

## **Capítulo 2**

# **Minerais da Fração Argila de Relevância para os Solos do Estado do Acre**

Paulo Guilherme Salvador Wadt

## **Introdução**

“As argilas dos solos do Acre” é uma expressão popular usada por leigos para difundir a idéia de que neste Estado existem solos cujas propriedades (argilas) são diferentes daquelas normalmente encontradas em outros locais do País.

Essas propriedades peculiares resultam numa série de comportamentos diferenciais, observados com maior freqüência nos solos do Estado do Acre. Espera-se que ocorra também ao sul do Amazonas, na depressão Rio Acre-Javari pelo tipo de minerais presentes na fração argila desses solos.

Entre o público leigo já está bastante difundida a idéia de que nessa região os solos apresentam propriedades e características diferenciadas. Apesar disso, muitas práticas relacionadas ao uso e manejo desses solos são planejadas e executadas tomando-se como referência os demais tipos de solos amazônicos. Isso significa que não há uma compreensão das implicações práticas sobre o uso e manejo das principais propriedades desses solos.

O objetivo deste capítulo é discutir as propriedades das argilas dos solos do Acre, fornecendo subsídios para aqueles que necessitam manejá-los de forma sustentável.

## **A Composição dos Solos**

Os solos em geral são formados por três frações: gasosa, líquida e sólida.

A fração gasosa consiste no ar ou atmosfera do solo e, em termos genéricos, ocupa cerca de 25% do seu volume total.

A fração líquida consiste na água do solo e abrange tanto a água afetada por forças gravitacionais como contida por forças não-gravitacionais (água adsorvida na superfície dos minerais ou aquela contida por forças capilares, por exemplo). A solução do solo, contida na fração não-gravitacional, é o principal meio onde os nutrientes são solubilizados e disponibilizados a todos os vegetais e organismos do solo. Em termos genéricos, a água do solo ocupa cerca de 25% do seu volume.

O somatório do volume ocupado pela água e ar do solo é de aproximadamente 50% e consiste no volume de espaço de poros do solo. Importante salientar, contudo, que esse volume, bem como a proporção entre o volume ocupado pela água e o ar do solo, pode variar em função do tipo de solo, da vegetação, da forma de uso do solo e das condições climáticas (Brady, 1983).

O volume não-poroso consiste na fração sólida, que se divide entre a fração orgânica e a mineral. A primeira ocupa aproximadamente 5% do volume total do solo, sendo o restante ocupado pela fração mineral.

Grande parte do comportamento do solo é governada pela fração orgânica e, portanto, bastante susceptível a mudanças em função do seu uso e manejo ou outras pressões, naturais ou artificiais. Dada sua relevância, o papel da fração orgânica nas propriedades do solo foi tratado no capítulo 3.

Quanto à fração mineral, divide-se em quatro frações granulométricas: pedras e cascalhos, areia, silte, argila.

Cada uma dessas frações apresenta sua importância relativa. Areia, silte e argila, por exemplo, são as frações granulométricas contidas na “terra fina seca ao ar”, porção do solo que depois de seca ao ar passa em peneira de 2 mm de diâmetro e é utilizada na análise da fertilidade do solo<sup>1</sup>. Em muitos solos, as frações areia, silte e argila corresponderão a todo o volume de sólidos, pela ausência de grânulos maiores que 2 mm.

Pedras e cascalhos são partículas de tamanho superior a 2 mm e normalmente não estão presentes nos solos do Estado do Acre, à exceção daqueles localizados no Complexo Fisiográfico da Serra do Divisor.

---

<sup>1</sup>Na prática, não se separa fisicamente a fração orgânica da fração mineral, de forma que a terra fina seca ao ar é composta pelos minerais e estruturas orgânicas do solo.

A fração areia é composta principalmente pelos grãos de areia, que se apresentam arredondados ou irregulares, dependendo da abrasão a que foram submetidos. Quando não estão revestidos por argila ou silte, os grãos de areia não revelam plasticidade ou viscosidade e seu comportamento é, portanto, pouco afetado por oscilações na umidade do solo. Além disso, apresentam reduzida capacidade de retenção de água e solos com predominância dessas partículas, normalmente, são bem drenados e aerados.

Na fração areia dos solos do Estado do Acre verificou-se a ocorrência de vidros vulcânicos<sup>2</sup> (Gama et al., 1992) o que não seria esperado ocorrer em material de origem sedimentar (Formação Solimões)<sup>3</sup>. Esta constatação é importante do ponto de vista da evolução pedogenética desses solos.

Na fração silte predominam partículas de tamanho de 2  $\mu\text{m}$  a 2 mm de diâmetro. Normalmente, consistem de micropartículas de areia em que o quartzo é o mineral predominante. Possuem alguma plasticidade e viscosidade, porém, em grau muito inferior ao apresentado pelas partículas de argila. A influência dessas partículas no solo torna-o fisicamente insatisfatório para o uso agrícola, a menos que seja complementado com partículas de outros tamanhos (areia e argila).

---

<sup>2</sup>Partículas de silício do tamanho da fração areia originárias de cinzas vulcânicas.

<sup>3</sup>Ver capítulo 1 para maiores detalhes sobre a geologia desses solos.

A fração argila é formada por partículas com tamanho inferior a 2  $\mu\text{m}$  de diâmetro, mas que apresentam grande importância para a definição das propriedades dos solos e no comportamento desses frente ao diferentes tipos de manejo.

A maior parte das reações de natureza física, química e físico-química do solo, com ou sem a interação da matéria orgânica, ocorre nas superfícies dos minerais de argila. Essas reações são responsáveis pelas propriedades dos solos, o que determina em última análise sua aptidão ao uso agrícola, florestal ou para obras de engenharia, entre outros usos.

Assim, as diferenças observadas nos solos do Estado do Acre, frente aos de outras regiões do País, explicam-se pela natureza da argila desses solos. Nos solos do Acre predominam, na fração argila, minerais do tipo das caulinitas, associadas ou não a argilas dos grupos 2:1 ou 2:2, enquanto na grande maioria dos demais solos brasileiros, há a predominância de caulinita e óxidos de ferro e alumínio na fração argila.

## **A Fração Argila: Importância Prática**

A importância das argilas do solo reside no fato de grande parte delas encontrar-se no estado coloidal<sup>4</sup>.

---

<sup>4</sup>O estado coloidal abrange duas fases, a primeira consistindo de um ou mais materiais em estado de divisão muito refinada (diâmetro menor que 1  $\mu\text{m}$ ), dispersos em outra substância, normalmente em meio líquido. São exemplos do estado coloidal as partículas do leite, a nuvem, a bruma, o amido, a gelatina, o sangue, as proteínas e, naturalmente, as partículas argilosas do solo.

Do ponto de vista prático, as parcelas mais ativas do solo são aquelas em estado coloidal (matéria orgânica e minerais de argila menores que 1  $\mu\text{m}$ ) que coexistem em uma mistura íntima no estado natural.

De maneira geral, são reconhecidos dois grupos de argilas – as silicatadas e as de óxidos hidratados de ferro ou alumínio<sup>5</sup>. O primeiro grupo é característico das regiões temperadas, enquanto o segundo é encontrado em regiões equatoriais, tropicais e subtropicais.

As argilas silicatadas são importantes para a formação de solos férteis e sustentam parte da agricultura nas regiões mais desenvolvidas do mundo. À exceção da caulinita, que é uma argila desse grupo, não seria esperada a ocorrência de outros tipos de argilas silicatadas no Estado do Acre uma vez que as condições de temperatura e umidade predominantes tornam esses materiais instáveis, levando à formação de óxidos hidratados de ferro ou alumínio. Essa aparente incoerência deve-se ao passado geológico da região (capítulo 1).

Os óxidos de ferro ou alumínio são importantes constituintes da grande maioria dos solos brasileiros, porém, de menor importância nos solos do Estado do Acre.

### **Constituição Geral das Argilas Silicatadas**

As argilas silicatadas são constituídas de camadas de placas, bastões ou flocos, cujo tamanho e forma

---

<sup>5</sup>Neste capítulo, o termo óxidos será usado genericamente para definir minerais oxídicos de diferentes graus de hidratação.

são variáveis em função da composição mineral e das condições de sua formação. Ao microscópio eletrônico, a aparência das argilas silicatadas pode ser hexagonal ou irregular e suas arestas podem apresentar contorno definido ou na forma de farpas. Em todos os casos, entretanto, sua extensão horizontal excede em muito as dimensões verticais.

As argilas silicatadas caracterizam-se também por apresentar grande superfície específica (área de superfície exposta por unidade de massa), que se divide em externa (comum a todas as argilas) e interna (presente em algumas argilas) (Fig. 1).

A superfície externa das argilas é função principalmente do tamanho da partícula de argila<sup>6</sup>, enquanto a superfície interna é função de sua estrutura cristalográfica<sup>7</sup>.

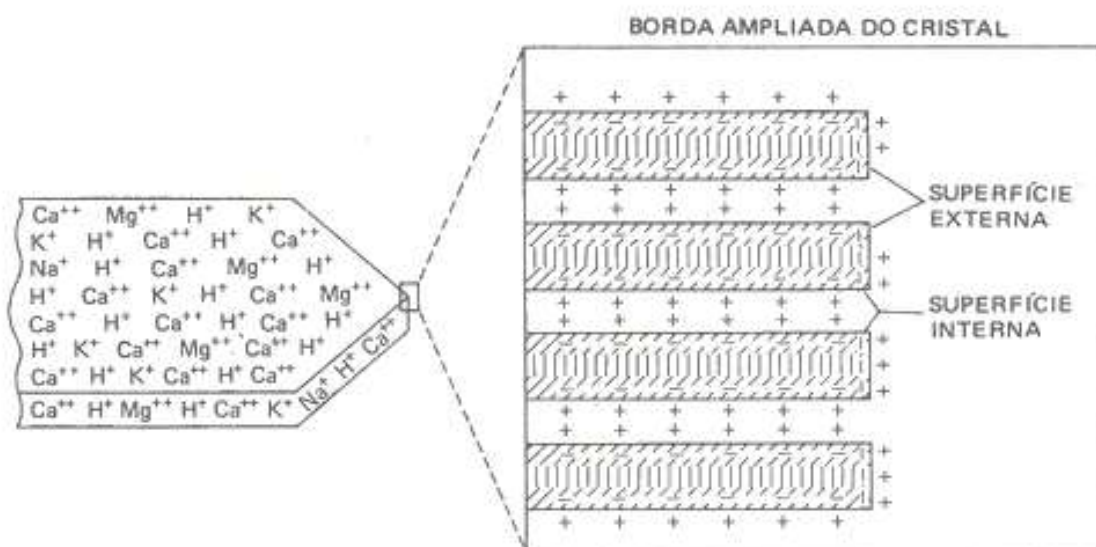
Para se ter uma idéia da dimensão da superfície interna e externa das argilas silicatadas, estima-se que as superfícies expostas na fração argila de um hectare de terra arável do Município de Sena Madureira excedem toda a superfície do Estado do Acre, em pelo menos 40 a 50 vezes. A área de exposição externa de um grama de argila coloidal é, pelo menos, mil vezes maior do que a de um grama de areia grossa. Essa área de exposição é importante porque na superfície das argilas ocorrem muitas reações que controlam o comportamento e a fertilidade dos solos.

---

<sup>6</sup>Quanto menor a partícula, maior sua superfície específica.

<sup>7</sup>A superfície interna ocorre no perimeiro das unidades cristalográficas em forma de lâmina, que compõem cada partícula.





**Fig. 1.** Representação esquemática em forma de diagrama de um cristal de argila silicatada, suas inumeráveis cargas negativas e os cátions adsorvidos a sua superfície.

Fonte: Brady (1983).

As argilas silicatadas apresentam cargas elétricas negativas e os óxidos hidróxidos de ferro ou alumínio podem apresentar, dependendo das condições do meio, cargas elétricas negativas ou positivas, razão pela qual são denominados de anfóteros.

A presença de cargas elétricas negativas nas argilas, aliada à extensa área de exposição superficial, faz com que milhares de íons positivamente carregados (cátions) sejam atraídos para os cristais do colóide<sup>8</sup>,

<sup>8</sup>O termo colóide está sendo usado para se referir às argilas do solo com propriedades coloidais e tamanho menor que 1 µm.

formando o que é conhecido como dupla camada iônica<sup>9</sup>. Na prática, a partícula coloidal constitui a camada iônica interior, formando em essência um enorme ânion, cujas superfícies possuem poderosa carga negativa. A camada iônica exterior é formada pelos cátions fracamente retidos que circundam e, em alguns casos, penetram na partícula coloidal. Assim, uma partícula de argila é acompanhada por um grande número de cátions adsorvidos.

Associada à camada de cátions, existe uma grande e indefinida quantidade de moléculas de água. Parte dessa água é carregada pelos cátions adsorvidos pela superfície eletronegativa, enquanto outra parte é adsorvida diretamente e acondicionada entre as lâminas de argila, denominando-se água de hidratação.

Os cátions adsorvidos na superfície das argilas são compostos principalmente por íons de hidrogênio e alguns cátions metálicos, com predominância do alumínio e alcalinos e alcalinos terrosos. A ordem de preferência com que esses cátions são adsorvidos aumenta em função da maior carga iônica e da diminuição de seu raio iônico hidratado. Em condições naturais, para solos com predominância de argilas silicatadas, a ordem de preferência de adsorção é:  $H^+ > Al^{+3} > Ca^{+2} > Mg^{+2} > K^+ > Na^+$ .

---

<sup>9</sup>Para melhor compreensão do papel da dupla camada iônica na reação dos solos do Estado do Acre, recomenda-se a leitura de Wadt (2002).

A ordem de preferência faz com que os cátions, os quais são menos atraídos para a superfície eletronegativa das argilas (superfície adsorvente), sejam mais facilmente lixiviados, sendo esse mecanismo um dos processos pedogenéticos que levam à formação dos Latossolos, solos profundos e bem drenados, onde houve a remoção de cátions alcalinos e alcalinos terrosos por lixiviação e o acúmulo de alumínio e ferro na forma de óxidos.

Se houver restrições à drenagem ou condições em que a evapotranspiração é superior à precipitação, como ocorre em regiões áridas, o mecanismo de lixiviação não irá prevalecer, conduzindo ao acúmulo de cálcio, magnésio e até mesmo de sódio, como se observa em solos salinos ou salino-sódicos de muitas regiões áridas do mundo. No Estado do Acre, por ter ocorrido um passado geológico mais árido, intercalado com transgressões marinhas, houve o acúmulo de sais de cálcio e magnésio em muitos solos.

### **Estrutura das Argilas Silicatadas**

As argilas silicatadas são consideradas cristalinas por apresentarem estruturas definidas e organização mineralógica conhecida. Em contrapartida, aqueles minerais sem estrutura cristalina definida são denominados materiais amorfos.

A maioria das argilas silicatadas é alumino-silicato, ou seja, formada por duas estruturas moleculares: sílica tetraédrica e alumínio octaédrico.

A sílica tetraédrica consiste em um átomo de silício rodeado por quatro átomos de oxigênio, em

configuração quadrilateral. O alumínio octaédrico é um bloco estrutural de oito lados, formado por um átomo central de alumínio rodeado por seis hidroxilas ou oxigênios.

A camada tetraédrica é interligada por uma série de tetraedros de silício, fixada entre si por átomos de oxigênio compartilhados. A camada octaédrica é interligada por uma série de octaedros de alumínio fixada entre si por átomos de oxigênio compartilhados. Essas duas camadas básicas, em diferentes combinações e arranjos, constituem as unidades estruturais das argilas silicatadas, sendo ligadas entre si por átomos de oxigênio compartilhados.

Os alumino-silicatos, assim formados, apresentam carga elétrica nula. Na estrutura tetraédrica, a valência de cada átomo central de silício (+4) é contrabalanceada pela valência de cada um dos quatro átomos de oxigênio compartilhados (carga - 2 compartilhada entre dois átomos de silício). De forma semelhante, a valência de cada átomo central de alumínio (+3) é contrabalanceada pela valência de cada um dos átomos de oxigênio e hidroxilas compartilhados (dois átomos de oxigênio e quatro hidroxilas compartilhados).

Contudo, tanto o silício como o alumínio dessas estruturas estão sujeitos à substituição isomórfica (substituição do elemento químico, sem alteração da forma cristalina da estrutura). Esse tipo de substituição é possível em razão da semelhança entre o tamanho do raio iônico desses elementos.

Assim, como o raio iônico do alumínio (0,50 Å) é ligeiramente superior ao do silício (0,45 Å), o alumínio pode ajustar-se no centro do tetraedro em substituição ao átomo de silício. Essa substituição de um íon tetravalente (silício) por outro trivalente (alumínio) gera um déficit de carga na estrutura, resultando na formação de uma carga negativa por cada substituição desse tipo.

De forma semelhante, os íons ferro trivalente (0,64 Å), de magnésio (0,65 Å) e de zinco (0,70 Å) podem substituir o alumínio na camada octaédrica, gerando um déficit de carga quando a substituição ocorrer com o magnésio ou o zinco. Se a substituição for pelo ferro divalente, não haverá geração do déficit de carga.

### **Organização Mineralógica das Argilas Silicatadas**

Com base no número e na arrumação das camadas tetraédricas e octaédricas contidas nas unidades cristalográficas, as argilas silicatadas podem ser classificadas em quatro diferentes grupos: minerais do tipo 1:1; minerais do tipo 2:1 não expansíveis; minerais do tipo 2:1 expansíveis; e minerais do tipo 2:2.

Os minerais do tipo 1:1 são aqueles constituídos por uma camada tetraédrica alternada com uma camada octaédrica, sendo entre os minerais do solo mais amplamente representados pela caulinita.

As duas lâminas de cada unidade cristalográfica da caulinita são retidas em conjunto por átomos de

oxigênio, compartilhados por ambos os átomos de silício e alumínio. Essas unidades são, por sua vez, retidas em conjunto, com muita rigidez, mediante a vinculação do hidrogênio. Por conseqüência, o reticulado está fixado e geralmente não ocorre expansão entre suas unidades, quando a argila é umedecida, impedindo a penetração de cátions ou água no entremeio das camadas estruturais. Seus cristais são hexagonais, com arestas de contorno nítido e, normalmente, são partículas grandes (0,1 a 5  $\mu\text{m}$ , sendo a maioria situada entre 0,5 a 2  $\mu\text{m}$ ), portanto, de menor superfície específica em relação a outros tipos de argila silicatada.

Desse modo, a área de exposição da caulinita fica restrita à área de suas faces exteriores. Além disso, os minerais desse tipo apresentam pouca substituição isomórfica, o que explica o fato de apresentarem reduzida capacidade de adsorção de cátions. Em contraste com outros grupos silicatados, nas caulinitas são reduzidas as características de plasticidade, coesão, contração e dilatação; apresentam ainda propriedades coloidais com reduzido grau de intensidade.

Os minerais do tipo 2:1 apresentam uma lâmina octaédrica intercalada com duas camadas tetraédricas e são representados por dois grupos: as montmorilonitas (montmorilonitas propriamente ditas, beidelita, saponita) e as vermiculitas. Esses minerais são considerados expansíveis.

A montmorilonita é o mineral mais importante desse grupo. Suas unidades cristalográficas são

fracamente retidas entre si por pontes de oxigênio, o que possibilita a adsorção de moléculas de água e outros cátions por entre essas unidades, fato que permite sua expansão. Além disso, os cristais de montmorilonita são facilmente fragmentados, produzindo cristais de tamanhos próximos a suas unidades cristalográficas (0,01 a 1  $\mu\text{m}$ ).

O movimento da água e de cátions no permeio das unidades cristalográficas expõe sua superfície interna, que excede em muito a externa, cuja extensão por si só já é bastante superior à da caulinita.

Esse mineral também se caracteriza pelo elevado grau de substituição isomórfica do alumínio pelo magnésio na camada octaédrica e, em menor extensão, do silício pelo alumínio na camada tetraédrica. Isso proporciona um elevado déficit de carga, que passa a ser neutralizado pelos cátions adsorvidos, quer para a superfície interna, quer para a externa. A montmorilonita apresenta uma capacidade de adsorção de cátions 10 a 15 vezes superior à da caulinita.

Em razão de suas propriedades coloidais, a montmorilonita é notável pelo grau de plasticidade e coesão e por sua marcante contração ao secar, chegando a causar longas fendas nos solos onde predomina.

A vermiculita possui características estruturais semelhantes às da montmorilonita (uma camada

octaédrica intercalada com duas unidades tetraédricas). Entretanto, em algumas vermiculitas, a camada octaédrica é dominada por magnésio em vez de alumínio, com três íons de magnésio substituindo dois íons de alumínio (nesse caso, não se trata de substituição isomórfica de um íon de magnésio por um íon de alumínio). Em outras vermiculitas, o alumínio domina o octaedro com substituição mínima por magnésio. Assim, o déficit de carga observado nas vermiculitas está associado, principalmente, à intensa substituição do silício pelo alumínio na camada tetraédrica.

Moléculas de água, assim como íons magnésio, são fortemente adsorvidas no permeio das unidades cristalográficas. Entretanto, elas agem mais como pontes ligando essas unidades, do que como cunhas, separando-as. Por esse motivo, as vermiculitas são consideradas minerais de expansão limitada, apresentando alguma superfície interna, porém, em menor grau que a montmorilonita.

Os cristais das vermiculitas são maiores que os da caulinita, porém, menores do que os da montmorilonita. Destacam-se, entretanto, por apresentarem uma capacidade de adsorção de cátions superior até mesmo à da montmorilonita, o que se explica pelo elevado grau de substituição isomórfica em sua camada tetraédrica.

O terceiro grupo consiste dos minerais não expansíveis do tipo 2:1. Esse grupo é composto por



minerais pouco definidos, os quais são denominados micas hidratadas, ocorrendo freqüentemente associados à montmorilonita. Seu representante mais importante é a illita, na qual aproximadamente 16% dos átomos de silício da camada tetraédrica foram substituídos pelo alumínio, resultando em grande déficit de carga nessa camada. Na camada octaédrica há pouca substituição isomórfica.

Para satisfazer o grande déficit de carga observado na camada tetraédrica, íons potássio são absorvidos fortemente na interface interna das unidades estruturais. Esses íons possuem o tamanho exato para se ajustarem precisamente a certos espaços das camadas tetraédricas adjacentes, de forma que o potássio atua como um agente aglutinador, evitando assim a maior parte da expansão do cristal. Por esse motivo, a illita é tida como não expansível.

Devido a essas características, certas propriedades, como adsorção de cátions, expansão, contração e plasticidade, são menos desenvolvidas na illita que na montmorilonita. Com relação ao tamanho de seus cristais e a outras características, os minerais como a illita são intermediários entre a caulinita e a montmorilonita (Tabela 1).

O quarto e último grupo de argilas silicatadas são os minerais do tipo 2:2, representados pelas cloritas, abundantes em alguns solos. Basicamente, as cloritas consistem de silicatos de magnésio com a presença de ferro ou de alumínio. Uma unidade cristalográfica típica da clorita é composta de talco

(similar à unidade cristalográfica da montmorilonita) com camadas de brucita (óxido de magnésio). O magnésio domina a posição octaédrica nas camadas de talco; assim, a unidade cristalográfica contém duas lâminas tetraédricas de silício e duas lâminas octaédricas de magnésio, dando lugar ao termo estrutural “2:2”. Suas propriedades (capacidade de adsorção de cátions, capacidade de expansão, tamanho da partícula e área de exposição superficial) são bastante semelhantes as da illita.

Na natureza, geralmente os grupos específicos de argilas silicatadas não ocorrem independentemente, sendo possível encontrar vários minerais de argila em íntima mistura. É comum também a ocorrência de minerais de composição e propriedades intermediárias, que por sua vez são denominados minerais de camada misturada ou interestratificados, já que suas unidades cristalográficas podem perfeitamente ser de mais de um tipo.

**Tabela 1.** Caracterização de quatro tipos principais de argilas silicatadas.

Característica	Tipos de argila			
	Clorita	Montmorilonita	Ilita	Caulinita
Tipo de estrutura	2:2	2:1 expansível	2:1 não expansível	1:1
Tamanho ( $\mu\text{m}$ )	0,1 a 2,0	0,01 a 1,0	0,1 a 2,0	0,1 a 5,0
Forma	Flocos irregulares	Flocos irregulares	Flocos irregulares	Cristais hexagonais
Superfície específica ( $\text{m}^2\text{g}^{-1}$ )	100-120	700-800	100-120	5-20
Face externa	Média	Grande	Média	Pequena
Face interna	Média	Muito grande	Média	Nenhuma
Coesão e plasticidade	Média	Grande	Média	Pequena
Capacidade de dilatação	Média	Grande	Média	Pequena
Capacidade de troca de cátions – CTC ( $\text{cmol}_{(+)}\text{kg}^{-1}$ )	15-40	80-100	15-40	3-15

Fonte: Brady (1983).

## **Óxidos e Hidróxidos de Ferro e Alumínio e Minerais Amorfos**

Além das argilas silicatadas ocorrem no solo dois outros importantes grupos de minerais: óxidos hidratados de ferro ou alumínio e os minerais amorfos.

Os óxidos hidratados de ferro ou alumínio são comuns em solos de regiões temperadas, estando presentes misturados com argilas silicatadas. Contudo, em muitos solos de regiões subtropicais, tropicais e equatoriais, tanto no Brasil como em outras partes do mundo, esses minerais predominam na fração argila, sendo os responsáveis pela determinação das cores amareladas ou avermelhadas da maioria dos solos em que ocorrem.

Os óxidos hidratados são óxidos que contêm moléculas de água associadas em quantidades variáveis. Genericamente, por simplificação da fórmula química, são representados como  $\text{Al}(\text{OH})_3$  e  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ . Os minerais mais comuns são a gibbsita ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), boehmita ( $\text{AlOOH}$ ), goethita ( $\text{FeOOH}$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), lepidocrocita ( $\text{FeOOH}$ ), maghemita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) e quartzo ( $\text{SiO}_2$ ).

Os óxidos hidratados de ferro ou alumínio possuem característica anfótera, podendo desenvolver cargas superficiais negativas ou positivas, o que dependerá das condições do meio. Contudo, as cargas desenvolvidas são muito reduzidas, mesmo em comparação à caulinita. A maioria das argilas constituídas de óxidos hidratados, apesar de formada por cristais pequenos e de elevada superfície

específica, não tem tanta viscosidade, plasticidade e coesão quanto as argilas silicatadas, proporcionando aos solos, onde há predomínio desses materiais, excelentes condições físicas.

Os materiais amorfos compreendem todos os minerais coloidais encontrados nos solos que não possuem uma estrutura cristalina. Nos solos formados com cinzas vulcânicas é comum a presença de materiais amorfos de óxidos de alumínio, ferro e mesmo sílica. Por exemplo, a alofana, que é um mineral constituído por partes variadas de óxido de silício e de alumínio, é comum em solos derivados de cinzas vulcânicas.

De um modo geral, as propriedades dos materiais amorfos não diferem muito das dos óxidos cristalinos a que estão relacionados. Contudo, em razão de sua natureza amorfa, apresentam uma superfície específica muito maior que a dos óxidos hidratados e também maior capacidade de adsorção de cátions e de ânions, dependendo do pH de equilíbrio do solo.

### **Capacidade de Troca de Íons**

Existem fundamentalmente quatro mecanismos responsáveis pela geração de cargas nas argilas: a) substituição isomórfica nas unidades cristalográficas das argilas silicatadas; b) valência não atendida das bordas das argilas silicatadas; c) ionização ou protonação das hidroxilas e íons hidrogênio das bordas dos óxidos hidratados; e d) permuta das hidroxilas por outros ânions, como os fosfatos, na superfície dos óxidos hidratados.

O primeiro mecanismo (substituição isomórfica) independe do pH e, portanto, é tido como característica de superfícies que desenvolvem carga constante. Esta é a principal responsável pela formação das cargas negativas nas argilas silicatadas (Tabela 1), principalmente naquelas do tipo 2:1 e 2:2.

Os outros três tipos de carga são pH dependente e, portanto, característicos de superfícies que desenvolvem potencial constante. Podem apresentar cargas negativas e, em alguns casos, cargas positivas. As valências não atendidas nas bordas das argilas silicatadas podem, a valores de pH acima de 6, fazer com que o hidrogênio das hidroxilas ligado aos íons de alumínio ou silício se dissocie, gerando cargas negativas nessas superfícies que podem então reter cátions. Esse tipo de carga varia com o colóide, sendo responsável pela maioria das cargas observadas nas argilas silicatadas do tipo 1:1 e por até um quarto da carga observada nas argilas 2:1.

Dependendo do pH, os óxidos podem apresentar cargas negativas, positivas ou ser neutros. A carga líquida de um óxido dependerá do pH de equilíbrio estar acima, abaixo ou igual ao ponto de carga zero (PCZ), esse último sendo o pH no qual a carga do mineral é zero. Embora as argilas silicatadas também apresentem cargas dependentes de pH e alguma capacidade de adsorção de ânions (desenvolvimento de cargas positivas), são os óxidos e os materiais orgânicos que apresentam maior proporção de cargas variáveis. Os óxidos podem ainda desenvolver cargas

devido à substituição de hidroxilas por outros ânions, como fosfatos e boratos, por meio de mecanismos de adsorção específica (capítulo 5).

As cargas negativas e positivas que se desenvolvem na superfície das argilas são capazes de adsorver íons de forma trocável. Por essa razão diz-se que esses materiais podem apresentar capacidade de troca de cátions (CTC), quando a superfície eletronegativa adsorve cátions, e capacidade de troca de ânions (CTA), quando a superfície eletropositiva adsorve ânions (Tabela 2). Além das argilas minerais, as substâncias orgânicas presentes no solo também são capazes de adsorver cátions ou ânions (capítulo 3).

Muitos fatores afetam a disponibilidade dos cátions trocáveis para as plantas, tais como a proporção entre os diferentes cátions na superfície adsorvente, o tipo de colóide e os íons associados.

Normalmente, solos com elevada CTC são tidos como férteis, sobretudo se a maior parte da CTC desses solos estiver ocupada por cátions alcalinos (potássio, principalmente) ou alcalinos terrosos (cálcio e magnésio). Isso decorre do fato de serem esses cátions importantes para a nutrição das plantas e demais organismos do solo. Entretanto, se a CTC for baixa e ocupada principalmente por hidrogênio ou alumínio, os solos são tidos como inférteis, como ocorre com os do Cerrado brasileiro. No Estado do Acre, existem solos de baixa a alta CTC, saturados com cátions alcalinos e alcalinos terrosos ou com alumínio e hidrogênio (Wadt, 2002).

Quando o alumínio é o principal cátion presente no complexo de troca, apresenta efeitos fitotóxicos capazes de inibir o desenvolvimento radicular das culturas. No entanto, naqueles solos de alta CTC do Estado do Acre, não se tem registro de que o alumínio trocável seja tóxico para o crescimento das culturas (Gama & Kiehl, 1999; Wadt, 2002).

**Tabela 2.** Características de carga de alguns materiais da fração argila de solos, em  $\text{cmol}_{(+)}\text{kg}^{-1}$  solo.

Material	CTC*		CTA**	
	Permanente	Variável	Total	Total
Montmorilonita	112	6	118	1
Vermiculita	85	0	85	0
Ilita	11	3	19	3
Haloisita	6	12	18	15
Caulinita	1	3	4	2
Gibbsita	0	5	5	5
Goethita	0	4	4	4
Alofana	10	41	51	17
Turfa	38	98	136	6

\*CTC: capacidade de troca de cátions; \*\*CTA: capacidade de troca de ânions.

Fonte: Demattê (1988).



## **Outras Propriedades Importantes das Argilas do Solo**

Além da capacidade de troca de íons do solo, outras propriedades dos colóides devem ser avaliadas na definição de seu potencial produtivo, como as que se seguem (Brady, 1983).

Solos que contêm mais de 15% de argila revelam plasticidade, isto é, maleabilidade e capacidade de moldagem. Essa propriedade decorre principalmente da natureza da conformação achatada das partículas de argila e da influência lubrificadora e retentora da água adsorvida. Isso faz com que as partículas escorreguem uma sobre as outras, porém, mantendo-se aderidas entre si.

A plasticidade se revela ao molhar-se ou umedecer-se o solo. A faixa de teor de umidade, em que se evidencia a plasticidade, é estabelecida por dois limites: inferior e superior. O limite inferior é o teor de umidade abaixo do qual o solo não pode ser moldado. A teores de umidade acima do limite superior o solo passa a escorrer à semelhança de um líquido, cessando sua plasticidade. Os limites de plasticidade de um solo variam em função do tipo de argila e do cátion de saturação. Em geral, solos que possuem amplas faixas entre esses dois limites (solos com predomínio de montmorilonitas) são de difícil manuseio.

Solos com limites amplos de plasticidade são, portanto, de difícil mecanização, pois se cultivados molhados em demasia, resultarão em encharcamento que é prejudicial à aeração e

drenagem; a mecanização pode ainda prejudicar sua estrutura e granulação.

Uma segunda característica normalmente associada à plasticidade é a coesão. À medida que se reduz a água de massa gelatinosa da argila, aumenta a atração mútua entre as partículas coloidais, provavelmente por meio de pontes de hidrogênio formadas pelas moléculas de água. Quanto maior a coesão das partículas, mais difícil de trabalhar torna-se o solo, e solos com presença de montmorilonita e illita apresentam maior intensidade de coesão que aqueles cauliníticos, os quais, por sua vez, possuem maior coesão que os oxídicos.

Outras duas importantes características das argilas silicatadas são a dilatação e a contração associadas à presença de unidades cristalográficas expansíveis. Devido a essa característica, solos com predomínio de argilas expansíveis são mal drenados quando úmidos, o que é um fator limitante para a utilização agrícola de muitos solos de alta CTC do Estado do Acre, principalmente daqueles em que tem sido constatada a predominância de argilas do tipo da montmorilonita.

### **As Argilas dos Solos do Acre**

A composição mineralógica dos solos da Amazônia Brasileira é relativamente simples. Como constituintes principais aparecem os óxidos de ferro, de alumínio e a caulinita. Como minerais acessórios ocorrem a muscovita, a vermiculita e a vermiculita-clorotizada.

Esse cenário, entretanto, não é o que ocorre no Estado do Acre, notadamente na região da depressão Rio Acre-Javari, em cujos solos poucos intemperizados, junto com a caulinita, ocorrem outros minerais, como aqueles do grupo das argilas silicatadas do tipo 2:1. Nos solos aluviais dessa região, a composição mineralógica chega a ser mais complexa, podendo ocorrer associações de diversos tipos de minerais.

Outra característica importante dos solos do Acre é a presença pouco expressiva de óxidos de alumínio, mesmo nos solos mais intemperizados da região leste do Estado, o que provavelmente explica a sua menor capacidade de adsorção de fósforo (capítulo 5).

Nos solos do Acre tem-se constatado o predomínio da caulinita ou de minerais do tipo 2:1/2:2. A maior parte dos estudos aponta também para a ausência de gibbsita, havendo a presença, em diferentes proporções, de minerais primários ricos em nutrientes, como os feldspatos e as micas, e a presença quase constante de minerais com hidroxí entre camadas (Tabela 3).

Em geral, pode-se dizer que nos Latossolos e Argissolos predomina a caulinita, associada com goethita e minerais com hidroxí entre camadas; nos demais solos (Gleissolos, Alissolos, Luvisolos, Vertissolos) prevalecem os minerais do tipo 2:1 ou 2:2.

**Tabela 3. Caracterização geral da fração argila de alguns solos do Estado do Acre.**

<b>Principais minerais da fração argila</b>	<b>Fonte bibliográfica</b>
Montmorilonita e vermiculita associada com hidroxi entre camadas (minerais do tipo 2:1 e 2:2), com presença de caulinitas, micas, feldspato em menores proporções. Ausência de gibbsita	Möller & Katagawa (1982); Möller et al. (1982)
Caulinita associada com minerais do tipo 2:1 e 2:2, mica, quartzo, feldspato e goethita. Ausência de gibbsita	Möller & Katagawa (1982); Möller et al. (1982)
Caulinita associada com ilita e/ou muscovita e, em menores proporções, a provável presença de gibbsita	Martins (1993)
Montmorilonita, montmorilonita com hidroxi entre camadas, associada com ilita e/ou muscovita	Martins (1993)
Caulinita associada com ilita, quartzo e vermiculita com hidroxi entre camadas	Ribeiro et al. (1997)
Caulinita associada com goethita, vermiculita, vermiculita com hidroxi entre camadas e ilita. Ausência de gibbsita	Silva (1999)
Montmorilonita e ilitas associadas a menores proporções de caulinita. Ausência de gibbsita	Silva (1999)

## Referências Bibliográficas

BRADY, N. C. **Natureza e propriedade dos solos**. Rio de Janeiro: Livraria Freitas Bastos, 1983. 647 p.

DEMATTÊ, J. L. I. **Manejo de solos ácidos dos trópicos úmidos** – região amazônica. Campinas: Fundação Cargill, 1988. 215 p.

GAMA, J. R. N. F.; KUSUBA, T.; AMANO, Y. Influência de material vulcânico em alguns solos do estado do Acre. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 16, n. 1, p. 103-106, 1992.

GAMA, J. R. N. F.; KIEHL, J. C. Influência do alumínio de um podzólico vermelho-amarelo do Acre sobre o crescimento das plantas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, n. 2, p. 475-482, 1999.

MARTINS, J. S. **Pedogênese de podzólicos vermelho-amarelos do estado do Acre, Brasil**. Belém: Faculdade de Ciências Agrárias do Pará, 1993. 101 p. Dissertação de Mestrado.

MÖLLER, M. R. F.; KITAGAWA, Y. **Mineralogia de argilas em cambissolos do sudoeste da Amazônia brasileira**. Belém: Embrapa - CPATU, 1982. 19 p. (Embrapa-CPATU. Boletim de Pesquisa, 34).

MÖLLER, M. R. F.; KITAGAWA, Y.; COSTA, M. P. da. Distribuição aproximada de minerais argilosos na folha SC-19- Rio. In: ENCONTRO DE PROFISSIONAIS DE QUÍMICA DA AMAZÔNIA, 3., 1982, Manaus. **Anais...** Manaus: 1982. p. 291-306.

RIBEIRO, M.; KER, J. C.; AMARAL, E. F. do; SILVA, J. R. T.; DUARTE, M. A. Características químicas e mineralógicas de alguns solos do estado do Acre. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26., 1997. **Anais...** 3 p. 1 CD-ROM.

SILVA, J. R. T. **Solos do Acre**: caracterização física, química e mineralógica e adsorção de fosfato. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 1999. 117 p. Tese de Doutorado.

WADT, P. G. S. **Manejo de solos ácidos do Estado do Acre**. Rio Branco: Embrapa Acre. 2002. 28 p. (Embrapa Acre. Documentos, 79).