritosos na mineração ou pela incorporação de rejeitos com sulfetos no solo. A contaminação por pirita ocasiona a acidificação do solo, aumenta o teor de Al e Mn, a intemperização e a lixiviação de bases.

Os Gleissolos Tiomórficos e Organossolos Tiomórficos são solos que apresentam horizonte sulfúrico em até 100 cm de profundidade.

### 1.5.11 Sodificação ou solodização

A sodificação ou solodização ocorre por causa do acúmulo excessivo de sais solúveis de sódio no solo. Esse acúmulo ocorre devido à alta concentração de íons de sódio ( $\text{Na}^+$ ) em relação a outros cátions no solo, como  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{K}^+$ . Esse processo pode ocorrer naturalmente em áreas com baixa precipitação, onde a evaporação da água é maior do que a quantidade de água que entra no solo por meio da precipitação. A irrigação excessiva e inadequada também pode levar à sodificação do solo, pois a água aplicada contém íons de sódio que se acumulam à medida que a água evapora.

Enquanto os sais solúveis estiverem presentes, o pH fica abaixo de 8,5 e o efeito floculante faz com que a estrutura e a permeabilidade dos solos sejam mantidas. Quando os sais são lixiviados, o  $\text{Na}^+$  permanece, o pH sobe para 8,5 a 10 e ocorre a dispersão e transladação da argila, formando camadas impermeáveis subsuperficiais, o horizonte B nátrico. A matéria orgânica também é dispersa e ocasiona o escurecimento do solo.

Os solos sódicos são caracterizados por apresentarem 15% de saturação de  $\text{Na}^+$ , que é um nível crítico, pois 10% de  $\text{Na}^+$  já prejudica a estrutura do solo. Solos com caráter solódico apresentam de 6 a 15% de saturação pôr  $\text{Na}^+$ . Planossolos, Gleissolos, Organossolos, Vertissolos, Cambissolos Flúvicos, Cambissolos Háplicos e Neossolos Flúvicos podem apresentar essas características.

A presença excessiva de sais de sódio no solo afeta negativamente suas propriedades físicas, químicas e biológicas. O sódio excessivo interfere na formação de agregados do solo, resultando em uma estrutura dispersa e pulverulenta. Isso afeta a porosidade do solo, reduzindo sua capacidade de retenção de água e dificultando a penetração das raízes das plantas. Pode levar também à compactação do solo, tornando-o menos poroso e dificultando a infiltração de água. O sódio em excesso interfere na absorção de nutrientes pelas plantas, prejudicando seu crescimento e desenvolvimento.

### 1.5.12 Leucinização

É um processo que envolve a remoção ou perda de material mineral ou orgânico solúvel do solo, resultando em um acúmulo de minerais insolúveis e de baixa atividade coloidal nas camadas mais superficiais do perfil do solo. A leucinização ocorre principalmente em solos bem drenados, com alta precipitação e em áreas de relevo plano ou suavemente inclinado.

Durante a leucinização, a água de percolação carrega consigo compostos solúveis, como íons de cálcio, magnésio, potássio, sílica e outros nutrientes. Esses compostos são transportados para camadas mais profundas do solo, enquanto as camadas superficiais sofrem uma redução desses elementos solúveis. Como resultado desse processo, os solos leucinizados geralmente apresentam uma camada superficial mais clara, com baixa fertilidade natural e baixa capacidade de retenção de nutrientes.

Além disso, tendem a ser ácidos devido à remoção de bases solúveis. A matéria orgânica e os cátions do solo são removidos por lixiviação, formando o horizonte E com cores claras e baixa atividade.

#### TESTE SEU CONHECIMENTO ☺

1) Quais são os três grupos principais em que as rochas podem ser classificadas?

- a) Magmáticas, metalúrgicas e sedimentares
- b) Magnéticas, metamórficas e sedimentares
- c) Magmáticas, metamórficas e sedimentares
- d) Magmáticas, metamórficas e rudimentares
- e) Magnéticas, carboníferas e metamórficas

2) A classificação das rochas em leucocrática, melanocrática e mesocrática é realizada com base em qual característica apresentada pelas rochas e está relacionada a qual aspecto de sua composição?

- a) Coloração e teor de Fe
- b) Formato e minerais
- c) Textura e teor de Al
- d) Coloração e minerais
- e) Textura e teor de Fe

3) As rochas magmáticas são formadas pela solidificação do magma. Esta pode ocorrer diretamente na superfície da terra, em fendas e fissuras ou ainda sob a crosta terrestre. Dessa forma, as rochas magmáticas podem ser classificadas de acordo com o local em que ocorre a solidificação em:

- a) Extrusivas e intrusivas
- b) Eruptivas e interiores
- c) Vulcânicas e graníticas
- d) Magmáticas e metamórficas
- e) Plutônicas e sedimentares

4) A formação de solo ocorre a partir das rochas através dos processos de intemperismos. O intemperismo pode ser dividido, de acordo com suas características, em físico, químico e biológico. São exemplos, respectivamente:

- a) Crescimento de raízes, hidrólise de minerais e compactação
- b) Contração e retração devido a temperatura, hidrólise de minerais e liberação de exsudatos radiculares
- c) Infiltração de água, reações de neutralização e deslocamento da fauna
- d) Crescimento de raízes, reações de neutralização e consumo de matéria orgânica
- e) Infiltração de água, reações de neutralização e movimentação dos microrganismos

5) De acordo com o Dokuchaev quais são os cinco fatores de formação do solo:

- a) Rochas, relevo, clima, microrganismos e tempo
- b) Rochas, relevo, chuva, organismos vivos e tempo
- c) Material de origem, encostas, chuva, organismos vivos e tempo
- d) Material de origem, relevo, clima, organismos vivos e tempo
- e) Material de origem, encostas, chuva, microrganismos e tempo

6) O que é intemperismo?

- a) Conjunto de processos antrópicos que resultam na decomposição e alteração das rochas e outros materiais
- b) Conjunto de processos naturais que resultam na formação e deposição das rochas e outros materiais

- c) Conjunto de processos promovidos pela chuva que resultam na dissolução de compostos orgânicos e outros materiais
- d) Sequência de eventos em cadeia que resultam na decomposição de materiais presentes no solo
- e) Conjunto de processos naturais que resultam na decomposição e alteração das rochas e outros materiais

7) Os processos pedogenéticos resultam da interação dos fatores de formação (material de origem, clima, organismos vivos e relevo reagindo sob um período). Estes processos podem ser classificados de acordo com a ação que desempenham, são eles:

- a) Adição, redução, transporte e transformação
- b) Adição, remoção, translocação e transformação
- c) Soma, redução, translocação e mutação
- d) Adição, remoção, translocamento e transporte
- e) Soma, redução, transporte e transfiguração

8) Os processos pedogenéticos específicos descrevem as alterações físicas, químicas e biológicas que ocorrem ao longo do tempo, considerando as diferentes características atribuídas ao solo como resultado desses processos. Mais de um processo pode ocorrer simultaneamente, conferindo atributos e formando diferentes tipos de solo. São exemplos de processos pedogenéticos específicos:

- a) Melanização, latolização, podzolização e eutrofização
- b) Argiluviação, gleização, arenização e plintização
- c) Ferrólise, vertização, lixiviação e laterização
- d) Argiluviação, gleização, podzolização e latolização
- e) Intemperismo, ferrólise, latolização e argiluviação

9) consiste num processo extremamente lento, favorecido por climas quentes e úmidos em que pode ocorrer intensa lixiviação de nutrientes no perfil de solo. Tem como principais características a formação de solos profundos, ricos em óxidos e minerais 1:1 como a caulinita em menor concentração. Estes solos apresentam cor uniforme no perfil e devido a intensa perda de nutrientes tendem a serem ácidos e de baixa fertilidade natural. O processo a que se refere é:

- a) Latolização

- b) Laterização
- c) Argiluviação
- d) Melanização
- e) Plintização

10) Os processos pedogenéticos específicos estão relacionados aos processos de adição, remoção, translocação e transformação. Entre os processos que envolvem a translocação de materiais, pode-se ter a movimentação das argilas no perfil de solo ou ainda a movimentação vertical de matéria orgânica complexada com metais, resultando em dois processos específicos. São eles, respectivamente:

- a) Plintização e paludização
- b) Laterização e melanização
- c) Argiluviação e podzolização
- d) Sulfurização e gleização
- e) Salinização e latolização

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOCKHEIM, James G.; GENNADIEV, Alexander N. The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. **Geoderma**, 95(1-2), 53-72, 2000.

CRESSER, Malcolm; KILLHAM, Ken; EDWARDS, Tony. **Soil chemistry and its applications**. Cambridge University Press, 1993.

CURI, Nilson; KER, João Carlos; NOVAIS, Roberto Ferreira; VIDAL-TORRADO, Pablo; SCHEFER, Carlos Ernesto G. R. **Pedologia: solos dos biomas brasileiros**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 597 p. 2015.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de pedologia**. Rio de Janeiro, 2007.

JENNY, Hans. **Factors of soil formation: a system of quantitative pedology**. Courier Corporation, 1994.

KÄMPF, Nestor; CURI, Nilton. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, João Carlos; CURI, Nilson; SCHEFER, Carlos Ernesto G. R.; VIDAL-TORRADO, Pablo. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 207-302, 2012.

KER, João Carlos; CURI, Nilson; SCHEFER, Carlos Ernesto G. R.; VIDAL-TORRADO, Pablo. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 343 p., 2012.

LEPSCH, Igor F. **19 lições de pedologia**. 2 ed. São Paulo: Oficina de textos, 2021.

OLIVEIRA, Luiz CA; FABRIS, José D.; PEREIRA, Márcio C. Óxidos de ferro e suas aplicações em processos catalíticos: uma revisão. **Química Nova**, v. 36, p. 123-130, 2013.

TEIXEIRA, Wilson; TOLEDO, Maria Cristina Mendes; FAIRCHILD, Thomas Rich; TAIOLI, Fabio (orgs.). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.