

Capítulo 5: Fase sólida – composição mineral do solo

Osni José Pejon, Valéria Guimarães Silvestre Rodrigues

5.1 INTRODUÇÃO

Os minerais constituem a parte fundamental da fase sólida dos solos e representam em torno de 50% do seu volume. Propriedades como resistência mecânica, deformabilidade, reatividade química, entre muitas outras, são diretamente influenciadas pelo conteúdo mineral do solo. A distribuição granulométrica das partículas define a textura dos solos, com diferentes proporções de areia, silte e argila e o seu arranjo e tipos de ligações definem a sua estrutura. A textura e a estrutura têm importante papel nos índices físicos dos solos, tais como sua porosidade, índice de vazios, densidade, entre outros, que condicionam o fluxo de ar e água, permitem a fixação de raízes e determinam diversos usos de engenharia, como suporte de fundações, instalação de equipamentos ou suporte para estradas. A composição mineralógica dos grãos componentes dos solos vai conferir diferentes propriedades químicas, de vital importância para a vegetação e o manejo agrícola, além de ter implicações ambientais.

Os solos se originam a partir de modificações que ocorrem nas rochas como consequência dos processos da geodinâmica externa da Terra. Estes processos, conhecidos como intemperismo, atuam no sentido de promover a adaptação da mineralogia das rochas às condições superficiais da crosta terrestre (ver cap. 3). Portanto, a fase sólida que constitui os solos é formada, predominantemente, por minerais ou fragmentos de rocha que podem ser herdados das rochas originais (minerais primários) ou serem produtos de neoformação (minerais secundários). Entre os produtos minerais neoformados mais importantes estão os argilominerais, que são aluminossilicatos hidratados que fazem parte da maioria dos solos.

Neste processo de modificação das rochas nas condições superficiais se inter-relacionam o ciclo das rochas, o ciclo hidrológico e o ciclo biogeoquímico. Na formação dos solos, os minerais mais resistentes ao intemperismo tendem a persistir e a se incorporar aos solos, enquanto que aqueles mais instáveis se modificam ou se decompõem, liberando elementos químicos que são carregados pela água ou são incorporados a estrutura cristalina de outros minerais, como os argilominerais.

De toda maneira, ocorre uma redução gradual de massa das rochas originais, devido à perda de constituintes químicos, o que conduz quase sempre ao aumento da porosidade e a diminuição da

densidade e da resistência da rocha. Conseqüentemente, a fase sólida nos solos tende a ocupar em torno de 50% do seu volume, sendo o restante representado, principalmente, por vazios entre os grãos minerais. Estes vazios podem estar preenchidos por ar ou água em diferentes proporções (Figura 1). Das relações entre o tamanho, composição e distribuição da fase sólida e os vazios decorrem diversas propriedades físicas e químicas dos solos, tais como: condutividade hidráulica, resistência mecânica, plasticidade, deformabilidade, disponibilidade de nutrientes para as plantas, retenção de contaminantes, entre outras.

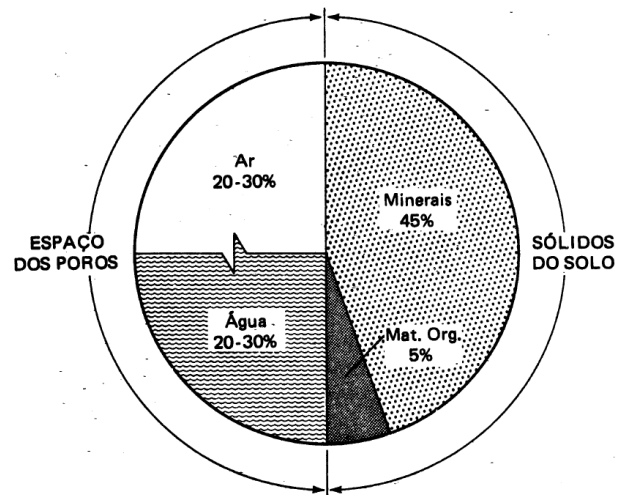


Figura 1- Composição volumétrica dos solos (Brady, 1989).

Com a interação superficial é comum a incorporação de matéria orgânica, proveniente da decomposição de material biológico, seja vegetal ou animal, que pode vir a compor também o solo em diferentes proporções. Em ambientes tropicais a quantidade de matéria orgânica presente nos solos em geral é reduzida e concentrada no horizonte superficial (Horizonte A). Somente em condições mais particulares dá-se a formação de solos orgânicos com alta porcentagem de matéria orgânica. No entanto, neste capítulo iremos tratar somente da fase sólida composta por minerais.

5.2 MINERAIS MAIS COMUNS NOS SOLOS

Minerais nada mais são do que compostos ou elementos químicos que ocorrem de forma inorgânica e natural e tem estrutura interna ordenada (Dana & Hurlbut, 1983). Os minerais são os componentes formadores das rochas e, em decorrência disto, são os responsáveis pelo arcabouço sólido do Planeta Terra, denominado de Crosta. Não por acaso, a composição química dos minerais reflete a abundância geral de elementos químicos na crosta terrestre, com amplo predomínio de três elementos químicos, oxigênio, silício e alumínio (Tabela 1). Portanto, os

minerais mais abundantes nas rochas e também nos solos pertencem ao grupo dos silicatos. Para que se possa melhor entender os minerais presentes nos solos é necessário conhecer um pouco mais sobre a sua formação e classificação.

Tabela 1 - Composição química média da crosta terrestre (Leinz e Amaral, 1978).

Elementos químicos	% em peso	% em volume
O	46,6	91,77
Si	27,7	0,80
Al	8,1	0,76
Fe	5,0	0,68
Ca	3,6	1,48
Na	2,8	1,60
K	2,6	2,14
Mg	2,1	0,56
Total	98,5	99,79

Origem e classificação dos minerais

Os minerais se originaram primordialmente do resfriamento e consolidação do magma, constituindo uma série de cristalização contínua e outra descontínua conhecida como série de Bowen (Ernst, 1971). Os minerais se formam como resposta às condições de pressão e temperatura e composição do magma. Qualquer modificação posterior, seja por processos metamórficos ou de intemperismo pode conduzir a transformações e a geração de novos minerais. Processos de precipitação e cristalização a baixa temperatura, a partir de soluções salinas aquosas, também podem constituir importante fonte de minerais, principalmente na formação das rochas sedimentares. Precipitações a partir de soluções de vapor também podem ocorrer, mas são menos importantes em termos de formação de minerais.

Desta forma, os minerais predominantes nos solos serão aqueles que, herdados da rocha de origem (minerais primários), resistiram aos processos de intemperismo até aquele momento e os minerais secundários, que são aqueles modificados ou formados em decorrência da atuação dos processos intempéricos. A série de Goldich (Figura 2) mostra que os minerais que se cristalizam primeiro na série de Bowen, conseqüentemente são também os primeiros a se alterar no ambiente superficial, em função da grande diferença nas condições físico-químicas reinantes na superfície terrestre em relação ao seu ambiente de formação.

Portanto, os minerais que estarão presentes nos solos dependem da mineralogia da rocha original e dos fatores que controlam o intemperismo (ver cap. 3). Em ambientes tropicais, como o que predomina na maior parte do Brasil, há um intemperismo químico bastante intenso o que tende a

produzir solos bastante evoluídos do ponto de vista mineralógico. Entende-se por solo evoluído aquele em que restam poucos minerais primários e predominam minerais secundários, bem adaptados as condições ambientais em que estão inseridos.

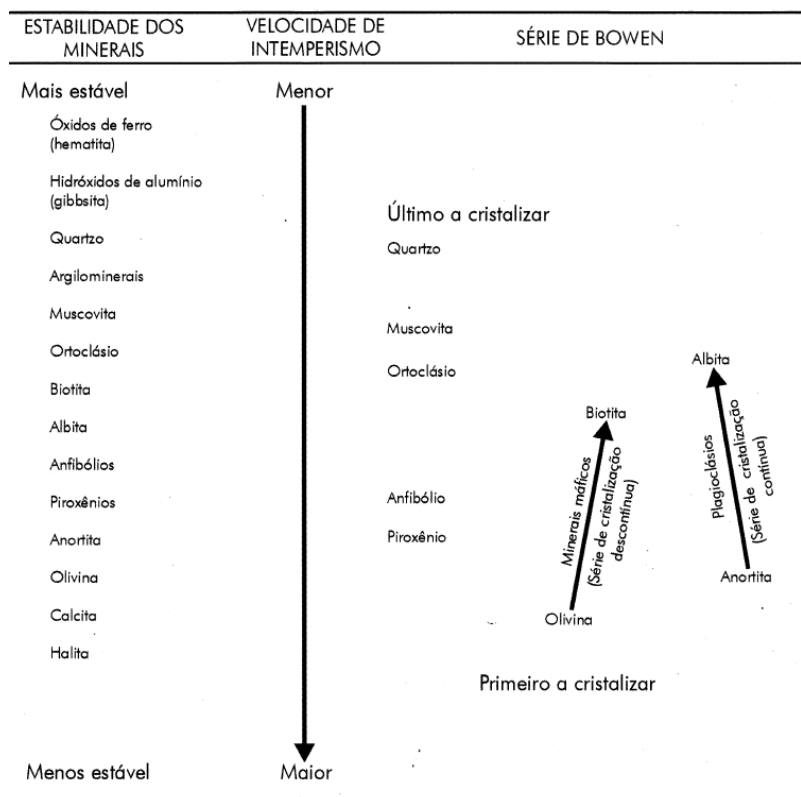


Figura 2 - Ordem de estabilidade dos minerais frente aos processos intempéricos (Série de Goldich) e sua comparação com a série de cristalização de Bowen (Teixeira et. al, 2008).

Classificação dos minerais

Diversos esquemas de classificação podem ser usados, no entanto há um consenso entre os mineralogistas que a composição química semelhante confere aos minerais propriedades semelhantes e, associada a estrutura cristalina, permite uma adequada classificação. Assim sendo, os minerais são divididos inicialmente em classes, de acordo com o grupo aniônico predominante e em seguida subdivididos de acordo com a estrutura cristalina e similaridades químicas (Figura 3).

Minerais no compartimento solo

Como não poderia deixar de ser, os minerais mais comuns, tanto nas rochas como nos solos, pertencem a classe dos silicatos, que são compostos por cadeias de tetraedro de Si, O e Al que se polimerizam para formar os diversos grupos (Tabela 2). Como referido anteriormente, também tendem a ser comuns nos solos os minerais mais estáveis nas condições superficiais, ou seja,

pode-se dizer que a presença de minerais no solo ocorre segundo a Série de Goldich (Figura 2). Além disso, a composição e estabilidade química dos minerais são também importantes para sua permanência nos solos. Desta forma o quartzo, que pertence ao grupo dos tectossilicatos, apresenta baixa reatividade e conseqüentemente é resistente ao intemperismo químico, sendo, portanto, muito comum nos solos em diferentes ambientes ou climas. Por outro lado, o grupo dos feldspatos plagioclásios, apesar de ser abundante nas rochas ígneas, se altera quimicamente com facilidade, dando origem aos argilominerais e por isso é mais rara a sua presença nos solos.

Tabela 2 – Classificação dos silicatos (Dana-Hurlbut, 1983).

Classe	Arranjo dos Tetraedros SiO ₄	Relação Si:O	Exemplo do mineral
Nesosilicatos	Isolados	1:4	Olivina (Mg,Fe) ₂ SiO ₄
Sorossilicatos	Duplo	2:7	Hemimorfita Zn ₄ Si ₂ O ₇ (OH).H ₂ O
Ciclossilicatos	Anéis	1:3	Berilo Be ₃ Al ₂ (Si ₆ O ₁₈)
Inossilicatos	Cadeias simples	1:3	Enstatita Mg ₂ (Si ₂ O ₆)
	Cadeias duplas	4:11	Tremolita Ca ₂ Mg ₅ (Si ₈ O ₂₂)(OH) ₂
Filossilicatos	Folhas	2:5	Talco Mg ₃ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₂
Tectossilicatos	Estruturas Tridimensionais	1:2	Quartzo SiO ₂ Ortoclásio KAlSi ₃ O ₈

De particular importância na composição dos solos é o grupo dos filossilicatos, ao qual pertence a maior parte dos argilominerais, que conferem aos solos importantes e distintas propriedades. Os argilominerais, devido ao seu tamanho, em geral muito pequeno, alta superfície específica e por apresentarem a importante propriedade de trocas iônicas, estão relacionados a diversas propriedades dos solos, que vão desde a disponibilidade de nutrientes e água para as plantas até implicações ambientais e na engenharia civil. Podem ocorrer ainda, como minerais secundários, silicatos não cristalinos, óxidos e hidróxidos de alumínio e ferro, além de carbonatos de cálcio e de magnésio.

Os demais componentes minerais dos solos, devido a maior estabilidade, comportam-se como partículas sólidas praticamente inertes, dentro de certos limites. Sua função e importância, nos solos, relacionam-se mais com o tamanho, forma e distribuição das partículas. Os argilominerais, dada a sua abundância e importância serão a seguir estudados com um pouco mais em detalhe.

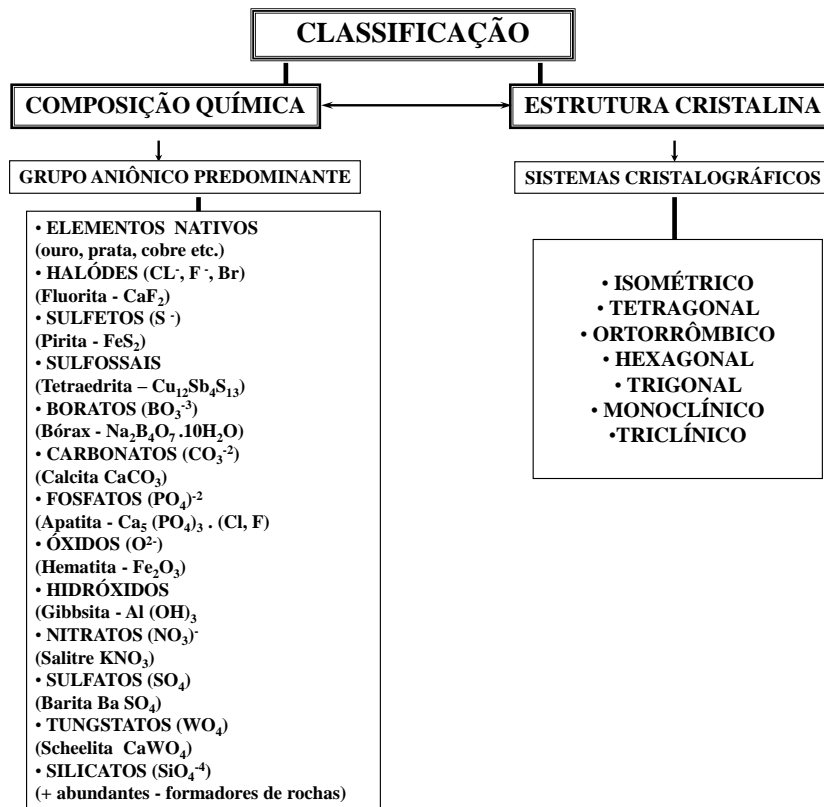


Figura 3 - Classificação dos minerais quanto à composição química e estrutura cristalina (Dana-Hurlbut, 1983).

Argilominerais

Segundo a Association Intenacionale pour l'Étude des Argiles (AIEPA) e a Clay Mineral Society (CMS), os argilominerais são compostos químicos de origem natural, pertencentes predominantemente ao grupo dos filossilicatos e que apresentam plasticidade quando umedecidos e que endurecem ao secar ou serem aquecidos (Guggenheim and Martin, 1995). Embora os argilominerais tenham, com frequência, tamanhos bastante reduzidos (< 0,002 mm), não há, em sua definição, uma limitação quanto ao tamanho.

É importante fazer a distinção entre o termo granulométrico argila, que se refere a partículas componentes do solo com diâmetros médios inferiores a 0,002 mm (escala ABNT -Ver Box), em relação aos argilominerais. Embora na fração granulométrica argila predominem argilominerais, em princípio é possível que ocorram outros minerais. Do mesmo modo é comum ocorrerem partículas de argilominerais na fração silte, que é maior que a fração argila.

Os argilominerais constituem o mais importante grupo de minerais secundários que se formam no ambiente superficial e são um dos principais produtos do intemperismo químico dos silicatos, conjunto de minerais mais abundantes nas rochas. Desta forma, em praticamente todo tipo de solo será encontrado, em alguma proporção, argilominerais. No entanto, o tipo de argilomineral,

bem como sua porcentagem e distribuição vai depender da rocha de origem, das características do ambiente de formação e dos fatores de intemperismo atuantes.

Tipos de argilominerais e classificação

Segundo a nomenclatura recomendada pela “Association Internationale pour l’Étude des Argiles” (Gomes, 1986; Jeremias, 1991), os argilominerais são constituídos pelo agrupamento de átomos na forma de folhas, que se combinam em camadas. O conjunto de camadas estruturais básicas e dos espaços inter-camadas que se repetem, são denominados de unidades estruturais (Figura 4). Desta forma, a estrutura dos argilominerais resulta da combinação do empilhamento das folhas de tetraedros de silício e de octaedros de alumínio ou magnésio.

Os silicatos em camadas podem ser agrupados em arranjos 1:1, 2:1, 2:1:1, referindo-se ao número de folhas de tetraedros e de octaedros, que formam a célula unitária do argilomineral (Gomes, 1986). A Tabela 3 apresenta um apanhado dos principais grupos de minerais da classe dos filossilicatos, a qual pertencem os principais argilominerais, além de algumas variedades com baixa cristalinidade frequentemente associadas a fração argila.

Grupo da Caulinita (1:1)

As camadas do tipo 1:1, que resultam da combinação de uma folha tetraédrica com uma folha octaédrica, são características do grupo da caulinita e do talco-pirofilita. Segundo Carvalho (1997), a fórmula química estrutural da caulinita pode ser representada por $(OH)_8 Al_4Si_4O_{16}$. As camadas estruturais ligam-se entre si, por ligações de hidrogênio entre átomos O^{2-} e por grupos OH^- de planos atômicos justapostos (Gomes, 1986).

Os minerais do grupo da caulinita são pouco expansivos, porque não ocorre hidratação das camadas estruturais, devido à distância reticular ser muito pequena e a adsorção superficial ser reduzida. A adsorção superficial é incipiente, pois a estrutura é quase eletricamente neutra, por não ocorrer ou ocorrer muito pouca substituição isomórfica. Podem existir pequenas substituições de Al por Fe e/ou Ti nas variedades relativamente menos cristalinas (Grim, 1953). A haloisita contém água inter-camadas, possuindo um espaçamento basal de 1,0 nm, diferenciando-se da caulinita que é de 0,71 nm, apesar disto sua expansão também é limitada.

Os minerais do grupo da caulinita apresentam baixa capacidade de troca catiônica, da ordem de 1 a 10 $cmol^+/kg$ (Gillott, 1987). De acordo com Carvalho (1997), a caulinita é o argilomineral mais comum em solos residuais maduros, por ser estável, não caracteriza o solo

como problemático, principalmente quanto a característica de plasticidade e expansão (solo medianamente plástico e com comportamento não expansivo).

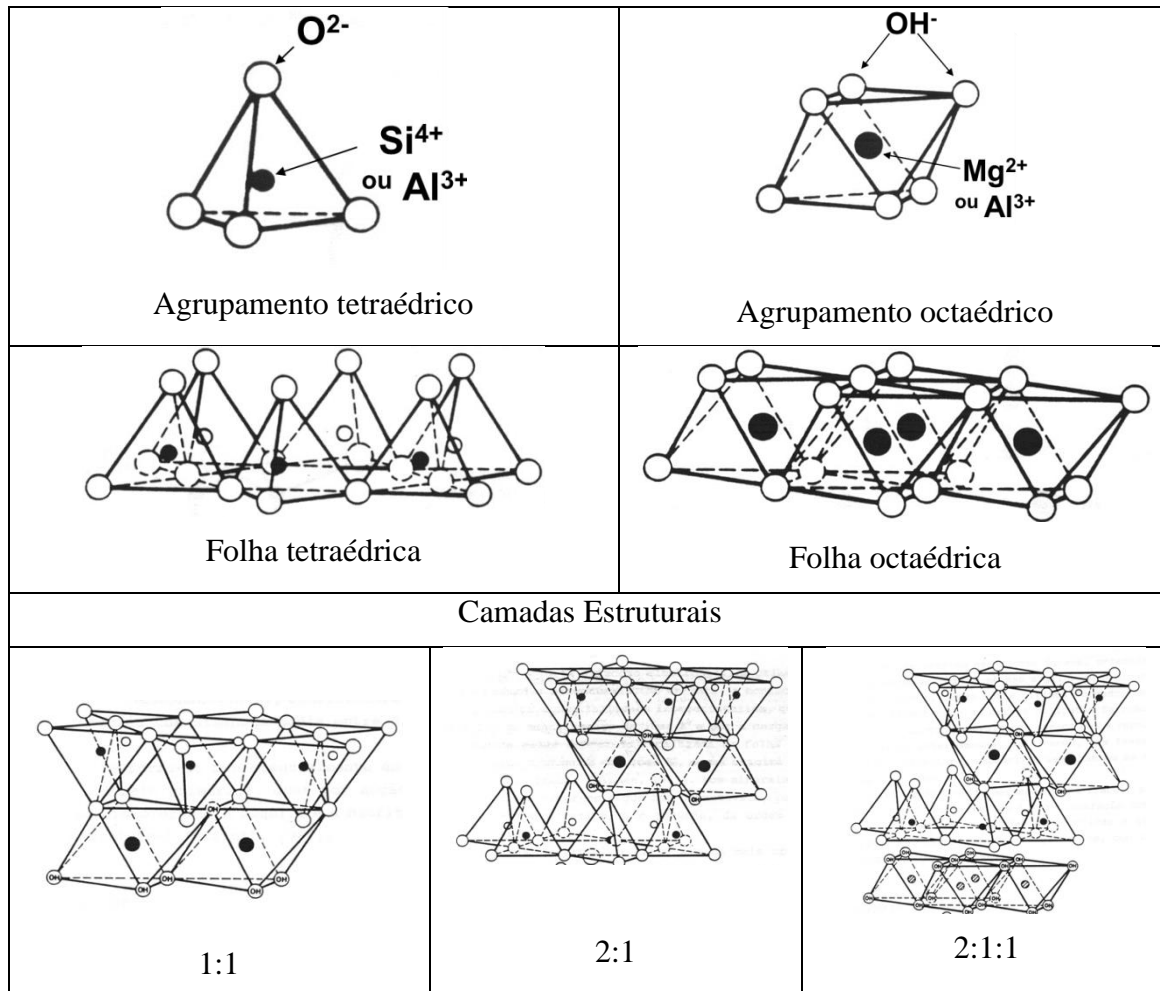


Figura 4 – Estrutura dos argilominerais. Adaptado de Grim (1953) e Gomes (1986).

Grupo das Esmectitas (2:1)

No modelo estrutural de base de uma montmorilonita pode-se observar que o déficit de carga, gerado pela substituição isomórfica nas folhas, é equilibrado pelos cátions inter-camadas (Auñon, 1990). As esmectitas distinguem-se, pelo fato de apresentarem expansibilidade intracristalina, devido à água e líquidos orgânicos que penetrarem entre as camadas. Pode também haver contração acentuada, resultante da desidratação (Deer *et al.*, 1966). A montmorilonita é a principal espécie das esmectitas, que são representadas ainda pelas saponitas, ricas em Mg, hectoritas, ricas em Li e Mn, nontronita, rica em Fe e beideleita, rica em Al.

As partículas de montmorilonita são muito pequenas e finas, tendo uma grande área específica (podendo atingir 800 m²/g), conferindo-lhes alta plasticidade e um comportamento coloidal (Carvalho, 1997).

Tabela 3 Sistemática de classificação dos argilominerais – Fonte: Gomes (1986)

I - MINERAIS CRISTALINOS				
(A) - ESTRUTURA EM CAMADAS				
Tipo ou arranjo das camadas	Grupo (carga elétrica/fórmula unitária)	Sub-grupo Tri-trioctaédrico Di-dioctaédrico	Espécies	
2:1	Pirofilita - Talco (x ~0)	Tri	Talco $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	
		Di	Pirofilita $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	
	Esmectitas (0.2 < x < 0.6)		Tri	Saponita $E^{+0.33}Mg_3(Si_{3.67}Al_{0.33})O_{10}(OH)_2.nH_2O$ Hectorita $E^{+0.33}(Mg_{2.67}Li_{0.33})Si_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$ Stevensita $2E^{+2x}Mg_{3-x}Si_4O_{10}(OH)_2$
			Di	Montmorilonita $E^{+0.33}(Al_{1.67}Mg_{0.33})Si_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$ Beidelita $E^{+0.33}Al_2(Si_{3.67}Al_{0.33})O_{10}(OH)_2.nH_2O$ Nontronita $E^{+0.33}Fe^{3+}_2(Si_{3.67}Al_{0.33})O_{10}(OH)_2.nH_2O$
			Tri	Vermiculita $E^{+0.86}(Mg,Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$
			Di	Vermiculita $E^{+0.86}Al_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$
			Tri	Flogopita $KMg_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ Biotita $K(Mg,Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn)_3(Si,Al)O_{10}(OH)_2$ Lepidolita $K(Al,Li)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$
	Micas (x ~1)		Di	Muscovita $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ Paragonita $NaAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ Illita $K_x(Al,Mg)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$ (x < 1)
			Tri	Mg-Clorita (clinocloro) $(Mg_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$ Fe-Clorita(chamosita) $(Fe^{2+}_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
			Di	Al-Clorita (sudoita) $(Mg_{3-x}Al_{2+x})(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$ Al-Li-Clorita (coqueita) $(Al_4Li)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
	1 : 1	Caulinita - Serpentina (x ~0)	Tri	Mg-Serpentina (antigorita, crisotila) $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ Mg-Al serpentina (amesita) $(Mg_2Al)(SiAl)O_5(OH)_4$ Fe-serpentina (cronstedita) $(Fe^{2+}_2 Fe^{3+})(SiFe^{3+})(SiFe^{3+})O_5(OH)_4$
			Di	Caulinita, diquita, nacrita $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ Haloisita (7Å) $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ Haloisita (10Å) $Al_2Si_2O_5(OH)_4.2H_2O$
	(B) ESTRUTURA EM PSEUDO-CAMADAS (FITAS)			
				Sepiolita $Mg_8Si_{12}O_{30}(OH)_4(OH_2)_4.8H_2O$ Paligorsquita $Mg_5Si_8O_{20}(OH)_2(OH_2)_4.4H_2O$
	II - MINERAIS NÃO CRISTALINOS OU FRACAMENTE CRISTALINOS			
			Alofana 1~2 $SiO_2 .Al_2O_3.nH_2O$ Imogolita 1~1,5 $SiO_2.Al_2O_3 .2~3H_2O$	

Nas montmorilonitas, quando o Ca e o Mg são os cátions trocáveis predominantes, a expansão é menor, pois esta aumenta com a diminuição da valência do cátion. Segundo Gomes (1986), a natureza dos cátions intercalares influencia na quantidade de água absorvida. O número de camadas de água dependerá da natureza do cátion, tendo geralmente a montmorilonita cálcica duas camadas por malha unitária, com espaçamento interestrato de aproximadamente 1,55 nm e as sódicas uma (1,25 nm), duas (1,55 nm), três (1,9 nm) ou mais camadas por malha unitária (Deer *et al.*, 1966). A capacidade de troca de cátions do grupo é da ordem de 80-150 cmol⁺/kg (Beaulieu, 1979).

Grupo das Micas (2:1)

Dentre os minerais do grupo das micas, a mais frequentemente encontrada em solos e sedimentos é a illita. As illitas apresentam uma estrutura semelhante a das micas muscovitas, com um espaçamento basal de 1,0 nm (Grim, 1953). Estruturalmente é constituída por uma folha octaédrica intercalada a duas folhas tetraédricas, sendo as camadas estruturais ligadas por cátions monovalentes, normalmente K⁺.

A principal diferença da illita para a montmorilonita, é que a primeira não apresenta expansibilidade intracristalina, devido à forte atração eletrostática gerada pelos íons K⁺ entre as camadas estruturais. Apesar disto, na montmorilonita K⁺ ocorre expansibilidade intracristalina, pelo número menor de íons potássio e pela carga negativa estar localizada na folha octaédrica, e por isso, a maior distância dos íons K⁺, originando forças eletrostáticas mais fracas (Olphen, 1963). A illita somente manifesta sensibilidade à água em condições de extrema degradação, e isto ocorre devido a perda de íons K⁺ das arestas expostas da partícula, tornando-a muito plástica.

Segundo Gomes (1986), a illita possui maior carga elétrica negativa por unidade de superfície do que a montmorilonita, e a carga negativa da illita está localizada na folha tetraédrica, ou seja, mais próxima dos cátions intercalares. Ao contrário, na montmorilonita a carga está mais concentrada na folha octaédrica. Assim, as forças estruturais inter-camadas na illita são mais fortes, e a água e outros líquidos polares dificilmente podem penetrar entre aquelas camadas. A capacidade de troca de cátions do grupo é da ordem de 10 - 40 cmol⁺/kg (Beaulieu, 1979).

Grupo das Cloritas (2:1:1)

O grupo das cloritas apresenta camadas do tipo 2:1 regularmente intercaladas com uma folha octaédrica (folha inter-camada), onde o cátion coordenado pelas hidroxilas é normalmente o Mg^{2+} , podendo ser o Fe^{2+} ou o Al^{3+} e menos frequentemente o Li^+ (Gomes, 1986). Possui um espaçamento basal de 1,4 nm (Grim, 1953). Podem ser dioctaédricas, ditrioctaédricas e mais frequentemente trioctaédricas. De acordo com Gillott (1987), a capacidade de troca de cátions das cloritas é pequena, na ordem de 10 a 40 $cmol^+/kg$.

Grupo das Vermiculitas (2:1)

As vermiculitas possuem, em geral, uma expansão mais limitada que a montmorilonita na presença de água e outras moléculas polares. Segundo Carcedo (1986), a vermiculita saturada com cátions bivalentes tem uma capacidade expansiva pouco menor que a da montmorilonita na presença de cátions bivalentes, sendo que para cátions monovalentes é variável, sendo semelhante no caso do Li, muito inferior para o Na e inexistente para o K.

A maior diferença entre a vermiculita e as esmectitas, é que as primeiras não expandem além de 1,5 nm (Loughnan, 1969 *apud* Jeremias, 1991). O espaçamento basal do grupo, varia entre 1,0 nm e 1,5 nm, dependendo do cátion de troca e diminui com a desidratação. Estes minerais argilosos apresentam uma alta capacidade de troca catiônica, que está num intervalo de 100 a 150 $cmol^+/kg$.

Grupo dos interestratificados

Devido a semelhança entre as estruturas básicas, pode ocorrer a intercalação de mais de um tipo de argilomineral, podendo ser interestratificações regulares ou irregulares (Brindley & Brown, 1980). Segundo estes autores, ocorrem com frequência os interestratificados: montmorilonita-clorita, montmorilonita-ilita, clorita-vermiculita, ilita-vermiculita-ilita e vermiculita-clorita. Os interestratificados com potencial expansivo maior são os de montmorilonita - vermiculita, sendo que o comportamento do mineral interestratificado é ditado pelo componente mais ativo.

Minerais fracamente cristalinos

Estes minerais apresentam muito pouca ou nenhuma cristalinidade e estrutura desordenada, onde predominam ligações Si-O-Al. Os principais exemplos são a alofana, que apresenta forma esférica irregular com dimensões entre 3,5 a 5 nm e a imogolita, em geral em forma de tubos muito finos com 2 a 3 nm de diâmetro e alguns micrômetros de comprimento. Estes materiais correspondem a fases instáveis que tendem a evoluir para fases cristalinas.

Óxidos e hidróxidos de Fe e de Al

Em ambientes tropicais, com solos altamente intemperizados, é comum a presença de grande quantidade de óxidos e hidróxidos de Fe e de Al. Estes materiais constituem o resultado final do processo de intemperismo, no qual boa parte dos íons foram lixiviados, restando minerais muito estáveis nas condições superficiais de alteração. A gibsitita ($\text{Al}(\text{OH})_3$), a Hematita (Fe_2O_3) e a Goetita (FeOOH), estão entre os minerais mais comuns presentes nos solos. Em regiões de solos derivados de rochas básicas, como o basalto ou diabásio, muito comuns na região sul do Brasil, é também frequente se encontrar a magnetita (Fe_3O_4), como um mineral herdado da rocha original.

Carbonatos

Os carbonatos são encontrados em solos derivados de rochas carbonáticas ou como precipitado químico atuando como cimento em alguns solos. Os minerais carbonáticos mais comuns nos solos são a calcita (CaCO_3) e a dolomita ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$). Ocorrem em geral na fração fina dos solos e são facilmente solubilizados, principalmente pela passagem de água acidificada.

5.3 FUNÇÃO DOS MINERAIS NO SOLO

Com já referido, os minerais compõem o esqueleto sólido dos solos e, conseqüentemente, o seu tamanho e distribuição influenciam sobremaneira nas propriedades exibidas por estes materiais. Aspectos como resistência, variações volumétricas, condutividade hidráulica, aeração, entre outras, são dependentes da textura e estrutura dos solos.

As propriedades químicas dependem em grande parte da reatividade da fase mineral e de suas propriedades, como já citado, a CTC e superfície específica são diretamente associados ao tipo de mineral presente.

Textura

A textura dos solos é definida em função da proporção relativa dos tamanhos de partículas componentes, que por sua vez é determinada com base no seu diâmetro efetivo e classificada em pedregulho, areia, silte e argila (ver box). Diferentes classificações texturais utilizam limites distintos para separar os diversos tamanhos de partículas, o que torna necessário que ao se classificar o solo quanto a textura se indique qual a classificação utilizada.

O predomínio de uma ou outra fração granulométrica pode controlar propriedades importantes dos solos. Predomínio das frações pedregulho e areia conferem ao solo uma drenagem rápida, aeração e porosidade elevada, mas pode levar a modificações volumétricas importantes em função do rearranjo das partículas. Por outro lado, solos com predomínio da fração argila podem ter propriedades bastante distintas, como por exemplo as variações de consistência e plasticidade com as mudanças de umidade. O tipo de argilomineral presente também pode alterar significativamente, mesmo para uma mesma porcentagem de argila, as propriedades do solo, tais como plasticidade, CTC e reatividade química. A Tabela 4 sumariza algumas propriedades importantes que se relacionam com as frações granulométricas.

Alguns minerais são mais comuns nas diferentes classes texturais, como mostrado na Figura 5. O quartzo é o mineral mais abundante na fração mais grosseira, associado a outros minerais primários resistentes ao intemperismo, enquanto que os minerais silicatados secundários, representados principalmente pelos argilominerais ocorrem predominantemente na fração argila. Minerais secundários, como óxidos e hidróxidos de Fe e Al ocorrem de maneira mais distribuída, com leve predomínio na fração silte e argila.

Tabela 4 Propriedades físicas relacionadas as frações granulométricas do solo.

Propriedade	Pedregulho	Areia	Silte	Argila *
Mudança de volume (do seco para úmido)	nenhuma	nenhuma	leve	pequena a grande (depende do argilomineral)
Resistência a tração				
Quando úmido	baixa	baixa	intermediária	alta
Quando seco	baixa	menor que úmido	maior que úmido	muito alta
Compressibilidade				
Quando úmido	muito baixa	muito baixa	intermediária	muito alta
Quando seco	muito baixa	muito baixa	baixa	intermediária a baixa
Plasticidade				
Quando úmido	nenhuma	leve	intermediária	muito alta
Quando seco	nenhuma	nenhuma	nenhuma	nenhuma
Porosidade	muito alta	alta	alta	muito alta
Permeabilidade	muito alta	alta	intermediária	muito baixa
Tamanho vazios	grande	intermediário	capilar	subcapilar
Forma partículas	arredondadas	arredondadas a angular	angular	laminar
Retenção de água	muito baixa	baixa	alta	muito alta

Modificado de Selby (1993)

* As propriedades podem variar significativamente em função do tipo de argilomineral presente. Por exemplo, argilominerais do grupo das esmectitas são muito mais plásticos e expansivos que os do grupo das caulinitas.

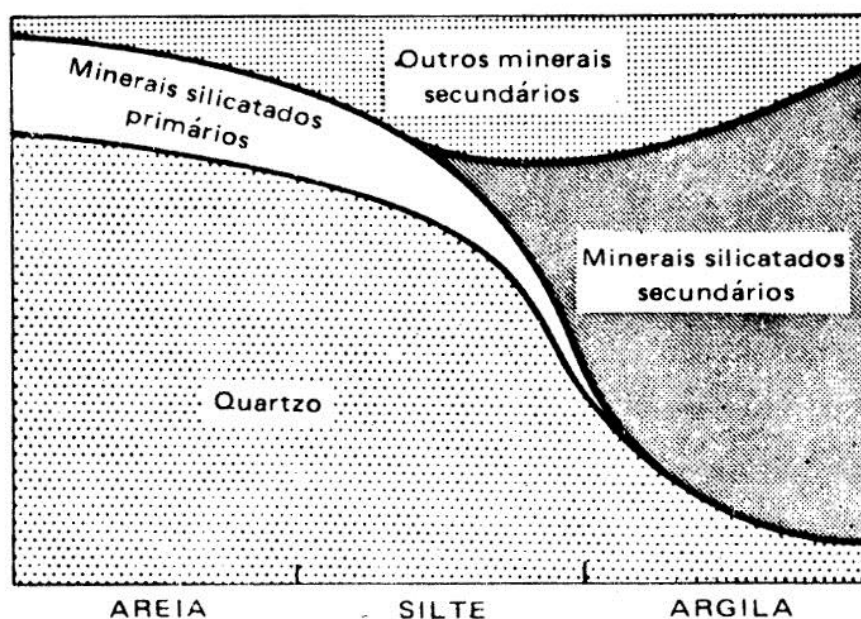


Figura 5 - Composição mineralógica das frações granulométricas do solo (Brady, 1989)

Desta forma, cada fração granulométrica apresenta características distintas que irão influenciar diretamente nas propriedades do solo, principalmente com relação à porosidade, área superficial, plasticidade e resistência. A seguir, são listadas as principais características das frações pedregulho, areia, silte e argila:

- A) *Pedregulho*: A fração pedregulho é caracterizada predominantemente por fragmentos de rocha. Quanto à mineralogia, esta é constituída por partículas de quartzo, feldspato e outros minerais.
- B) *Areia*: Esta fração pode ser subdividida em areia grossa, média e fina (em alguns sistemas de classificação, ela também aparece subdividida em “areia muito grossa” e “areia muito fina”). A areia dá a sensação de aspereza entre os dedos. As partículas que compõem esta fração são normalmente visíveis a olho nu, podendo ser arredondadas ou angulares. Os grãos de areia consistem geralmente de quartzo, podendo também ser formados por fragmentos de feldspato, micas e traços de minerais pesados (zircão, turmalina e horblenda). A fração areia apresenta alta unidade de massa e pequena área superficial. Outra característica importante é a baixa plasticidade. Esta propriedade depende do tipo de minerais presentes no solo e da quantidade de água. De forma geral, a fração areia apresenta poros maiores que as frações silte e argila.
- C) *Silte*: A fração silte consiste em partículas de dimensões intermediárias entre areia e argila, sendo estas consideradas microscópicas. A porção mais grosseira da fração silte apresenta características similares a da fração areia, enquanto a porção mais fina exhibe propriedades semelhantes a da fração argila. A fração silte se apresenta suave e sedosa ao toque, quando esfregada entre os dedos. Esta fração apresenta área superficial e plasticidade maiores que as encontradas na fração areia, estas duas propriedades variam conforme a quantidade de partículas finas presentes no solo. Na fração silte os poros entre as partículas são menores que na fração areia, podendo reter mais água. Algumas frações de silte podem apresentar baixa plasticidade, coesão e capacidade de adsorção, sendo essas resultantes da adesão de filmes de argila à superfície destas partículas.
- D) *Argila*: Na maioria das classificações (MIT, USDA, ISSS, ABNT/NBR 6502, entre outras) esta fração é composta por partículas com tamanho inferior a 0,002 mm (<2 µm), sendo considerada coloidal. Nesta fração, muitas vezes, também são encontrados óxidos (de ferro e alumínio) e carbonato de cálcio. Os poros entre as partículas de argila são pequenos e irregulares, ocasionando lento movimento de água e ar. A fração argila é altamente reativa e apresenta maior influência sobre o comportamento do solo, principalmente devido a sua

elevada área superficial e atividade físico-química. Quando úmida, a argila é pegajosa e pode ser moldada com facilidade, devido a sua alta plasticidade. Esta fração apresenta grande capacidade de adsorção de água. Nos solos argilosos, as propriedades como contração/expansão, resistência, plasticidade, capacidade de retenção de água e adsorção de elementos químicos, são dependentes do tipo e quantidade de argila presente no solo.

Estas quatro frações são divididas em duas classes principais: a) *Porção Grosseira do Solo* (formada por pedregulhos e areia) e b) *Porção Fina do Solo* (formada por silte e argila). A determinação destas duas classes (grosseira e fina) pode ser realizada por ensaios de peneiramento e sedimentação (análise granulométrica conjunta). O Boxe Complementar explica como são realizadas tais determinações.

Após a realização do ensaio de granulometria conjunta, as percentagens das frações pedregulho, areia, silte e argila presentes no solo são obtidas a partir da curva de distribuição granulométrica. Esta curva mostra a variação do tamanho das partículas (a escala adotada está relacionada ao sistema de classificação que será empregado, no Brasil como já mencionado, é usado o da ABNT/NBR 6502/95) e a distribuição percentual destes tamanhos (Figura 6).

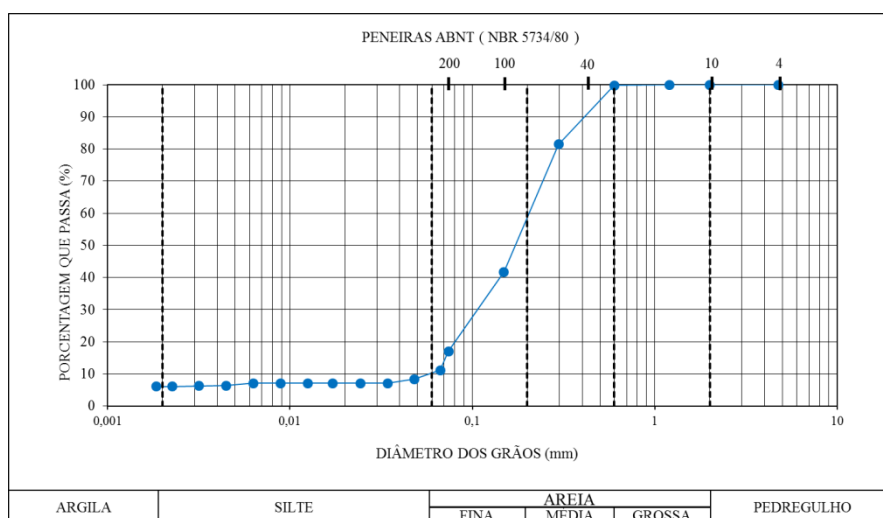


Figura 6 – Curva de distribuição granulométrica.

A Figura 7 apresenta diferentes curvas de distribuição granulométrica, as quais indicam diferentes graduações do solo (Curva I – mal graduado; Curva II – bem graduado; Curva III – graduação regular).

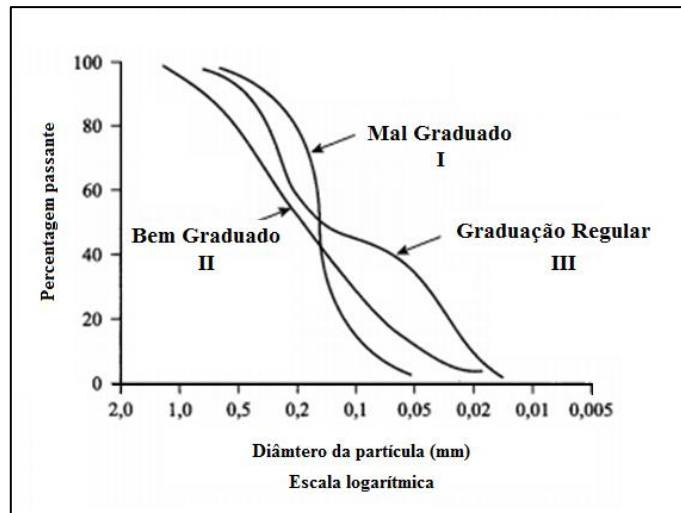


Figura 7 – Curvas de distribuição granulométrica e graduação do solo. Modificado de Braja (2013).

Quando o solo é composto por partículas de um mesmo tamanho (exemplo: fração areia), o solo é classificado como “Mal Graduado” (Figura 7 – Classe I). Desta forma, a curva granulométrica do solo “Mal Graduado” será uniforme.

O solo classificado como “Bem Graduado” apresenta contínua distribuição das partículas em uma ampla faixa de tamanho (Figura 7 – Classe II), sendo composto por grãos finos e grossos. No caso do solo “Bem Graduado”, as partículas menores ocupam os vazios deixados pelos grãos maiores. Devido a esta ampla distribuição dos tamanhos da partícula, os solos classificados como “Bem Graduados” apresentam melhores condições de compactação e maior resistência.

Quando a granulometria do solo é descontínua, o mesmo é classificado como “Moderadamente Graduado ou Graduação Regular” (Figura 7 – Classe III). Em alguns casos pode ocorrer ausência de uma determinada faixa de tamanho.

Classes Texturais

Um solo, como já abordado, raramente é composto por um único tamanho de partícula. Na maioria dos casos, os solos são misturas de partículas de diversos tamanhos. Assim sendo, para um melhor detalhamento da textura do solo, é necessário empregar uma classificação que indique as principais frações. No sistema de classificação textural, os solos são classificados a partir do seu componente principal e secundário (exemplo: argila siltosa, argilo arenosa, etc).

A Figura 8 apresenta o diagrama triangular elaborado pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA), comumente empregado na classificação textural do solo. Neste sistema de classificação o solo é dividido em 12 classes texturais.

Embora a classificação textural do solo seja simples, ela é totalmente baseada na distribuição granulométrica. Neste tipo de classificação, não são abordados aspectos como plasticidade e mineralogia, que são importantes para definir o comportamento do solo, dependendo do tipo da análise que está sendo realizada. Neste caso, outra classificação muito empregada, principalmente pelos engenheiros geotécnicos, é o sistema unificado de classificação do solo (SUCS), pois o mesmo além de abordar aspectos granulométricos, também aborda dados referentes à plasticidade do solo (Vargas, 1977).

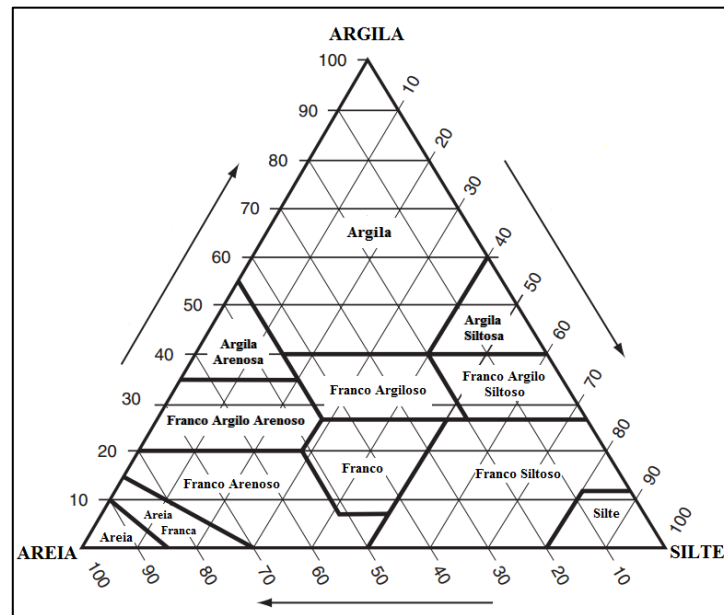


Figura 8 – Diagrama triangular empregado na classificação textural do solo (USDA) - Modificado de Hillel (2003).

Estrutura

Segundo Mitchel (2001 in Rowe 2001) a estrutura dos solos é o reflexo de vários aspectos, como a composição, história evolutiva, estado atual e condições ambientais. Portanto, a estrutura está em constante evolução, em função da interação dos componentes do solo com os diversos fatores atuantes. Mitchel (1993) apresenta uma extensiva descrição e discussão sobre a estrutura dos solos e sua implicação em diversas propriedades.

A estrutura ou *fabric* depende do tamanho e de como se dá o arranjo das partículas componentes do solo. Solos finos, predominantemente argilosos, terão sua estrutura ou arranjo altamente influenciado pelos argilominerais presentes e pelo ambiente de formação, enquanto que os solos mais grossos irão apresentar sua estrutura mais governada pela forma e tamanho das partículas e ambiente de formação.

Estrutura de solos finos

Partículas argilosas, em função do predomínio de cargas superficiais negativas, em ambiente aquoso tendem a interagir com água e os cátions presentes. Isto conduz a diferentes arranjos que geram estruturas distintas. Em ambientes com alta concentração salina a tendência é de formação de estruturas flocluladas, enquanto que em baixa concentração as partículas tendem a estar mais dispersas (Figura 9).

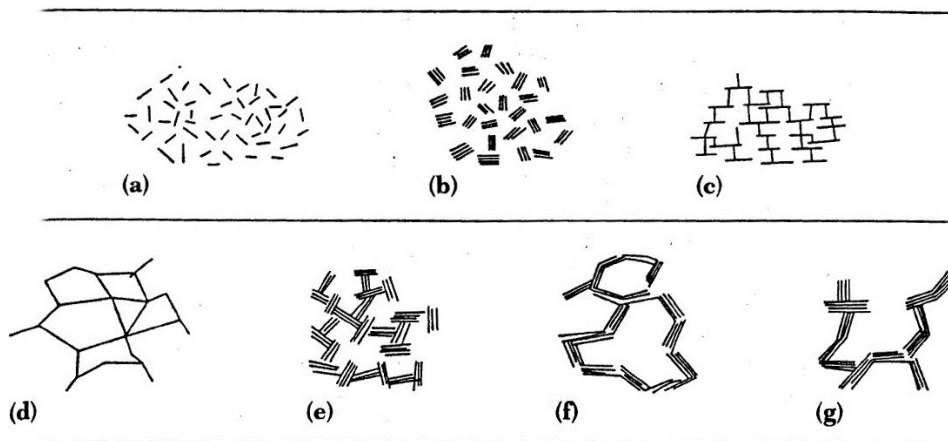


Figura 9 - Associação de partículas argilosas: a) dispersa e defloculada, b) agregada face a face, mas defloculada c) floclulada borda a face, d) floclulada borda a borda, mas dispersa, e) floclulada e agregada borda a face, f) floclulada e agregada borda a borda e g) floclulada e agregada borda a face e borda a borda (Mitchel, 2001 in Rowe, 2001).

Estrutura dos solos grossos

O material mais grosseiro, representado principalmente pelos pedregulhos e areias, é composto por minerais mais estáveis quimicamente que não apresentam propriedades eletrostáticas, nem coesão atuando entre eles. As propriedades físicas são função direta do tamanho e forma das partículas e principalmente do número e extensão dos contatos grão a grão. Os diversos arranjos podem conduzir a estruturas mais ou menos estáveis e com porosidades distintas em função também do “encaixe” das partículas de tamanho menor nos vazios deixados pelas maiores (Figura 10). A atuação de algum agente cimentante, como óxidos e hidróxidos de Fe e Al também pode contribuir para a estabilidade da estrutura, assim como a presença de argila.

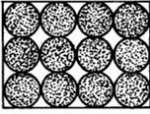
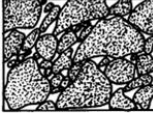
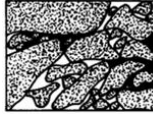
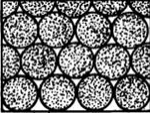
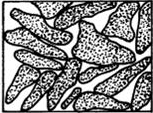
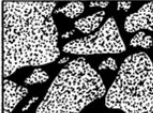
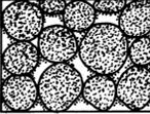





Estrutura Aberta, grãos bem selecionados e bem arredondado	Estrutura Aberta, forma dos grãos variada	Presença de Matriz
 <p>Arranjo pouco compacto, grãos uniformes, (Porosidade 48%)</p>	 <p>Tamanhos variados de grãos</p>	 <p>Estrutura parcialmente aberta</p>
 <p>Arranjo compacto, grãos uniformes, (Porosidade 26%)</p>	 <p>Formas irregulares, sem orientação preferencial</p>	 <p>Estrutura fechada, suporte pelos clastos</p>
 <p>Arranjo pouco compacto com pontes de argila entre grãos de tamanhos variados.</p>	 <p>Imbricado</p>	 <p>Estrutura Fechada, suporte pela matriz</p>
 Grãos	 Vazios	 Matriz

Figura 10 Exemplos de estruturas em solos grossos. (Modificado de Selby, 1993)

Interações físico-químicas

Os solos, em função de sua composição mineralógica, podem apresentar alta reatividade com o meio. Esta propriedade surge em função de forças superficiais das partículas de argilominerais, que são responsáveis por hidratação superficial de íons e forças de atração e repulsão inter-partículas, conferindo aos solos uma reatividade importante.

Capacidade de troca de cátions (CTC)

Os argilominerais, devido principalmente a substituições isomórficas, quebras na estrutura ou por dissociações de radicais OH, passam a apresentar déficits de cargas elétricas, se constituindo, na maioria dos casos, em partículas carregadas negativamente. Em função disto, ocorre a atração de cátions e de moléculas de água à sua superfície e que permanecem ligados por forças relativamente fracas, permitindo a troca desses cátions com o meio. Esta propriedade, característica dos argilominerais, é denominada de capacidade de troca de cátions (CTC) e se constitui em uma das mais importantes propriedades dos solos, responsável pela disponibilidade de nutrientes para as plantas e retenção de diversos contaminantes que percolam o solo.

As cargas oriundas das substituições isomórficas são denominadas de cargas permanentes e não dependem do pH do meio, sendo características principalmente dos argilominerais do tipo 2:1, enquanto que as demais cargas são consideradas cargas variáveis por sofrerem influência do

meio, principalmente do pH. Esta característica é de suma importância no manejo dos solos, seja para a parte agrícola ou no uso do solo para proteção ambiental ou na retenção de contaminantes. Na Tabela 5 pode-se observar a grande variação de CTC que ocorre entre alguns argilominerais e a diferença de cargas variáveis e permanentes. Em algumas situações específicas pode ocorrer também o aparecimento de uma capacidade de troca de ânion - CTA (Tabela 5).

Tabela 5 Capacidade de troca de cátions (CTC) e ânions (CTA)

Material	CTC (cmol ⁺ /kg)			CTA (cmol ⁺ /kg)
	Permanente	Variável	Total	
Montmorilonita	112	6	118	1
Vermiculita	85	0	85	0
Ilita	11	8	19	3
Haloisita	6	12	18	15
Caulinita	1	3	4	2
Gibbissita	0	5	5	5
Goethita	0	4	4	4
Alofana	10	41	51	17

Considerações Finais

Neste capítulo procurou-se mostrar a importância dos minerais em todas as propriedades presentes nos solos. Aspectos como a composição mineralógica e a distribuição granulométrica das partículas conferem aos solos distintas características que tem aplicação direta, seja na sua utilização ou mesmo na sua preservação.

Como demonstrado, propriedades como plasticidade, movimento de água, resistência, deformabilidade, fertilidade, entre tantas outras são condicionadas pela fase mineral presente nos solos.

Desta forma, para o correto uso e ocupação do solo é de fundamental importância o conhecimento da fase mineral presente. Alguns solos, como os mais arenosos, por exemplo, são altamente susceptíveis a erosão, enquanto que alguns solos argilosos podem ser altamente expansivos, a depender do argilomineral predominante. Por outro lado, a alta reatividade química de alguns solos, pode permitir seu uso em barreiras protetoras ao fluxo de contaminantes, principalmente na retenção de cátions metálicos.

Longe de esgotar o tema, este capítulo teve por objetivo principal reafirmar a importância do conhecimento mineralógico do solos para o entendimento adequado de suas propriedades físico-químicas e de engenharia.

Referências Bibliográficas

- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (ABNT). ABNT/EB 22 (NBR 5734). Peneiras para ensaio. Rio de Janeiro. 1980.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (ABNT). ABNT/MB 32 (NBR 7181). Solo – Análise granulométrica. Rio de Janeiro. 1984.
- AUÑÓN, J.S. Factores físico químicos y mineralógicos que intervienen en el hinchamiento de las arcillas. *Ingeniería Civil*, 73, 1990. pp. 29-39.
- BEAULIEU, J. Identification géotechnique de matériaux argileux naturels par la mesure de leur surface au moyen du bleu de méthylène. Thèse de doctorat de 3^o cycle, Univ. de Paris-Sud, Orsay, 1979. 133 p..
- BRADY, N.C. Natureza e Propriedades dos Solos. Livraria Freitas Bastos S.A. Rio de Janeiro. 7^a ed. 1989. 878 p..
- BRAJA, M. DAS. Fundamentos de engenharia geotécnica. 7^a Edição. Cengage Learning. 2013. 632 p.
- BRINDLEY, G. W.; BROWN, G. eds. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification In: BRINDLEY, G.W. ; BROWN, G. edits. *Crystal Structures of Clay Minerals and Their x-ray Identification*. London Mineralogical Society , 1980. p.305-359.
- CARCEDO, F.J.A.; GIJON, M.F.; MAZO, C.O.; RODRIGUEZ, J.L.S. *Mapa predictor de riesgos por expansividad de arcillas en España a escala 1:1.000.000*. Série: Geologia Ambiental. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 1986. 64p.
- CARVALHO, J. B. Q. *Fundamentos da Mecânica dos Solos*. 1^o ed., Campina Grande - Paraíba, Ed. Marcone. 1997. 310 p.
- DANA, J.D.; HURLBUT, C.S. (1983). *Manual de Mineralogia*. Livros Técnicos e Científicos Editora, Rio de Janeiro, Brasil. 642 páginas.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A; ZUSSMAN, J. (1966). *Minerais constituintes das rocha - Uma Introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 558 p
- ERNST, W.G. Minerais e Rochas. Serie de Textos Básicos de Geociência. Editora Edgard Blücher Ltda e Editora da Universidade de São Paulo. São Paulo. 1971. 162 p.
- GILLOTT, J.E.(): Clay in Engineering Geology. Elsevier Publ. Company, Amsterdam. 1987. 468 p.
- GOMES, C.F. Argilas – o que são e para que servem. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 1986. 457 p.
- GRIM, R. E. **Clay Mineralogy**. New York : McGraw-Hill. 1953. 384 p.

- GUGGENHEIM, S.; MARTIN, R.T. Definition of clay and clay mineral: joint report of the AIPEA nomenclature and CMS nomenclature committees. *Clays and Clay Minerals*, 1995, v. 43, 2:255-256.
- HILLEL, D. Introduction to environmental soil physics. Elsevier. 2003. 494 p.
- JEREMIAS, F.T.S.A.A. Dissertação de Mestrado. Universidade Nova Lisboa. 1991. 222 p..
- LEINZ, V.; AMARAL, S.E. Geologia Geral. Companhia Editora Nacional. São Paulo. 1978. 397 p.
- MITCHELL, J.K. *Fundamentals of Soil Behavior*. 2nd Edition, N.York , John Wiley & Sons, 1993. 437 p.
- MITCHELL, J.K. Physicochemistry of soils for Geoenvironmental Engineering. In Rowe, R.K. ed. *Geotechnical and Geoenvironmental Engineering Handbook*. Kluwer Academic Publishers. Boston. 2001. pp. 691 – 710.
- OLPHEN, H. Van An introduction to clay colloid chemistry. Interscience Publ., New York. 1963. 301 p.
- SELBY, M.J. *Hillslope Materials and Processes*. Oxford University Press Inc., New York. 1993. 451 p.
- TEIXEIRA, W. *Decifrando a Terra*. Companhia Editora Nacional, São Paulo, Brasil. 2008. 557 p.
- VARGAS, M. Introdução à Mecânica dos Solos. Editora MacGraw-Hill do Brasil, Ltda. São Paulo. 1977. 509 p.

Box Complementar

Classificação textural de um solo – Análise granulométrica

Engº Oscar dos Santos Neto

Como já referido a textura de um solo está relacionada ao tamanho ou diâmetro efetivo de suas partículas componentes, como a argila, o silte a areia e o pedregulho, pois o solo é uma mistura em proporções variadas desses materiais. A determinação desses diâmetros possibilita identificar e classificar o solo quanto a textura a partir de sua distribuição granulométrica. Esse estudo implica na utilização de alguns métodos quantitativos de análise. Existem vários processos para se obter a distribuição granulométrica dos solos, entre eles podem ser citados a análise por difração de laser, atenuação de raios x, peneiramento, análise granulométrica conjunta, etc. O mais comum e mais utilizado dentre esses métodos de análise é o ensaio de análise granulométrica conjunta que no Brasil foi normatizado pela Associação Brasileira de Normas Técnicas – ABNT (NBR 7181, 1984).

Esta norma descreve os procedimentos para se executar o ensaio de análise granulométrica através de peneiramento ou por uma combinação do peneiramento e de sedimentação. O sucesso dessa análise depende especialmente de uma correta preparação da amostra para que se tenha uma perfeita dispersão de todos os seus agregados em partículas primárias, sem quebrá-las.

A amostra, depois de ter sua massa e seu teor de umidade determinados, recebe uma quantidade de agentes dispersantes ou defloculantes para que suas partículas sejam individualizadas e assim possam ser medidas. Com o intuito de melhorar o efeito de dispersão dos grãos, utiliza-se um aparelho dispersor por um determinado período (Figura 11a). O material é então lavado em uma peneira e o material de diâmetro superior a 0,075mm (fração areia) depois de seca, é submetido a peneiramento em uma série-padrão de peneiras (Figuras 11 b), com o auxílio de um vibrador mecânico (Figura 11c). Para a análise granulométrica conjunta, que inclui a sedimentação, além do peneiramento, a solução solo-defloculante que passou na peneira, depois de dispersada, é vertida em uma proveta de 1000 ml de capacidade, cujo volume é completado com água destilada (Figura 11d). Após a agitação dessa solução por 1 minuto, insere-se então um densímetro onde são realizadas leituras de densidade da solução, correspondentes aos tempos de sedimentação. Esse processo é utilizado para que se possa determinar as porcentagens de finos da amostra, compreendendo os siltes e as argilas, bem como determinar seus diâmetros equivalentes através da Lei de Stokes. Os resultados da sedimentação e do peneiramento nos possibilitam construir a Curva de Distribuição Granulométrica (Figura 6).

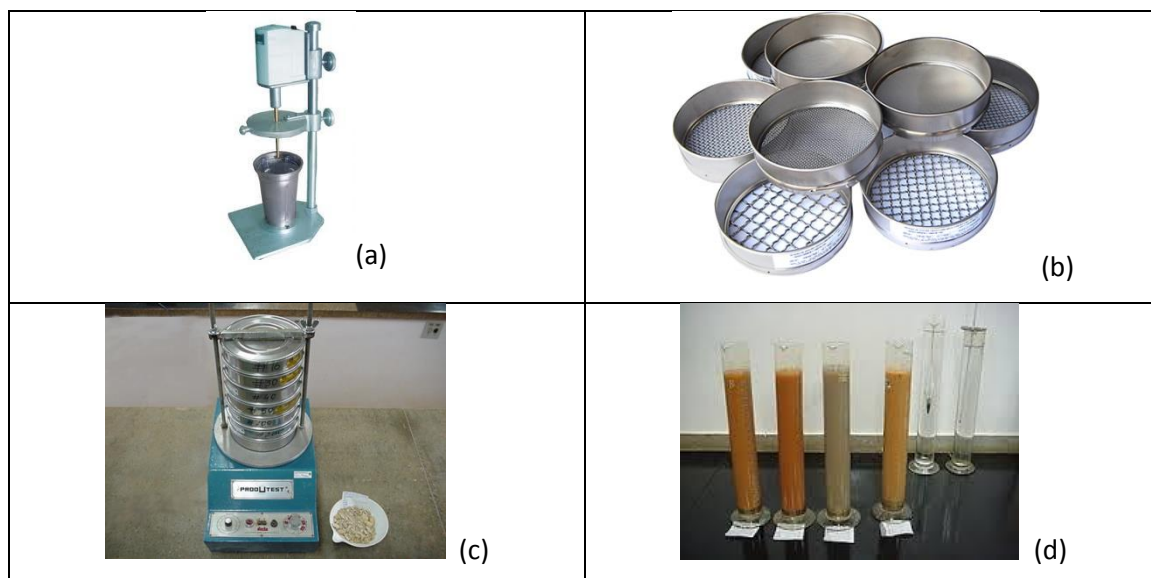


Figura 11 – Equipamentos e materiais utilizados no ensaio de análise granulométrica conjunta: a) dispersor mecânico, b) peneiras de malha quadrada, c) conjunto de peneiras no vibrador, d) provetas para ensaios de sedimentação

A interpretação dos resultados obtidos é feita mediante comparação com escalas granulométricas padrão. Existem diversos sistemas de classificação, como mostrado na Tabela 6, o que conduz a necessidade de indicar qual a escala que se está utilizando. No Brasil a escala granulométrica mais utilizada na área de engenharia é definida pela NBR-6502 (ABNT, 1995).

Tabela 6 – Sistemas de classificação granulométrica

SISTEMAS DE CLASSIFICAÇÃO	TAMANHO DAS PARTÍCULAS (mm)			
	<i>Pedregulho</i>	<i>Areia</i>	<i>Silte</i>	<i>Argila</i>
MIT	> 2,00	2,00-0,06	0,06-0,002	< 0,002
USDA	> 2,00	2,00-0,05	0,05-0,002	< 0,002
ISSS	> 2,00	2,00-0,02	0,02-0,002	< 0,002
ASTM	> 4,75	4,75-0,075	0,075-0,005	< 0,005
ABNT/NBR 6502/95	> 2,00	2,00-0,06	0,06-0,002	< 0,002

Leitura Recomendada: Nogueira, J.B. Mecânica dos Solos – Ensaio de Laboratório. Universidade de São Paulo. Escola de Engenharia de São Carlos – Departamento de Geotecnia. São Carlos. 1995. 248 p.