

SOLOS

- Fatos e Conceitos -

por

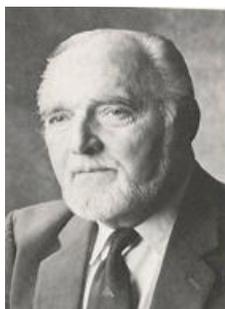
DIEDRICH SCHROEDER

Traduzido do alemão para o inglês e adaptado por

P.A. Gething - 1984

Traduzido do inglês para o português por

A. S. Lopes – 2017



Autor¹:
Prof. D. Schroeder



Tradutor² para
o inglês:
P. A. Gething



Tradutor para
o português:
Prof. A. S. Lopes

¹ Edição original em alemão <<Bodenkunde in Stichworten>>. Publicado por Ferdinand Hirt AG, CH-6314 Unterageri/Suíça, Copyright © 1969, 4th edição, 1984. Todos os direitos reservados

² Copyright International Potash Institute, Suíça, 1984, ISBN 3-906535-01-0 (IPI), ISBN 3-266-00193-1 (Hirt). ³ Copyright da edição em português, International Potash Institute (IPI), Suíça, 2017, ISBN 978-3-905887-25-9, DOI 10.3235/978-3-905887-25-9.

**Ficha catalográfica elaborada pela Coordenadoria de Processos
Técnicos da Biblioteca Universitária da UFPA**

Reetz, Harold F.

Fertilizantes e o seu uso eficiente / Harold F. Reetz, Jr ;
tradução : Alfredo Scheid Lopes. – São Paulo : ANDA, 2017.
178 p. : il. ; PDF

Bibliografia.

ISBN: 978-3-905887-25-9

1. Fertilizantes. 2. Fertilizantes orgânicos. 3. Solos –
Fertilização. 4. Fertilização de plantas. 5. Plantas – Nutrição.
I. Lopes, Alfredo Scheid. II. Associação Nacional para
Difusão de Adubos. III. International Fertilizer Industry
Association. IV. Título

CDD – 631.8

Autor: Prof. Dr. D. Schroeder

Original na edição de língua alemã “Bodenkunde in Stichworten”, publicado por Ferdinand Hirt AG CH-6314 Unterägeri/Suíça Copyright © 1969, 4ª edição 1984.

Todos os direitos reservados.

© International Potash Institute, Berna, Suíça. 1984

ISBN 3-906535-01-0 (Potash Institute)

ISBN 3-266-00193-1 (Hirt)

Layout: Mario Pellegrini, Berna

O Autor

Professor Dr. *Diedrich Schroeder* nasceu em 1916. Ele estudou ciências naturais e agrícolas em Göttingen antes de trabalhar como assistente de pesquisa e professor em Hanover. Desde 1956 tem sido Professor de Nutrição de Plantas e Ciência do Solo na Universidade de Kiel. Ele é laureado com o Prêmio Paul Wagner na Academia Científica Alemã Leopoldina, e foi Presidente da Sociedade Alemã de Ciência do Solo de 1974 a 1981; Membro Honorário da Sociedade.

Seus principais interesses são: mineralogia do solo, especialmente mineralogia da argila, pedogênese, classificação do solo e ecologia.

Prefácio da Edição em Inglês

A quarta edição em alemão deste livro apareceu em 1983, 14 anos após a primeira publicação. O sucesso em países de língua alemã sugere que ele pode também ser útil em um campo mais abrangente.

No prefácio da primeira edição eu escrevi que não havia falta de livros textos compreensivos tratando da ciência do solo, mas que não havia um texto conciso abrangendo todos os aspectos principais do assunto e que servisse de um auxiliar de memória e resumo. Este livro poderá ser útil para estudantes e graduados de universidades e escolas técnicas de agronomia, biologia, geografia, arqueologia, e ecologia, onde a ciência do solo é uma finalidade principal ou adicional do curso em estudo.

Existe uma necessidade de enfatizar a importância desse tema que se encontram nas palavras de *Friedrich Albert Fallou* um dos pais da moderna ciência do solo, em 1982:

‘Não existe nada em toda a natureza que é mais importante ou que mereça mais atenção do que o solo. Em verdade, é o solo que faz do mundo um meio ambiente amigável para os seres humanos. É o solo que alimenta e fornece para toda a natureza; toda a criação depende do solo que é a base de nossa existência.

Estas palavras são tão verdadeiras hoje como foram a pouco mais de cem anos atrás.

Diedrich Schroeder

Kiel, Dezembro de 1983

Nota do Tradutor para o Inglês

Mais de 30.000 cópias deste livro foram vendidas em países de língua alemã desde a primeira edição em 1969. Tal sucesso logo sugeriu que este livro deveria estar disponível para um público maior pela

publicação de edição em língua inglesa.

Durante a tradução o texto original foi modificado onde parecia que tal mudança seria valiosa para o leitor em língua inglesa, e alguns materiais extras foram adicionados. Isto se aplica, principalmente, ao Capítulo 5 no qual o sistema de classificação de solo do Professor Schroeder se relaciona com o *FAO World Soil Classification* e *US Soil Taxonomy*, sendo ambos amplamente utilizados internacionalmente. Espera-se que isto seja útil uma vez que alguns termos em alemão, usados na descrição de solos, não tem equivalentes precisos em inglês.

Existe um grande interesse na preservação e no uso adequado do solo como parte do meio ambiente humano e se este pequeno livro pode dar alguma contribuição para uma compreensão internacional sobre esses assuntos ele servirá como um propósito de valor.

P. A, Gething

Henley-on-Thames

Nota do Tradutor para o Português

Ao tomar contato pela primeira vez com o conteúdo desse livro, tive desejo de traduzi-lo por ver no mesmo um conteúdo ligado à Ciência do Solo escrito de maneira simples, objetiva e abrangente sem ser demasiado detalhista.

À tradução do inglês para o português foram acrescentados comentários, na forma de NT (nota do tradutor) referentes a aspectos mais específicos pertinentes ao conhecimento dos solos da

região tropical, notadamente dos solos mais importantes do Brasil. Isto se aplica, principalmente, em relação ao capítulo 5 no qual aos sistemas de classificação da *FAO-UNESCO World Soil Classification* e a *US Soil Taxonomy*, ambos amplamente utilizados internacionalmente, fosse, também, apresentado um resumo do *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS)*.

A expectativa é que o conteúdo desse livro possa contribuir para um uso mais adequado do recurso solo, em equilíbrio com os princípios de preservação ambiental, na produção de alimentos, fibras, energia alternativa e outros produtos para a demanda crescente da população mundial.

Alfredo Scheid Lopes; Eng. Agr., MS, PhD.
Professor Emérito
DCS-UFLA, Lavras, MG;
ascheidl@dcs.ufla.br

Conteúdo

O Autor	3
Prefácio da Edição em Inglês	3
Nota do Tradutor para o Inglês	4
Nota do Tradutor para o Português	5
Glossário de Abreviações	12
1 Introdução	13
1 1 Importância, Escopo e Arranjo da Ciência do Solo	13
1 2 Tópicos da Ciência do Solo	14
1 3 História da Ciência do Solo	15

2	Componentes no Solo	17
2 1	Componentes Minerais	17
2 1 1	1 Materiais de Origem	18
2 1 1 1	1 1 <i>Minerais</i>	18
2 1 1 2	1 2 <i>Rochas</i>	21
2 1 2	Processos de Transformação	23
2 1 2 1	1 <i>Intemperização</i>	26
2 1 2 1 1	1 1 <i>Intemperização Física</i>	26
2 1 2 1 2	1 2 <i>Intemperismo Químico</i>	26
2 1 2 2	<i>Neoformação de Minerais</i>	30
2 1 2 2 1	1 <i>Minerais de argila da intemperização de micas</i>	31
2 1 2 2 2	2 <i>Minerais de argila da intemperização de silicatos</i>	32
2 1 2 2 3	3 <i>Formação de Óxidos e Hidróxidos</i>	33
2 1 3	Propriedades dos Produtos de Intemperismo	34
2 1 3 1	1 <i>Argilominerais</i>	34
2 1 3 1 1	1 1 <i>Minerais Dimórficos ou 1:1</i>	36
2 1 3 1 2	1 2 <i>Minerais Trimórficos ou 2:1</i>	37
2 1 3 1 3	1 3 <i>Minerais Tetramórficos ou 2:1:1</i>	42
2 1 3 1 4	1 4 <i>Alofanas</i>	43
2 1 3 2	2 <i>Óxidos e Hidróxidos</i>	45
2 1 4	4 <i>Tamanho de Partículas e Textura do Solo</i>	45
2 1 5	5 <i>Conteúdo Mineral</i>	53
2 2	Componentes orgânicos	55
2 2 1	1 <i>Organismos do Solo</i>	56
2 2 1 1	1 1 <i>Flora do Solo</i>	56
2 2 1 2	1 2 <i>Fauna do Solo</i>	60

2 2 2	Fontes de Matéria Orgânica	61
2 2 3	Processos de Transformação	63
2 2 3 1	<i>Decomposição</i>	63
2 2 3 2	Humificação	66
2 2 4	Substâncias Húmicas	68
2 2 5	Formas de Húmus	69
2 2 6	Teor de Matéria Orgânica dos Solos	71
2 3	Água do Solo	73
2 3 1	Retenção de Água	74
2 3 1 1	<i>Forças Agindo na Água do Solo</i>	75
2 3 1 2	<i>Tensão de Água</i>	77
2 3 1 3	<i>Capacidade de Água</i>	78
2 3 2	Movimento da Água do Solo	81
2 3 2 1	<i>Fluxo de Água Líquida</i>	81
2 3 2 2	<i>Movimento do Vapor D'água no Solo</i>	84
2 4	Ar do Solo	84
2 4 1	Composição do Ar do Solo	86
2 4 2	Troca de Gases	86
3	O Corpo Total do Solo-Estrutura, Propriedades e Comportamento	87
3 1	Estrutura do Solo	88
3 1 1	Volume de Poros	89
3 1 2	Unidades Estruturais do Solo	91
3 1 3	Fatores Determinando a Estrutura	94
3 1 3 1	<i>Coagulação e Peptização</i>	95
3 1 3 2	<i>Contração e Expansão</i>	96
3 1 3 3	<i>Congelamento</i>	97

3 1 3 4	Organismos do Solo	98
3 2	Propriedades Físicas dos Solos	99
3 2 1	Gravidade Específica e Densidade do Solo (DS)	99
3 2 2	Consistência	100
3 2 3	Temperatura do Solo	101
3 2 4	Cor do Solo	102
3 3	Propriedades Físico-Químicas dos Solos	103
3 3 1	Troca de Íons	103
3 3 1 1	Troca de Cátions	105
3 3 1 1 1	Princípios de Troca de Cátions	107
3 3 1 1 2	Mecanismo de Troca	110
3 3 1 1 3	O Efeito das Propriedades dos Íons	112
3 3 1 1 4	Propriedades dos colóides	113
3 3 1 1 5	Composição iônica e concentração de íons na solução do solo	114
3 3 1 1 6	Efeito combinado de vários fatores na composição de cátions do colóide	115
3 3 1 1 7	Teoria da Troca de Cátions	118
3 3 1 2	Troca de Ânions	119
3 3 2	pH do Solo	121
3 3 2 1	Princípios da Reação do Solo	124
3 3 2 2	Causas da Acidez do Solo	126
3 3 2 2 1	Produção de íons H^+	126
3 3 2 2 2	Perdas de Cátions Básicos	127
3 3 2 2 3	Mudança do pH com a Profundidade no Solo	128
3 3 2 3	Capacidade Tampão	128

3 3 2 4	<i>Significância do pH</i>	130
3 3 3	Propriedades Redox dos Solos	130
4	O Desenvolvimento dos Solos - Diferenciação do Perfil do Solo	134
4 1	Fatores na Pedogênese	135
4 1 1	Rocha Matriz	136
4 1 1 1	<i>Composição Química e Mineral</i>	136
4 1 1 2	<i>Estrutura e Tamanho de Partículas</i>	137
4 1 1 3	<i>Relevo</i>	138
4 1 2	Clima	140
4 1 2 1	<i>Temperatura</i>	140
4 1 2 2	<i>Água</i>	141
4 1 2 3	<i>Influência Geral do Clima</i>	141
4 1 3	Vegetação	143
4 1 4	A Influência do Homem	144
4 1 5	Interação de Fatores com o Tempo	145
4 2	Processos de Pedogênese	147
4 2 1	Transformação	147
4 2 2	Translocação	149
4 2 2 1	<i>Movimento de Sais e Carbonatos</i>	149
4 2 2 2	<i>Transporte de Argila</i>	150
4 2 2 3	<i>Transporte de Matéria Orgânica</i>	151
4 2 2 4	<i>Transporte de Si-, Al-, Fe- e Mn-</i>	152
4 2 2 5	<i>Pedoturbação (Processos de Mistura)</i>	155
4 2 2 6	<i>Movimento da Superfície</i>	156
4 3	O Perfil do Solo	156
4 3 1	Propriedades do Solo	157

4 3 2	Horizontes do Solo	158
4 3 3	Combinação de Horizontes – Classes de Solos	162
4 4	Tipos de Sequências no Perfil do Solo	163
5	Tipos de Solos	165
5 1	Classificação Pedogenética e Descrição dos Tipos de Solos	167
5 1 1	Sistemas de Classificação	167
5 1 1 1	<i>Sistemas com Base em Fatores</i>	168
5 1 1 2	<i>Classificação por Propriedades (Soil Taxonomy - EUA)</i>	169
5 1 1 3	Sistemas Combinados	171
5 1 1 3 1	<i>Classificação de Solos do Mundo (FAO – UNESCO)</i>	172
5 1 1 3 2	<i>Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS)</i>	176
5 2	Agrupamento Regional e Mapeamento de Solos	184
5 2 1	Associações de Solos	184
5 2 2	Mapas de Solos	192
6	Valor Ecológico dos Solos	195
6 1	Fertilidade do Solo	196
6 2	Rizosfera	199
6 3	Água, Aeração, Temperatura	200
6 4	Suprimento de Nutrientes	202
6 4 1	Nutrientes Minerais	202
6 4 2	Formas de Ocorrência dos Nutrientes	204
6 4 3	Disponibilidade de Nutrientes	208
6 4 4	Medidas de Disponibilidade	211
6 5	Uso Prático dos Solos–Manutenção e Melhoria da Fertilidade ...	214
6 6	Classe de Solo e Avaliação Geral da Fertilidade do Solo	216
7	Solo no Ambiente Humano	218

Literatura(*)	221
Anexo 1. Fotos coloridas de perfis de solos	223
Anexo 2. As 12 ordens de solos da US Soil Taxonomy	224
Anexo 3. Fotos de alguns perfis de solos brasileiros de acordo com o SiBCS. Cortesia de Sérgio Hideiti Smimizu	226
Índice remissivo	229

Glossário de abreviações

Å - Unidade de Angstrom 10^{-10} m

CTA - Capacidade de troca de ânions

RA - Relação de atividade

CAD - Capacidade de água disponível

DS - Densidade do solo

CTC - Capacidade de troca de cátions

MS - Matéria seca

ET - Evapotranspiração

CC - Capacidade de campo

cmol_c - Centimols

μm - micrômetro 10^{-6} m

MO - Matéria orgânica

REP - Relação de espaço poroso

GE - Gravidade específica

ST - Soil taxonomy (EUA)

PMP - Ponto de murcha permanente

1 Introdução

1 1 Importância, Escopo e Arranjo da Ciência do Solo

Ciência do Solo ou Pedologia ⁽¹⁾ é uma disciplina científica no ponto de encontro das ciências físicas (p.e. química, física), biológicas (p.e. botânica, zoologia, microbiologia), geológicas (p.e. mineralogia, geologia, geografia) e agrícolas (p.e. produção das culturas, nutrição de plantas, tecnologia do solo). Ela abrange pesquisa, ensino, estudos e uso prático do solo. Os principais ramos da ciência do solo são:

Pedologia geral compreende: *descrição do solo* (inventário das propriedades e comportamento do solo); *gênese do solo* (origem e desenvolvimento dos solos); *sistemática* (classificação dos solos de acordo com aspectos pedogenéticos, regionais e funcionais); *ecologia do solo* (solo no meio ambiente das plantas vivas, animais e seres humanos).

Ciência do solo aplicada trata do uso *agrícola, silvicultural e horticultural* dos solos: compreensão da fertilidade do solo contribui para um melhor crescimento das culturas e torna possível o melhoramento ou manutenção da *fertilidade* (produtividade) ⁽²⁾.

Além de prover o habitat e alimento para as plantas, o solo funciona como um *filtro, tampão e sistema de transformação* que se contrapõe à *poluição ambiental* resultante da atividade humana.

⁽¹⁾ Pédon (Grego) = solo.

⁽²⁾ Uso para engenharia, construção não considerada aqui.

1 2 Tópicos da Ciência do Solo

Diferentemente de minerais, plantas e animais, solos não são entidades perfeitamente distintas e não exatamente definíveis. Solos podem ser descritos como um fenômeno limite da superfície da terra. Eles pertencem à *pedosfera*, na qual a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera se sobrepõem e interagem (Figura 1).

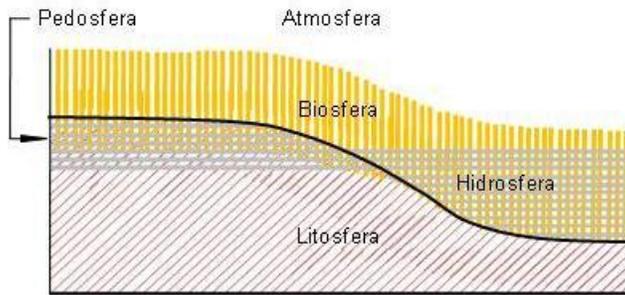


Figura 1. Pedosfera.

Solo é o produto de transformação das substâncias orgânicas e minerais da superfície da terra sob a influência dos fatores ambientais que operam por um período de tempo muito longo e apresentando uma organização e morfologia definidas. É o meio de crescimento para as plantas superiores e a base da vida para os animais e seres humanos. Como um sistema de tempo-espaço o solo apresenta quatro dimensões.

Os *componentes do solo* (mineral, orgânico, água e ar) são arranjados no espaço para formar o *corpo do solo*: a diferenciação do corpo do solo em *horizontes* dá origem ao processo da *pedogênese* que leva a um grande número de *classes de solos* (tipos de solo) ^(*) que refletem

diferentes propriedades e funções ecológicas no *ambiente* e contribuem de várias formas para suportar a humanidade.

Como a pedosfera (excetuando penhascos costeiros, precipícios e falhas) é constituída de uma série contínua de solos, esses últimos devem, para descrição, classificação e investigação, ser divididos em unidades muito pequenas (“pseudo-individuais”). A unidade é o *pédon* – uma coluna aproximadamente hexagonal, em três dimensões, através da pedosfera, indo do material de origem até a superfície. Sua seção transversal varia de 1-10 m² e profundidade de 0,5 a 2 m, dependendo da variabilidade do solo. É o menor volume que pode ser chamado de solo (Figura 2).

Perfil de solo: Seção vertical (2 dimensões) através do pédon ou pedosfera (Figura 2, fotos coloridas no fim do livro).

1 3 História da Ciência do Solo

A ciência do solo *empírica* é bastante velha, tendo origem quando o homem começou a utilizar o solo para as culturas, pastoreio, jardins, videiras e florestas; o que é evidenciado pelas figuras e relíquias das antigas civilizações. Evidências etimológicas do significado do solo para o homem: Latim para “homem” *Homo sapiens*, Alemão antigo *Gomo* (homem ou humanidade) e palavra Latina *Húmus* (solo) todos têm a mesma raiz; é a humanidade e palavra Latina *Húmus* (solo) todos têm a mesma raiz; é a mesma coisa para o Hebraico: *Adam* (humanidade), *Adamah* (solo arável).

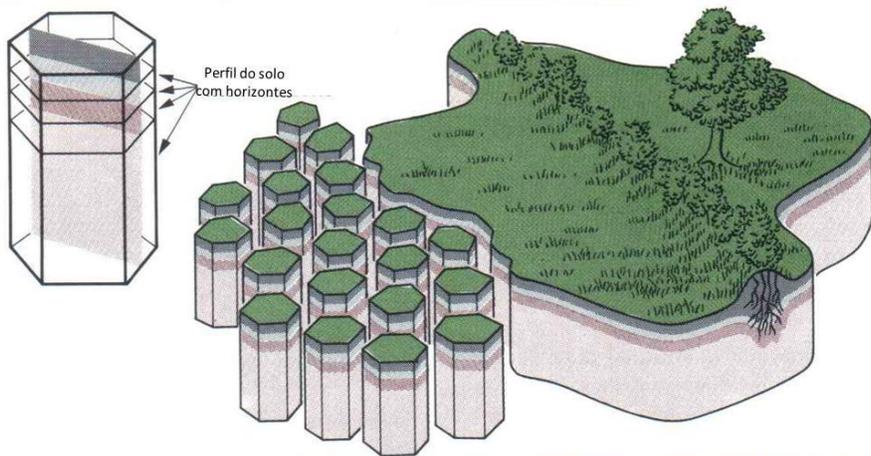


Figura 2. Divisão de parte arbitrária da pedosfera em pédons. Esquerda: pédon hipotético simples mostrando o perfil do solo com horizontes.

O estudo do solo como uma ciência formal começou na segunda metade do século dezanove. Um pioneiro foi *F.A. Fallou* (“Pedologia ou Ciência do Solo Geral e Aplicada”, Dresden 1862). Fundadores da moderna ciência do solo: *V.V. Dokuchaev* (“O Chernozem Russo”, Petersburg 1883); *E.Ramann* (“Ciência do Solo Florestal”, Berlin 1893); *E.W. Hilgard* (“A Influência do Clima na Formação e Composição dos Solos”, Heidelberg 1893).

A ciência do solo foi também relacionada com outras disciplinas, *p.e.* agricultura (*A. Thaer*), química agrícola (*H. Davy*, *C. Sprengel*, *J. v. Liebig*), geografia, geologia, petrologia (*A. v. Humboldt*, *F. v. Richthofen*, *J. C. Hundeshagen*, *F. Senft*), biologia (*C. Darwin*, *P. E. Mueller*).

2 Componentes no Solo

O solo é uma mistura variável de (Figura 3):

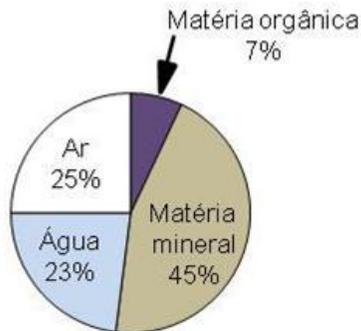


Figura 3. Composição de um solo de pastagem.

Componentes minerais: fragmentos da rocha matriz, minerais primários e secundários, substâncias amorfas;

Componentes orgânicos: fauna e flora do solo, raízes de plantas, resíduos de plantas intactos e em decomposição, substâncias húmicas recentemente formadas (húmus);

Água;

Ar.

Sendo uma mistura de substâncias sólidas, líquidas e gasosas, o solo é um *sistema de 3 fases*.

2 1 Componentes Minerais

Excetuando-se os solos orgânicos, a matéria mineral predomina nos solos, o substrato firme onde as plantas lançam suas raízes e se supre de nutrientes inorgânicos; é o material sólido do solo formando o

corpo mineral do solo.

2 1 1 Materiais de Origem

Materiais de origem inorgânicos são *minerais* contidos nas rochas consolidadas e não consolidadas da superfície terrestre.

2 1 1 1 *Minerais*

Silicatos: os minerais primários mais importantes das *rochas ígneas* (*magmáticas*) (Figura 6; → 2.1.1.2), que por intemperismo (→ 2.1.2.1) produz minerais secundários (→ 2.1.3) e libera nutrientes minerais (→ 6.4.3).

Constituintes básicos dos silicatos:

Tetraedro de silício com 4 íons O^{2-} circundando um íon central de Si^{4+} , o qual pode ser parcialmente substituído por Al (Figura 4).

Octaedro de alumínio com 6 íons OH^- arranjados na forma octaedral ao redor de um íon central de Al^{3+} , o qual pode ser substituído por Mg ou Fe (Figura 4).

A *estrutura dos silicatos* depende dos diferentes arranjos estruturais do tetraedro de Si-O (Figura 5, Tabela 1).

Ilha (nesosilicatos): tetraedro isolado ligado por cátions divalentes.

Corrente (inosilicatos): tetraedros unidos para formar uma única corrente através de íons de O compartilhados, correntes adjacentes ligadas por cátions divalentes.

Faixa (também inosilicatos): tetraedros em correntes duplas ligadas

através de íons de O compartilhados, correntes duplas adjacentes ligadas com correntes simples.

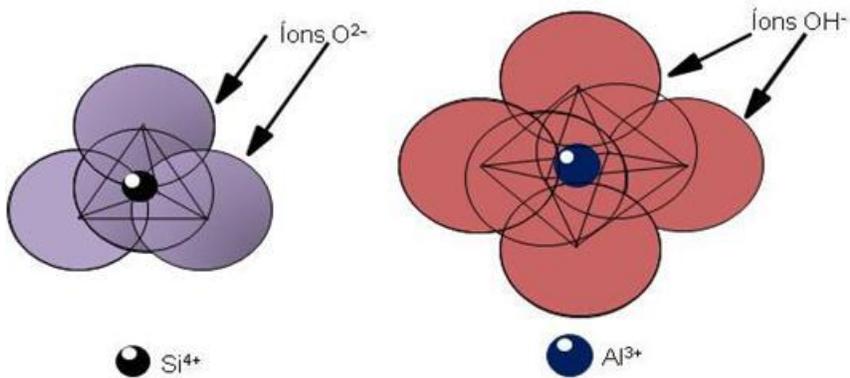


Figura 4. Tetraedro de silício e octaedro de alumínio.

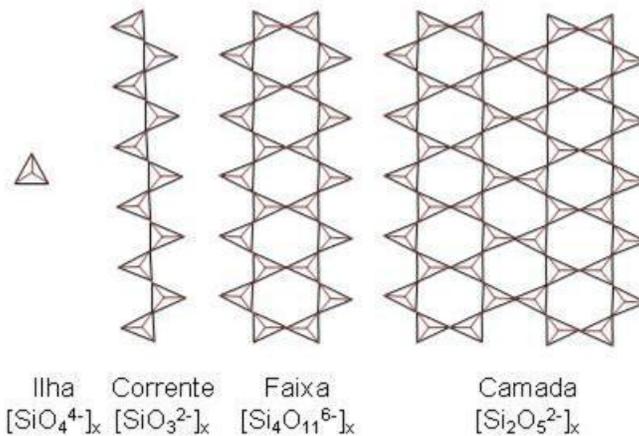


Figura 5. Diagramas de arranjos de tetraedros de Si em vários tetraedros.

Camada (filosilicatos): duas folhas de tetraedros nas quais o Si é parcialmente substituído pelo Al ($\rightarrow 2.1312$) formando um sanduiche com uma folha de octaedros na qual o Al é parcialmente substituído pelo MG e Fe ($\rightarrow 2.1312$); as três camadas ligadas por íons de K (Figura

8)

Armação ou *tetraedros tridimensionais (tectossilicatos)*: tetraedro ligado em 3 dimensões com substituição parcial do Si pelo Al e inclusão de cátions mono e divalentes.

Tabela 1. Principais silicatos primários.

Nome	Estrutura	Fórmula química	Cor
<i>Olivina</i>	Ilha	$(Mg, Fe^{II})_2SiO_4$	verde
<i>Augita</i> (piroxênio)	Corrente	ex: $Ca(Mg, Fe^{II})Si_2O_6$	
<i>Hornblenda</i> (anfíbólio)	Faixa	Ex: $Ca_2(Mg, Fe^{II})_5Si_8O_{22}(OH)_2$	
<i>Micas</i>	Camadas		
Muscovita		$KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$	clara
Eiotita		$K(Mg, Fe^{II})_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$	escura
<i>Feldspatos</i>	Tectosilicato		
Ortoclásio		$KAlSi_3O_8$	
Albita		$NaAlSi_3O_8$	plagio-
Anortita		$CaAl_2Si_2O_8$	clásio

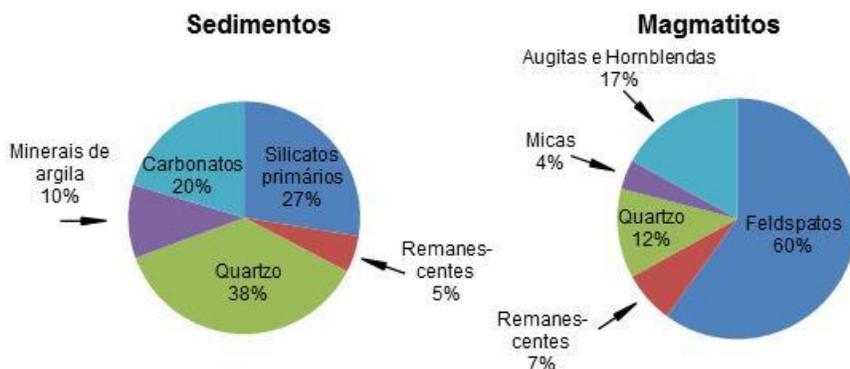


Figura 6. Composição média mineral aproximada de rochas ígneas e sedimentares (% em peso).

Quartzo (SiO_2): outro constituinte importante das rochas ígneas e

sedimentares (Figura 6; → 2.1.1.2); estrutura muito estável que resiste ao intemperismo e é abundante em sedimentos e em solos.

Minerais acessórios. Assim como os minerais primários (silicatos e quartzo) existem outros minerais – *p.e. apatita* ($\text{Ca}[\text{PO}_4]_3[\text{OH},\text{F}]$), *pirita* (FeS_2), *magnetita* (Fe_3O_4), *zirconita* (ZrSiO_4). Apatita e pirita são fontes importantes de nutrientes de plantas (fósforo e enxofre).

Adicionalmente, em *rochas sedimentares*, podem ocorrer os minerais “secundários”: carbonatos (calcita CaCO_3 , dolomita $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$; *argilominerais* [→ 2.1.3.1; Tabela 6]), óxidos e hidróxidos de Si, Fe, Al, Mn (→ 2.1.3.2; Tabela 7) e em rochas *metamórficas* (Tabela 4) clorita, serpentina, etc.

A **composição química** geral de minerais e rochas é mostrada na Figura 7: somente 8 dos 118 elementos químicos conhecidos estão presentes em mais de 1% e desses apenas 4 são nutrientes de plantas (Fe, Ca, K, Mg). Outros nutrientes são somente encontrados em pequenas quantidades (*p.e.* P com 0,1% é o 11º elemento mais abundante). Não existe N em minerais ou rochas – ele é encontrado somente na matéria orgânica (→ 2.2).

2 1 1 2 **Rochas**

As rochas são arranjos de minerais de tipos semelhantes ou diferentes e são divididas em: ígneas (magmáticas), sedimentares ou metamórficas.

Rochas ígneas (Tabela 2) são agrupadas em:

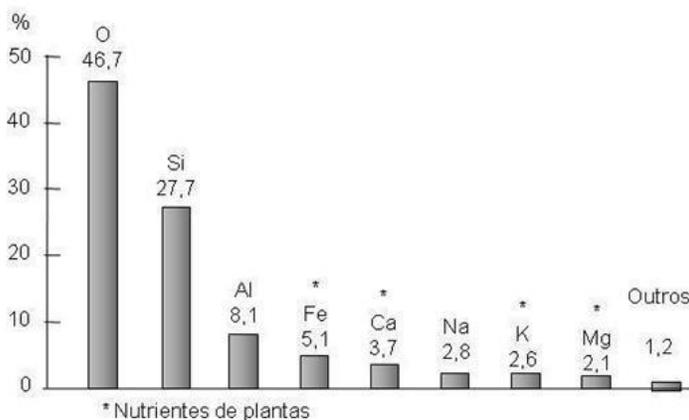


Figura 7. Média de composição química da litosfera (% em peso).

Plutônica – formadas em profundidade, resultado na solidificação lenta da lava, com cristalização grosseira ou “granítica”;

Vulcânica – solidificação rápida na superfície da terra, cristalização fina com ou sem formação de grandes cristais – ‘porfirítica’ ou ‘basáltica’;

Intrusiva (ou rochas em diques) – solidificadas na forma de diques.

Rochas sedimentares (Tabela 3) formadas pela intemperização das rochas ígneas e metamórficas, com subsequente transporte e deposição; geralmente estratificada:

Sedimentos *clásticos*^(*) – produtos da intemperização, fragmentos transportados e re-depositados;

Sedimentos *químicos* – precipitados da solução;

Sedimentos *biogênicos* – resultantes das atividades dos organismos.

(*) De klastos (Grego) = quebrado.

Rochas metamórficas – xistos cristalinos (Tabela 4) formados sob altas temperaturas e altas pressões (metamorfoseados), geralmente xistosos e foliados; agrupados como:

Orto-metamórfica – formadas de rochas ígneas;

Para-metamórfica – formadas de rochas sedimentares.

Tabela 4. Principais rochas metamórficas.

Ortho- formada de magmatita, especificamente, granito	Para- formada de sedimentos, especificamente, argilas, argilito, arenitos, rochas calcárias	
Filito	Ardósia	Para-gnaisse
Micaxisto	Filito	Quartzito
Ortho-gnaisse	Micaxisto	Mármore

Rochas ígneas e metamórficas ocupam mais de 95 % da crosta terrestre mas cobrem somente cerca de 25% da superfície. Sedimentos formam menos de 5% da crosta, mas cerca de 75% da superfície, e, por consequência são mais importantes na formação dos solos.

2 1 2 Processos de Transformação

As rochas e minerais da superfície da Terra são afetados pela atmosfera e organismos vivos; eles são fragmentados pela intemperização. Produtos e resíduos da intemperização tomam parte na neoformação de minerais secundários.

Tabela 2. Levantamento e composição das principais rochas ígneas.

<i>Plutônicas</i>	<i>Vulcânicas</i>	Quartzo	Ortoclásio	Plagiclásio + Anortita	Augita + Hornblenda	Mica	Si	Ca + Mg	K	Gravidade específica	Cor	Caráter
----- % -----										s		
Granito	Riólito	20-30	30-50	30-40	< 1	5-8	30-35	2-8	4-6	~ 2,7	clara	'ácido' rico em Si
Diorito	Andesito Porfirito											
Gabro	Basalto Diabásio	< 1	< 1	50-60	45-60	< 1	20-25	10-15	< 1	~ 3,0	escura	'básico' rico em Ca +Mg

Tabela 3. Levantamento dos principais sedimentos.

		Origem									
		marinha ou limnética		fluvial ou fluvio-glacial		deslizamento de terra e solifluxão		glacial	aeólia		
Clástica	não consolidado	consolidado	não consolidado	consolidado	não consolidado	consolidado	brecha	argilito	loess		
	argila	xisto argiloso	franco		grit	fragmentos de rocha				marga	loess-arenoso
	franco		areia	arenito							
	marga		cascalho	conglomerado							cinza-vulcânica
	silte	Xisto siltoso	seixo								tufo
	areia	arenito	pedra								
Química	CaCO ₃ CaMg(CO ₃) ₂	calcário dolomita	Sedimentos marinhos e lagos regularmente, rios e sedimentos irregularmente estratificados; sedimentos glaciais não estratificados e misturados; sedimentos eólicos não estratificados mas separados.								
Biogênica	conchas e esqueletos calcários	calcários	Transformação de sedimentos não consolidados para consolidados é chamada diagenese (através de desidratação, pressão mecânica, cimentação por carbonatos, óxidos e hidróxidos de Si, Fe, Al e minerais de argila; seguido por endurecimento).								
	conchas e esqueletos calcários	pederneira silex xisto silicoso									
	lamas										
	turfas										

2 1 2 1 *Intemperização*

2 1 2 1 1 *Intemperização Física*

A desintegração das rochas e minerais para partículas menores aumenta a superfície específica (→2.1.4, Tabela 9); isto é um pré-requisito essencial para o intemperismo químico. Isto é um resultado de:

- a) *Flutuações de temperatura*: mudanças no aquecimento e resfriamento causam diferenças na expansão e contração dos lados ensolarados e sombreados e entre a superfície e o interior – o resultado é estresse, divisão, fissuração e decomposição.
- b) *Congelamento* (cryoclástico ^(*)): a expansão da água nas fendas e fissuras resulta em grande fragmentação das rochas e minerais (gelo = 9% mais volume do que água);
- c) Ação das *raízes das plantas*: A espessura delas aumenta as fissuras; menos importante do que congelamento e temperatura.

2 1 2 1 2 *Intemperismo Químico*

É a decomposição dos materiais intemperizados fisicamente por dissolução, hidrólise, acidólise e oxidação. Os principais agentes são: íons H_2O , CO_2 , O_2 e H^+ .

- a) *Dissolução*: principalmente de sais solúveis em água (cloreto de sódio - $NaCl$; gesso - $CaSO_4 \cdot 2H_2O$), pela ligação de dipolos de H_2O (→ (→2.3.1.1) aos cátions e ânions da estrutura do cristal com remoção

^(*) Krios (Grego) = congelado, gelo.

dos íons em solução. Solubilidade do NaCl 360 g L⁻¹, e do gesso 2,6 g L⁻¹ a 20 °C.

A dissolução é importante, por exemplo, na salinização dos solos salinos (→ 4.2.2.1; 5.1.3.2) e na formação do solo de rochas que contêm gesso (→ 5.1.2.3).

b) *Hidrólise*: decomposição pela água dos sais muito ou pouco solúveis, combinando uma base forte com um ácido fraco, pela dissociação da água em íons de H⁺ e OH⁻.

Exemplo: Hidrólise do CaCO₃ na ausência de CO₂:



(14 mg L⁻¹ CaCO₃ a 20 °C)

Ca(OH)₂ dissocia fortemente e H₂CO₃, fracamente dissociado, conseqüentemente a reação é alcalina (→ 3.3.2; Tabela 16).

Os silicatos são, também, hidrolisados, mas, por causa do grande número das fortes ligações Si-O e Al-O, (Si > Al), essa hidrólise é lenta e confinada à superfície dos cristais, e, na fase inicial, limitada às ligações fracas de Na-O, K-O, Mg-O e Ca-O (Na < K < Mg < Ca).

Exemplo: hidrólise do ortoclásio (KAlSi₃O₈):



Com o passar do tempo ocorre mais hidrólise com decomposição para produtos finais amorfos do tamanho de colóides (< 2µm)^(*):



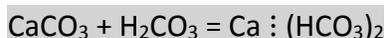
^(*) µm=10⁻³ mm.

c) **Acidólise** ou ataque por íons: muito mais intenso do que a hidrólise em água pura. Íons H^+ , ou prótons ($\rightarrow 3.32$), se originam, principalmente, do ácido fraco H_2CO_3 , resultado da reação do CO_2 da atmosfera com água:



Íons H^+ podem também se originar de ácidos orgânicos ($\rightarrow 2.24$) ou inorgânicos formados por oxidação ($\rightarrow d$).

Exemplos: ação do H^+ em $CaCO_3$:



(58 mg/L $CaCO_3$ com 0,03 volume % CO_2 ; 127 mg/L $CaCO_3$ com 0,3 volume % CO_2 ; a 20 °C).

Ação de H^+ na *anortita* ($CaAl_2Si_2O_8$)



Os íons H^+ dissolvem Ca^{2+} da estrutura cristalina os quais, com CO_3^{2-} formam $CaCO_3$ que pode ser removido em solução como $Ca(HCO_3)_2$. Este é um passo preliminar para mais hidrólise e ataque do íon H^+ .

d) **Oxidação:** Elementos reduzidos (Fe^{II} , S^{II} , Mn^{II}) são oxidados por O_2 atmosférico na presença de H_2O e microrganismos ($\rightarrow 2.211$) para (Fe^{III} , S^{VI} , Mn^{III} , Mn^{IV}) ($\rightarrow 3.33$). Nesse processo, a entrada de O e OH causa expansão e desintegração da estrutura do cristal e isso resulta na cor castanha ou avermelhada uma vez que o ferro sempre está presente e hidróxidos e óxidos férricos tem a cor castanha ou vermelha; A cor é intensificada pela cor castanha escura do Mn

oxidado (Tabela 7). A intensidade de cor um bom indicador da extensão da intemperização.

Exemplos: oxidação da augita (combinado com hidrólise e ataque do íon H⁺):



oxidação da pirita (FeS₂) formando um ácido inorgânico forte:



Organismos do solo e raízes das plantas interagem com a intemperização química por: produzindo CO₂ (respiração), íons H⁺ (troca com nutrientes catiônicos), ânions orgânicos (citrato, malato, tartarato, oxalato) os quais formam complexos com Al, Fe, Mn → 4.2.2.2.4) que atacam a estrutura dos cristais. Também ocorre a oxidação microbiana do Fe^{II}, S^{II}, Mn^{II} (→ 2.2.1.1).

Intensidade do intemperismo:

A intemperização *física* é acelerada pela variação em temperatura (especialmente na amplitude do mais quente para o mais frio).

A intemperização *química* aumenta com o aumento da umidade, temperatura e concentração de íons H⁺ e com o aumento da superfície específica (partículas menores).

A estabilidade da intemperização dos minerais depende da: estrutura (estruturas em camadas e armação 3D como nos tectossilicatos são geralmente mais estáveis); da proporção de ligações estáveis de Si-O para ligações menos estáveis de Na-O, K-O, Mg-O, Ca-O, i. é. do teor

de Si; teor de Fe^{II} , S^{II} , Mn^{II} oxidável.

Ordem de estabilidade (com o mesmo tamanho de partículas)

gesso < calcita < dolomita

<< olivina < anortita < apatita < hornblenda < albita

< biotita < muscovita < ortoclásio

<< quartzo < magnetita < zirconio

Estabilidade das rochas ao intemperismo depende na natureza química (compacta ou solta), composição mineral, estrutura (cristalina grossa < fina), clivagem, estratificação, esfoliação (quanto mais acentuada, menos estabilidade), tipo do agente cimentante (carbonato < argila < hidróxidos e óxidos).

Grau de intemperização pode ser expresso pelo *índice de intemperização*: relação entre minerais estáveis e instáveis (ou grupo mineral) no material não intemperizado comparada com a mesma relação no material intemperizado, por exemplo:

Índice quartzo/feldspato = total de quartzo/total de feldspato (% em peso).

Quanto maior for a diferença na relação entre material de origem e rocha intemperizada mais intenso é o processo de intemperização.

2 1 2 2 **Neoformação de Minerais**

Dependendo da intensidade e duração do processo de intemperização, a estrutura básica do mineral pode ser preservada, parcial ou totalmente quebrada com solução e dispersão dos

produtos na forma iônica ou coloidal.

Durante diferentes estágios desse processo, são formados novos minerais *secundários*, mas tais minerais podem também serem sintetizados dos produtos iônicos ou coloidais produtos da intemperização.

Minerais de argila (→ 2.1.3.1) são formados pela desintegração e modificação de silicatos em camadas (micas) ou por síntese de produtos finais da intemperização de silicatos (principalmente feldspatos), e, além disso, *hidróxidos e óxidos* (→ 2.1.3.2) são formados como minerais secundários como resultado da intemperização por oxidação.

2 1 2 2 1 *Minerais de argila da intemperização de micas*

Micas (Tabela 1) são silicatos em camadas com íons de K^+ localizados entre essas camadas. Intemperização diminui o tamanho das partículas, íons de K^+ são dissolvidos das extremidades do cristal por hidrólise e por ataque de íons H^+ e substituídos por íons H^+ ou íons H^+ hidratados = oxônio (H_3O^+) ou íons hidrônio ($H[H_2O]_4^+$) (→ 3.3.2; Figura 8).

Diminuição do tamanho das partículas e menor teor de K são seguidos por aumento na superfície específica, hidratação e capacidade de troca de cátions. Conseqüentemente, novos minerais tendo a mesma estrutura básica da mica (argilominerais 2:1 ou

trimórficos) são formados (Figura 9; → 2.1.3.1.2).

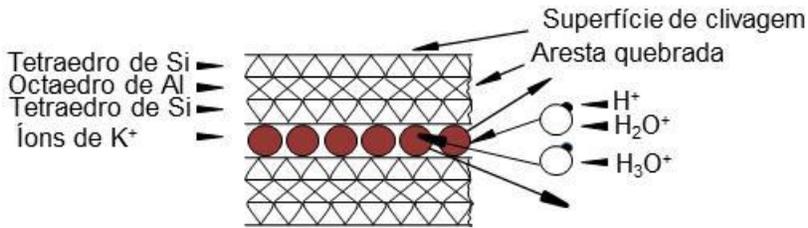


Figura 8. Dissolução de íons de K das entre camadas do cristal de muscovita; seção vertical através de 2 camadas com lâminas de tetraedro de Si e octaedro de Al.

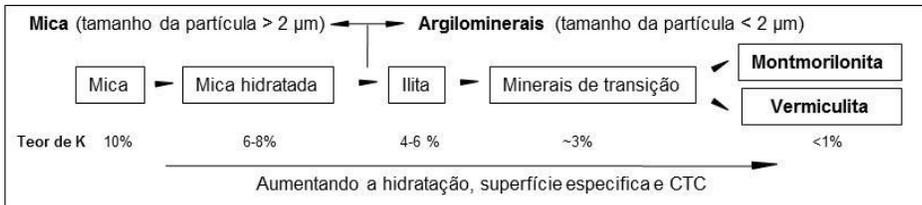


Figura 9. Origem de argilominerais trimórficos a partir de micas.

2 1 2 2 2 Minerais de argila da intemperização de silicatos

Dentre os produtos finais da intensa intemperização dos silicatos (principalmente s) destacam-se os íons K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ e íons OH⁻, com condições alcalinas, íons silicato (p.e. H₃SiO₄⁻, H₂SiO₄²⁻) e íons aluminato (Al[OH]₄⁻).

Sob condições neutras ou levemente ácidas os produtos são: compostos coloidais de Al-, Fe- e Si- (Al[OH]₃, AlOOH; Fe[OH]₃, FeOOH) e vários ácidos polisilícicos. Sob condições fortemente ácidas são produzidos íons Al³⁺ e Fe³⁺. Outros produtos do intemperismo

são: ácido ortossilícico, H_4SiO_4 , ácido metasilícico H_2SiO_3 e ácidos alumino-silícicos, *p.e.* $H_2Al_2Si_2O_8$ (→2.1.2.1.2).

Dependendo da concentração, reação e meio ambiente iônico, os produtos do intemperismo reagem juntos para formar novos compostos: primeiro amorfos ou para-cristalinos, *p.e. alofana* (→2.1.3.1.4); e então, pelo arranjo dos íons e grupos coloidais dentro do retículo do cristal, *minerais de argila 1:1 ou dimórficos* (tetraedro de Si: octaedro de Al, 1:1 [→2.1.3.1.1]) e *minerais de argila 2:1 ou trimórficos* (tetraedro de Si: octaedro de Al, 2:1 [→2.1.3.1.2]). Um esquema simplificado de origem dos minerais de argila é mostrado na Tabela 5.

2 1 2 2 3 *Formação de Óxidos e Hidróxidos*

Aquelas partes dos compostos de Si-, Al-, Fe-, e Mn- liberadas dos silicatos primários, não envolvidas na síntese dos minerais de argila e não lavados pelas chuvas, podem, passando por estágios intermediários amorfos ou para-cristalinos, dar a formação de óxidos cristalinos e hidróxidos.

Quartzo secundário é formado pela desidratação do excesso de compostos com Si- via *opalas* amorfas; compostos de Fe-, Al- e Mn- não usados, sofrendo desidratação parcial ou completa (com ou sem arranjo do sistema cristalino), formando óxidos amorfos, para-cristalinos ou cristalinos e *hidróxidos* de Al, Fe e Mn (Tabela 7;

→2.1.3.2).

Hidróxidos e óxidos de Fe podem também se formar durante alteração do Fe contido na biotita para minerais de argila (Tabela 1; → 2.1.2.2.1).

Essa intemperização e formação de novos minerais ocorreram em tempos geológicos, dando formação a minerais secundários em rochas sedimentares (→ 2.1.1.1).

Nos estudos de solos, *recentes* ou *antigos* (→ 4.1.5) os processos de transformação são mais interessantes uma vez que minerais primários e secundários de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas contribuem para a formação do solo formando *novos* argilominerais, óxidos e hidróxidos para adicionar aos minerais secundários já presentes nos sedimentos.

2 1 3 Propriedades dos Produtos de Intemperismo

As substâncias mais importantes formadas são os *argilominerais* com *óxidos* e *hidróxidos* de silício, alumínio, ferro e manganês.

2 1 3 1 Argilominerais

Argilominerais são silicatos em camadas (*filosilicatos*, → 2.1.1.1) de tamanho coloidal (< 2 µm), com grande área de superfície, habilidade para absorver e liberar moléculas de água e habilidade para expansão

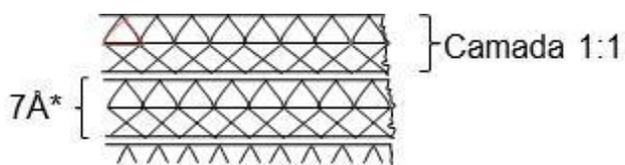
Tabela 5. Origem dos minerais de argila de produtos finais do intemperismo dos silicatos (simplificado).

Relação tetraedro de Si : octaedro de Al e arranjo iônico		Reação			
		<i>alcalina</i> compostos iônicos de Si- e Al	<i>neutra-fracamente ácida</i> compostos coloidais de Si-, Al- e Fe-	<i>fortemente ácida</i> compostos coloidais de Si; compostos iônicos de Fe- e Al-	
<i>Si:Al = 2:1</i>	+ K	Ilita	Ilita		
	+ K } + Fe }	Glauconita	Glauconita		
	+ Mg } - Fe }	Montmorilonita Beidelita	Montmorilonita Beidelita		
	- K }				
	+ Mg } + Fe }	Vermiculita	Vermiculita		
	- K }				
	+ Fe } - K }		Nontronita	(Nontronita)	
	- K }				
	<i>Si:Al = 1:1</i>	- Mg }			Caulinita Haloisita
		- Fe }			

e contração. Eles são plásticos e podem adsorver íons trocáveis. Juntamente com a matéria orgânica eles conferem ao solo poder para reter *água* (→ 2.3.1) e *nutrientes* (→ 3.3.1) e formar sua *estrutura* (→ 3.1). **Argilominerais** são classificados estruturalmente como: *dimórficos*, *trimórficos* e *tetramórficos*^(*).

2 1 3 1 1 **Minerais Dimórficos ou 1:1**

Estrutura básica: 1 lâmina de tetraedros de Si-O- e 1 lâmina de octaedros de Al-OH- mantidas juntas por pontes de O (Figura 10).



* 1 Ångstrom = $10^{-4} \mu\text{m} = 10^{-1}\text{nm}$

Figura 10. Estrutura esquemática de argilominerais dimórficos (1:1) (caulinita).

Camadas 1:1 adjacentes são mantidas juntas por ligações OH-O e o espaço entre as camadas é pequeno e constante. A adsorção de íons ocorre apenas na parte de fora, nas superfícies de clivagem e nas arestas quebradas^(*).

^(*) NT. Vale ressaltar que devido às condições de intemperismo intenso em solos tropicais, que são os solos dominantes no Brasil, estes apresentam, como principais componentes minerais, a caulinita (1:1) e óxidos de Fe e Al, como a hematita, goethita e a gibbsita.

O mais importante neste grupo é:

Caulinita^(*) $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. Também importantes são:

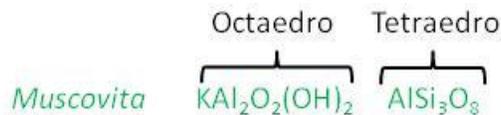
Halloysita $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Outros, p.e. nacrita, dickita, argilas refratárias e serpentina ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5[\text{OH}]_4$) são menos importantes.

2 1 3 1 2 **Minerais Trimórficos ou 2:1**

Estrutura básica (como nas micas): 2 lâminas de tetraedros de Si-O fazendo um sanduíche com uma lâmina de octaedro de Al-OH- (Figura 8). Eles formam dois grupos de acordo com a ocupação dos centros do octaedro por íons de Al-, Fe- ou Mg-.

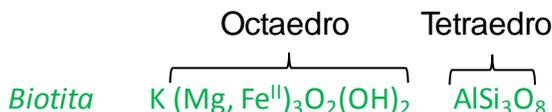
a) **Minerais dioctaedrais**: se dois íons trivalentes ocupam posições octaedrais (dois terços dos centros disponíveis).

Exemplo de mica dioctaedral primária:



Derivados da muscovita: Argilominerais dioctaedrais.

b) **Minerais trioctaedrais**: se 3 íons divalentes ocupam posições octaedrais (todos os três centros disponíveis). Exemplo de mica trioctaedral primária:



^(*) Kau Ling, uma montanha na China, a fonte original de argila da China.

Derivados da biotita: Argilominerais trioctaedrais.

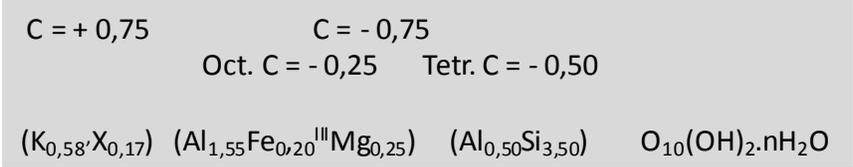
Substituição isomórfica dos íons centrais. A substituição do Si nos tetraedros por Al, do Al nos octaedros dos minerais dioctaedrais por Mg e Fe; de Mg e Fe no octaedro dos minerais trioctaedrais por Al. Se íons são substituídos por íons de menor valência (*p.e.* SiO^{4+} por Al^{3+} , Al^{3+} por Mg^{2+}), vai haver um excesso de cargas negativas (ou menos cargas positivas). Por exemplo, em micas que têm a fórmula básica Si_4O_8 para as lâminas tetraedrais, quando de cada quatro silícios um é substituído por Al ($\text{AlSi}_3\text{O}_8^-$) a carga negativa é neutralizada pela incorporação de íons de K^+ nas entrecamadas do retículo cristalino (ou, em argilominerais, pelo equivalente de outros cátions na forma trocável).

Se os íons de maior valência (*p.e.* Al^{3+} por Mg^{2+}) substituem os íons centrais da lâmina de octaedros haverá um excesso de cargas positivas que fazem diminuir a carga negativa total (\rightarrow c, vermiculita).

Vários argilominerais trimórficos podem ser produzidos (seus nomes indicam grupos de minerais intimamente relacionados e de composição variável), isto é, illita, montmorilonita, vermiculita e minerais de argila de transição, de acordo com a natureza dos íons centrais, substituição isomórfica e teor de K.

Exemplos de composição química e distribuição de cargas:

a) *illita* (de Illinois, EUA, onde foi descoberta):



Substituição isomórfica no octaedro e no tetraedro causa uma carga negativa na camada ($C = -0,75$) que é parcialmente neutralizada por íons de K^+ na posição entre as camadas ($C = +0,58$) e parcialmente ($C = +0,17$) por outros cátions trocáveis (Ca, Mg, Na, etc.) mostrados na fórmula por X.

Ilita pode ser *dioctaedral* (da muscovita), *trioctaedral* (da biotita) ou *intermediária* (frequentemente pela neoformação de produtos finais do intemperismo dos silicatos).

A estrutura esquemática da ilita é mostrada na Figura 11.

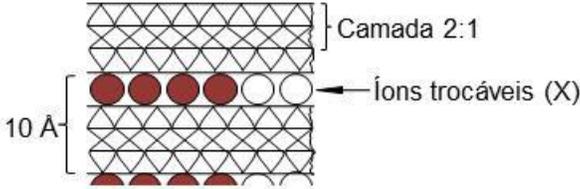


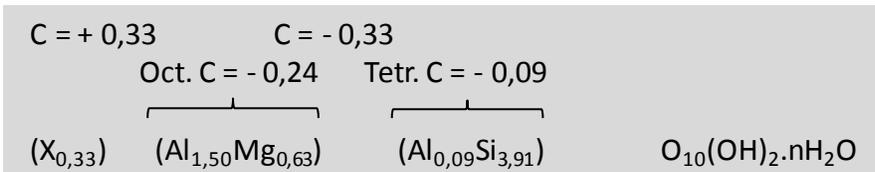
Figura 11. Estrutura esquemática da ilita.

As camadas 2:1 adjacentes são fortemente ligadas por íons de K^+ porque a substituição tetraedral, relativamente forte nas camadas externas, causa atração mais forte entre os centros de carga negativa e os íons de carga positiva nas posições das entre camadas do que no caso da substituição octaedral em que a distância entre cargas negativas e positivas é maior. A distância entre camadas adjacentes não é variável. Íons trocáveis são adsorvidos nas arestas dos espaços

das entre camadas e nas superfícies externas ou de clivagem e nas arestas quebradas, *somente*.

Outro mineral no grupo da ilita é a *glauconita*, um mineral esverdeado de composição variável com maior teor de Fe^{II} e Fe^{III} do que a ilita; ocorrendo principalmente em sedimentos marinhos.

b) *Montmorilonita* (descoberta em Montmorillon, França):



O excesso de carga negativa (C= - 0,33) do octaedro e do tetraedro é completamente neutralizado por íons trocáveis (nos pontos internos ou externos). Em razão da substituição no tetraedro ser fraca, a ligação com a camada 2:1 adjacente é fraca. A distância das entre camadas varia com o grau de hidratação e o mineral é passível de expansão das entre camadas. A fórmula apresentada é característica de uma montmorilonita com baixa carga formada de produtos finais do intemperismo. Montmorilonitas formadas de micas (di ou trioctaedral) apresentam substituição tetraédrica mais forte e alta carga (semelhante à ilita). Isso atrai ou mesmo fixa íons de K e esta atração pode ser de curta ou longa duração (contração reversível ou irreversível) (→ 3.3.1.1.3; 6.4.3) de acordo com a carga e grau de substituição tetraedral.

A estrutura esquemática da montmorilonita é mostrada na Figura 12.

Outros minerais no grupo da montmorilonita são: *beidelita* (com

maior teor de Al e mais substituição tetraédrica) e *nontronita* (mais Fe^{III} no octaedro). O nome coletivo para minerais neste grupo é *esmeclita* (grego smektos = borra ou graxa, smektis = argila absorvente).

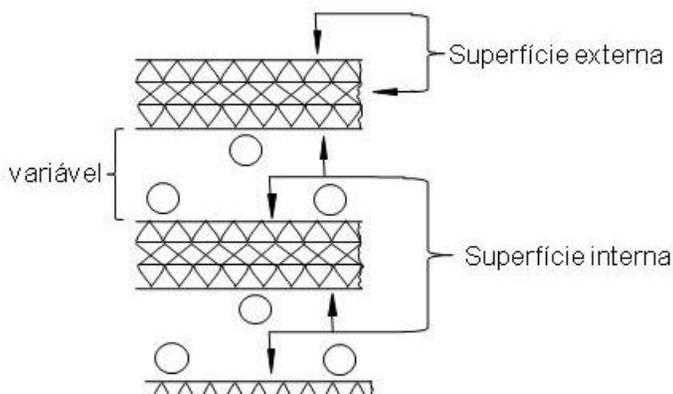
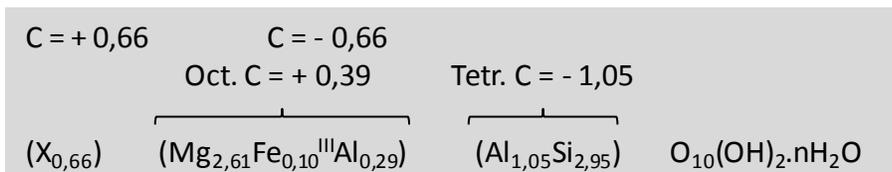


Figura 12. Estrutura esquemática da montmorilonita.

c) *Vermiculita* (Latin vermis = verme; aquecimento faz com que tome a forma de verme).



A alta carga negativa no tetraedro é parcialmente neutralizada pela carga positiva no octaedro, mas principalmente por cátions trocáveis. Ela é usualmente trioctaedral, raramente dioctaedral. Sempre ocorre forte substituição isomórfica no tetraedro, de modo que a distância das entre camadas é menos variável do que na montmorilonita e se contrai mais fortemente pela introdução de íons K⁺.

d) *Minerais de transição*

Como indicado na Figura 9, existem minerais intermediários entre illita e montmorilonita ou vermiculita e estes apresentam propriedades intermediárias em relação a: teor de K, expansão das entre camadas, capacidade de adsorção e contração. Este grupo compreende: illita com cunhas de intemperismo-expandida, illita expandida e minerais interestratificados ou de camadas mistas com interestratificação regular ou ao acaso de illita, montmorilonita e vermiculita (Figura 13).

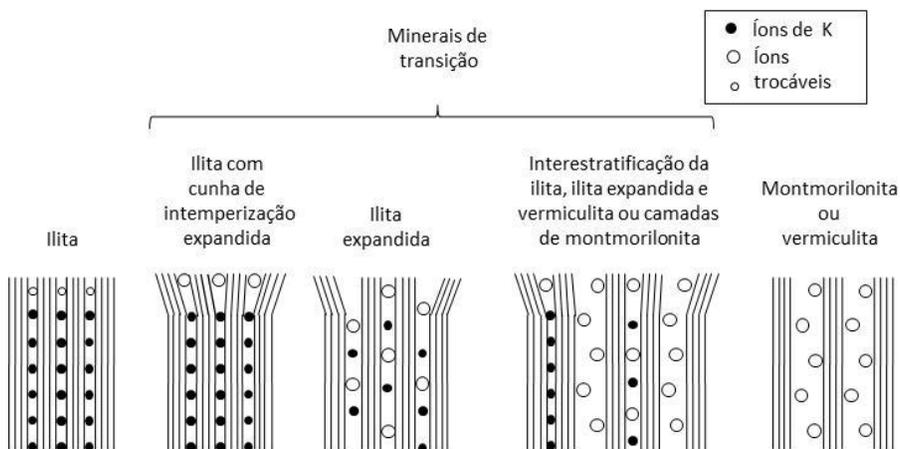


Figura 13. Estrutura esquemática dos minerais de transição.

2 1 3 1 3 *Minerais Tetramórficos ou 2:1:1*

Em adição às 3 camadas dos minerais trimórficos esses minerais têm uma quarta camada de octaedros de AlOH, Fe-OH ou Mg-OH que pode ser di- ou trioctaedral (ambos os tipos se sobrepõem). O excesso de cargas negativas das camadas tetraédricas é largamente neutralizado pelas cargas positivas das camadas octaédricas (Al^{3+} ,

Fe^{3+} no lugar de Mg^{2+} , Fe^{2+}) de modo que a carga líquida é zero. Não ocorre, neste caso, a expansão das entre camadas e também a adsorção de íons trocáveis no espaço das entre camadas.

Clorita (Grego chloros = verde)

Um mineral de argila de coloração esverdeada e muito variável na composição. Com Al e Fe^{III} no octaedro a clorita é dioctaedral, com Mg e Fe^{II} é trioctaedral. A clorita é formada pela metamorfose da olivina, augita ou hornblenda, ou pela entrada de compostos de Al- e Fe-OH nos espaços das entre camadas dos minerais de argila trimórficos expansivos (clorita 'secundária' ou clorita do solo). Para estrutura ver Figura 14.

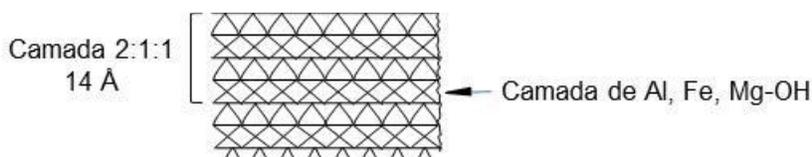


Figura 14. Estrutura esquemática da clorita.

2 1 3 1 4 Alofanas

Alofanas (Grego allo = outro, estranho = aparência diferente) são minerais de argila amorfos ou paracristalinos cuja estrutura e composição não estão completamente esclarecidas. Elas ocorrem frequentemente em solos formados de cinzas vulcânicas (andosolos; → 5.1.2.2).

As principais características ligadas à estrutura e propriedades dos principais minerais de argila são sumarizadas na Tabela 6.

Tabela 6. Resumo da estrutura e propriedades dos argilominerais.

	Caulinita	Ilita	Minerais de transição	Vermiculita	Motmorilonita	Clorita
Tipo	1:1	2:1				2:1:1
Estrutura em camadas						Si, Al Al, Fe, Mg Si, Al Al, Fe, Mg
Substituição isomórfica	-	principalmente no tetraedro			principalmente no octaedro	no tetraedro e octaedro
Carga na camada por unidade de fórmula	~ 0	0,60 – 0,90			0,25 – 0,60	~ 0
Expansão	-	-	x	xx	xxx	-
Acessibilidade às superfícies internas	-	x	xx	xxx	xxx	-
Capacidade de retenção de água	x	x	xx	xxx	xxxx	x
Capacidade de adsorção	x	xx	xxx	xxxx	xxx	x
Contração com entrada de K	-	-	xxx	xxx	x	-
Plasticidade, coesão	x	x	xx	xxx	xxx	x

2 1 3 2 Óxidos e Hidróxidos

Óxidos e hidróxidos de Si, Al, Fe e Mn (→2.1.2.2.3) são formados juntamente com minerais de argila por intemperização nos *climas temperados*.

Óxidos e hidróxidos de Al e Fe predominam nos solos dos *trópicos úmidos* (→ 5.1.3.2) onde a intemperização é muito intensa de modo que os constituintes necessários para a formação dos minerais de argila estão ausentes (→ 2.1.2.2.2).

Óxidos e hidróxidos ocorrem na forma amorfa, para-cristalina ou verdadeiramente cristalina como: *revestimento* de outros minerais, *agentes cimentantes* de minerais e outros agregados e, como *concreções* grandes e pequenas e também com minerais simples. Eles estão envolvidos em processos importantes da formação dos solos (→4.2) e (especialmente óxidos de Fe e Mn) são em parte responsáveis pelas características de *cor* (→ 3.2.4) de corpos minerais em vários tipos de solos (→ 5.1). Os mais importantes no solo são os compostos de Fe. Esse Fe não é retido na estrutura do cristal dos silicatos é conhecido como ferro 'livre' (e correspondente com Si, Al e Mn). A composição química, estrutura, cor e origem dos óxidos e hidróxidos são sumarizadas na Tabela 7.

2 1 4 Tamanho de Partículas e Textura do Solo

A matéria mineral do solo é constituída de fragmentos de rochas e minerais primários e secundários que são encontrados numa

amplitude de tamanho de partículas, dependendo do tipo de rochas matrizes e grau de intemperismo. A amplitude de tamanho dos fragmentos e partículas é muito grande (de pedras até argila fina) e é convenientemente dividido em classes ou *frações de tamanho de partículas* para facilidade de descrição. É lógico classificá-los numa escala logarítmica como na Tabela 8 e Figura 16, mas alguns sistemas fazem a divisão para corresponder a termos mais usuais no campo.

Nota: As divisões das frações de tamanho de partículas variam muito entre países, embora os mesmos princípios se apliquem em todos os lugares. Aqueles mencionados aqui são representativos.

Número de partículas por unidade de peso e *superfície específica* (superfície por unidade de peso) aumentam significativamente com a diminuição do tamanho das partículas (Tabela 9). Quanto menor forem os tamanhos das partículas e, conseqüentemente, quanto maior a superfície ativa isto é mais importante para retenção de água (→ 2.3) e troca de íons (→ 3.3.1).

Classes de tamanho de partículas (ou textura do solo) podem ser descritas pela proporção de frações de areia, silte ou argila na terra fina seca ao ar com o nome da fração dominante. Os termos “média” e “franco” descrevem a textura do solo onde nenhuma dessas frações é dominante. Nomes como ‘argiloso’, ‘franco-siltoso’, ‘franco-areno-argiloso’ têm significado específico em termos de distribuição de tamanho de partículas como a Figura 15 mostra em termos do sistema alemão e britânico. A classificação das classes texturais no

Tabela 7. Os óxidos secundários e hidróxidos mais importantes.

Elemento	Nome	Fórmula química	Estrutura	Cor	Origem
Si	Opala ¹	SiO ₂ .nH ₂ O	amorfa à paracristalina	pálida	Intemperização de silicatos
	Quatzo	SiO ₂	framework	pálida	Envelhecimento da opala
Al	Hidróxido de alumínio	Al(OH) ₃ .nH ₂ O	amorfa	pálida	Precipitado sob condições de acidez fraca
	Gibbsita	Y-Al(OH) ₃	camadas octaedrais	pálida	Principalmente por envelhecimento do hidróxido de Al
Fe	Hidróxido de Fe ^{III} ²	Fe(OH) ₃ .nH ₂ O	amorfa a paracristalina	castanha enferrujada	Precipitado sob condições de acidez fraca à alcalina
	Goethita	α-FeOOH	acicular (agulhas)	amarelada a castanha	Envelhecimento de hidróxido de Fe ^{III} e oxidação lenta de compostos de Fe ^{II}
	Lepidocrocita	Y-FeOOH	ripas, placas serrilhadas alongadas	castanha para laranja	Principalmente por rápida oxidação de compostos de Fe ^{II}
	Hematita	α-Fe ₂ O ₃	placas hexagonais	vermelha brilhante	Envelhecimento de hidróxido de Fe ^{III} em altas temperaturas
Mn	Hidróxido de manganês ^{III}	Mn(OH) ₃ .nH ₂ O	amorfa	castanha à preta	Precipitado sob condições de acidez fraca à alcalina
	Manganita	Y-MnOOH	correntes octaedrais	castanha à preta	Envelhecimento do hidróxido de Mn ^{III}
	Pirolusita	MnO ₂	correntes octaedrais	castanha à preta	Envelhecimento do hidróxido de Mn

¹Também bioopala se Si for derivado de esqueletos de plantas, isto contém C. ²Também conhecido com ferrihidrita com composição variável, ex. Fe₄(O₃H₂)₃.

Tabela 8. Divisão e descrição das frações dos tamanhos de partículas⁽¹⁾. Padrões Britânicos/Sistema do Mass. Inst. Tech. e Sistema da Rep. Fed. Alemã.

Britânico/ MIT		Alemão			
Diâmetro equivalente ⁽²⁾	Descrição	Diâmetro equivalente	Descrição		
			mm	redonda	
< 600	rochas	>200	pedregulho, detritos		Materiais esqueléticos
600 - 200	pedras	200 - 63	seixos	pedras grandes	
200 - 75	matacões	63 - 20	cascalho grosso	pedras médias	
75 - 2	cascalho	20 - 6,3	cascalho médio	pedras pequenas	
		6,3 - 2	cascalho fino	cascalho	
2 - 0,6	areia grossa	2 - 0,63	areia grossa	} areia	Terra fina
0,6 - 0,2	areia média	0,63 - 0,2	areia média		
0,2 - 0,06	areia fina	0,2 - 0,063	areia fina		
0,06 - 0,02	silte grosso	0,063 - 0,02	silte grosso	} silte	
0,02 - 0,006	silte médio	0,02 - 0,0063	silte médio		
0,006 - 0,002	silte fino	0,0063 - 0,002	silte fino		
0,002 - 0,0006	argila grossa	0,002 - 0,00063	argila grossa	} argila	
0,0006 - 0,0002	argila média	0,00063 - 0,0002	argila média		
<0,0002	argila fina	<0,0002	argila fina		

⁽¹⁾ Em todos os sistemas o limite superior para argila é 0,002 mm (2 m). O limite superior para silte varia de 0,02 a 0,06 mm; o limite superior para areia é sempre 2 mm mas alguns dividem em duas e outros em quatro subclasses de tamanho.

⁽²⁾ As partículas são raramente esféricas; o diâmetro equivalente é aquele de uma esfera que afunda em água na mesma velocidade de uma partícula natural.

Tabela 9. Tamanho, número e superfície específica de frações de partículas.

Tamanho da fração	Número aproximado de partículas por grama	Superfície específica aproximada
μm		$\text{cm}^2 \text{g}^{-1}$
2.000 - 200	$5 \cdot 10^2$	20
200 - 20	$5 \cdot 10^5$	200
20 - 2	$5 \cdot 10^8$	2.000
2 - 0,2	$5 \cdot 10^{11}$	20.000 = 2m^2

no Brasil é mostrada na Figura 15A.

A determinação dos tamanhos de partículas (frações) e classes (textura) envolve a medida dos tamanhos de partículas usando peneiras e análise de sedimentação (sob centrifugação para subdividir a fração argila), sendo os resultados expressos em termos de material mineral livre de carbonatos. Pode ser expressa como dados tabulados ou, de preferência, como curvas de análises cumulativas do tamanho de partículas como ilustrado na Figura 16. Classes texturais do solo podem ser aproximadamente descritas no campo pelo 'tato'. Note que o termo 'textura' como usado aqui é estritamente definido pela distribuição do tamanho de partículas. O uso da textura pode descrever propriedades físicas adicionais (*p.e.* trabalhabilidade, compactação) que adicionalmente depende de outros fatores; ver consistência do solo (\rightarrow 3.2.2).

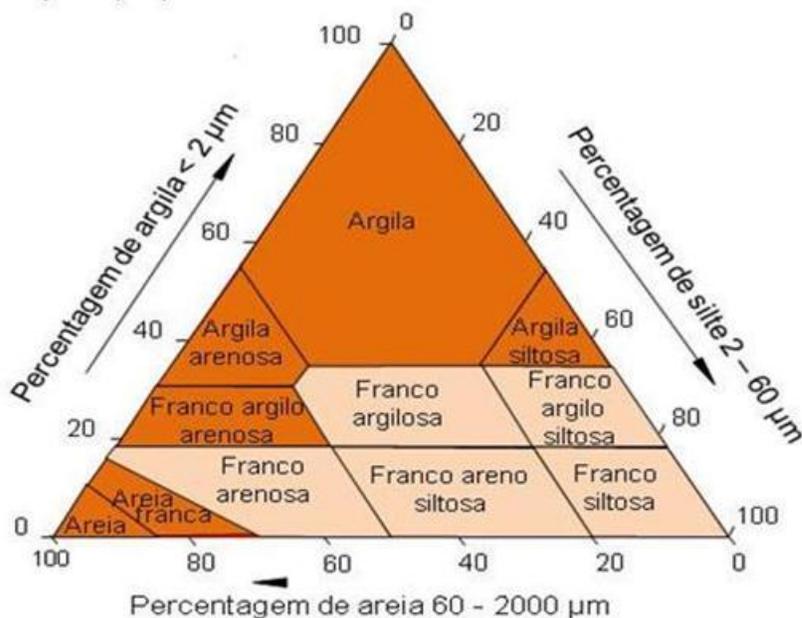
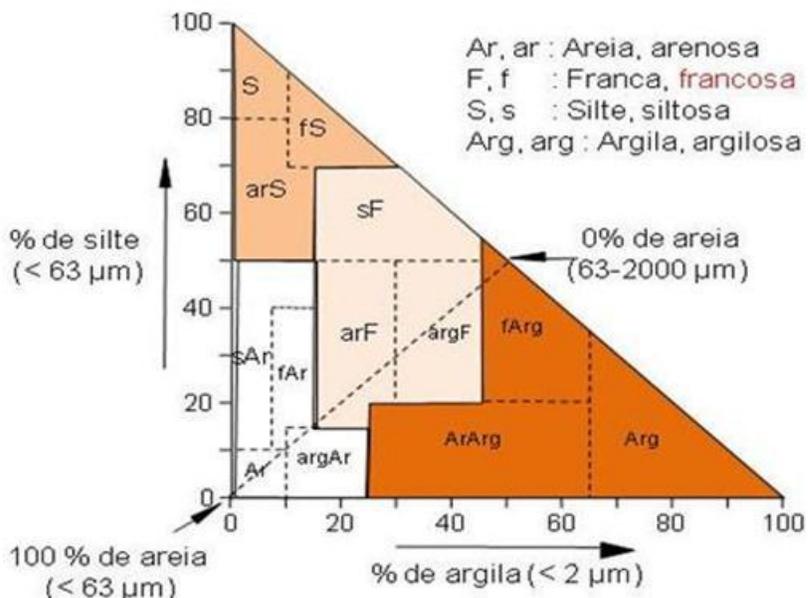


Figura 15. Diagramas das classes texturais do solo: acima, sistema alemão (simplificado); abaixo, sistema britânico.

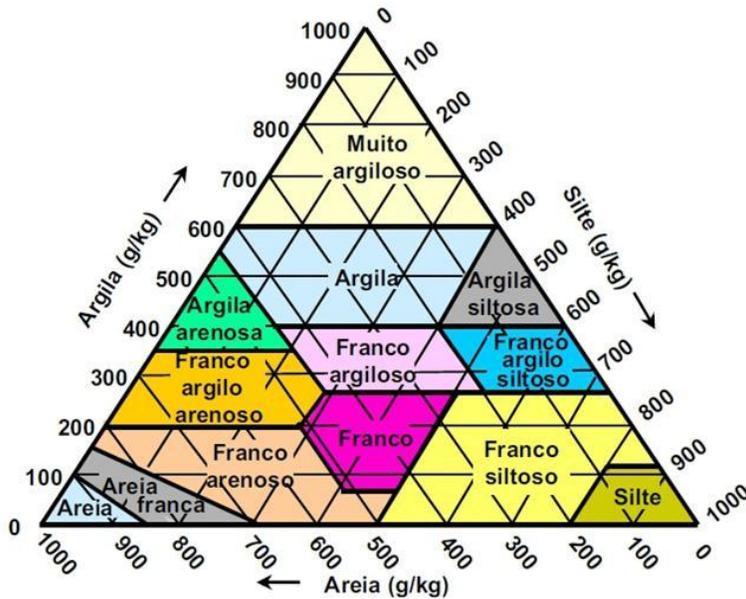


Figura 15A. Classes texturais do solo segundo a Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (g/kg = % x 10). (Fonte: Lopes, 1989).

Sobre distribuição do tamanho de partículas estão ligadas à terra fina seca ao ar e quantidades de pedras e cascalho são feitas em separado:

1-10% levemente, 10-30% média, 30-75 muito pedregoso, > 75% esquelético.

Distribuição do tamanho de partículas e classes texturais estão intimamente relacionadas com a economia de *água* (→ 2.3; 6.3), *ar* (→ 2.4; 6.8) e *nutrientes* (→ 3.2.2; 6.2); também controlam o *volume de raízes* e a *trabalhabilidade* (→ 3.2.2; 6.2). Junto com outros fatores, a classe textural determina a *fertilidade* (→ 6.1).

Solo arenoso: boa condutividade de água, baixa capacidade de retenção de água; boa aeração; geralmente baixo teor de nutrientes

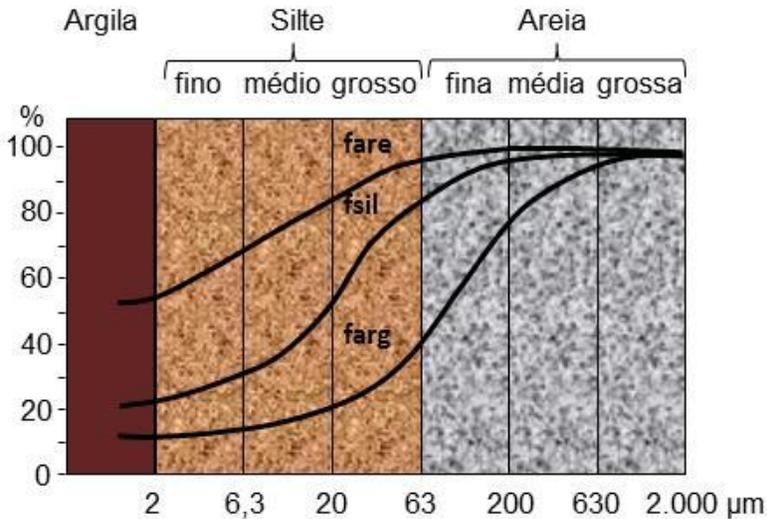


Figura 16. Curvas cumulativas de análises de tamanhos de partículas para solo franco-arenoso de origem glacial (fare), franco siltoso de loess ((fsil) e franco-argiloso de lama marinha (farg).

e baixa retenção de água; boa aeração; geralmente baixo teor de nutrientes; baixa capacidade de adsorção; facilidade de enraizamento; fácil de ser trabalhado.

Solo argiloso: má drenagem, alta capacidade de retenção de água; aeração pobre; usualmente alto teor de nutrientes; alta capacidade de adsorção, dificuldade de enraizamento; difícil de ser trabalhado (*).

(*) NT. Este comentário é verdadeiro para solos de estrutura em prisma, blocos ou laminar sob clima temperado ou frio. No Brasil tropical, em contraste, muitos Latossolos argilosos ou muito argilosos, se comportam como solos arenosos em relação às características descritas acima. Este comportamento deve-se ao fato dos principais componentes da fração argila desses solos serem óxidos de Fe e Al, e gibbsita, que formam microagregados em estrutura granular com alta macroporosidade contínua (poros de empilhamento). Esse arranjo pode ser comparado a um vaso cheio de bolinhas de gude, resultando em baixa densidade, alta porosidade e alta condutividade hidráulica saturada do solo, dentre outras propriedades típicas de solos arenosos.

Solo siltoso: intermediário entre solo arenoso e argiloso.

As propriedades dos solos arenosos, siltosos e argilosos são, conseqüentemente, muito diferentes. Solos com grande predominância de um dos tamanhos de partículas (argila, areia ou silte; → Figura 15) podem ser menos favoráveis ao uso agrícola do que aqueles que apresentam uma distribuição equilibrada das frações granulométricas: *solos de textura média ou franca*.

2 1 5 Conteúdo Mineral

Além de pedaços de rochas como materiais esqueléticos e fragmentos de rocha na fração areia grossa, os solos contêm quantidades variáveis de minerais primários e secundários. A composição mineral depende do material de origem e extensão do intemperismo. Solos altamente intemperizados contêm menos minerais instáveis e mais minerais estáveis ao processo do intemperismo. (Minerais primários estáveis principalmente quartzo; argilomineral estável principalmente caulinita).

Apesar da variação, existe uma correlação geral entre textura e conteúdo mineral por causa da conexão entre composição mineral e tamanho de partículas (Figura 17).

As *areias* contêm principalmente minerais primários (quartzo, silicatos), as *argilas* minerais secundárias (minerais de argila), enquanto os solos *siltosos* e *barrentos* são intermediários (Figura 18).

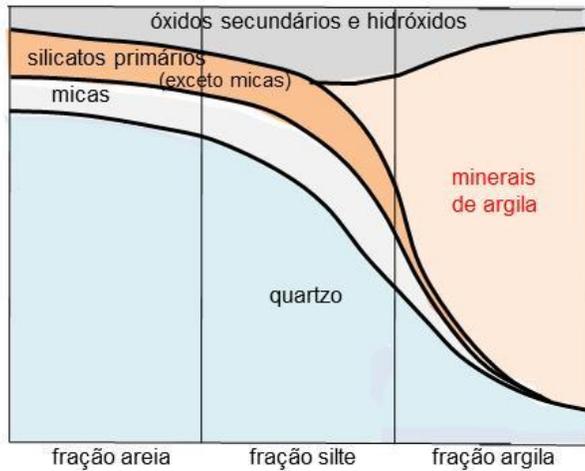


Figura 17. Dependência geral do teor mineral nas frações de tamanho de partículas.

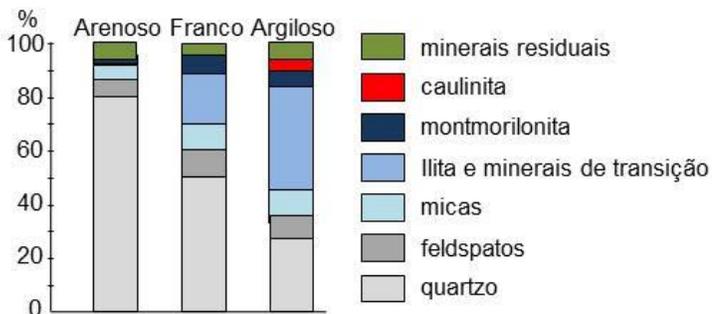


Figura 18. Teores minerais de solos arenosos, barrentos e argilosos (de areia glacial, loess e lama marinha, respectivamente).

O teor dos minerais é frequentemente tomado por base em material livre de carbonatos: se o solo contém carbonato livre ele deve ser tratado separadamente e descrito por seu conteúdo de *carbonatos*:

1 - 2% CaCO_3 = baixo, 2 - 10% médio, 10 - 20% altamente calcário, 20 - 50% marga e > 50% calcário.

2 2 Componentes orgânicos

Os agentes estruturais do solo não são compostos apenas por matéria mineral ('corpo mineral do solo'), a matéria orgânica também contribui ('corpo orgânico do solo'). As substâncias orgânicas são as únicas fontes de N para o solo e contém outros nutrientes importantes, principalmente S e P (→ 6.4). Elas são importantes para a estrutura do solo (→ 3.1), afetam de modo acentuado a economia de água, ar e temperatura do solo (→ 6.3) e têm papel importante na fertilidade do mesmo (→ 6.1) (*).

Matéria orgânica do solo (Figura 19) é formada de organismos vivos da flora e da fauna do solo, raízes das plantas vivas ou mortas, as quais podem ser parcialmente decompostas e modificadas, e substâncias orgânicas novas sintetizadas de origem vegetal ou animal.

Por convenção de definição, a 'matéria orgânica do solo' não inclui material vegetais muito grossos (raízes acima de 2 cm de diâmetro) ou vertebrados do solo.

Húmus inclui toda a matéria orgânica do solo morta. Os materiais de origem do húmus são, principalmente, pequenas raízes de plantas e partes aéreas de plantas superiores (resíduos, liteira) e, em pequenas

(*) NT. O principal papel da matéria orgânica na melhoria da fertilidade do solo é devido a sua elevada densidade de cargas negativas, as quais contribuem para a permanência dos nutrientes catiônicos no solo. Nesse sentido, esse papel da matéria orgânica é ainda mais acentuado em algumas condições de solos de clima tropical. Estes solos não apresentam quantidades apreciáveis de minerais de argila do tipo 2:1 com elevada densidade de cargas negativas nos componentes minerais, dependendo significativamente dos componentes orgânicos dos solos para aumentar as cargas negativas.

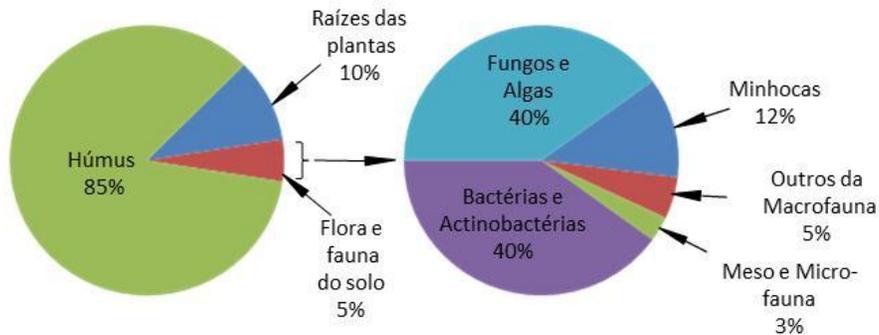


Figura 19. Exemplo da composição da matéria orgânica em solo de pradaria: % de peso na matéria seca (após Tischler).

porções da massa total, organismos da flora e fauna do solo. A importância desses últimos é muito mais o papel que eles representam na alteração da matéria orgânica do que para a quantidade da matéria orgânica.

2 2 1 Organismos do Solo

Edaphon (Grego edaphos = chão, significando organismos vivos do solo) é o termo usado para todos os organismos vivos do solo: flora, Figura 20 e fauna, (Figura 21). O edaphon representa de 1 a 10% (máximo) do total de peso seco da parte orgânica do solo.

2 2 1 1 Flora do Solo

a) *Bactérias*: organismos unicelulares (1-10 μm), encontrados como células isoladas, correntes e colônias especialmente na *rizosfera*. Elas

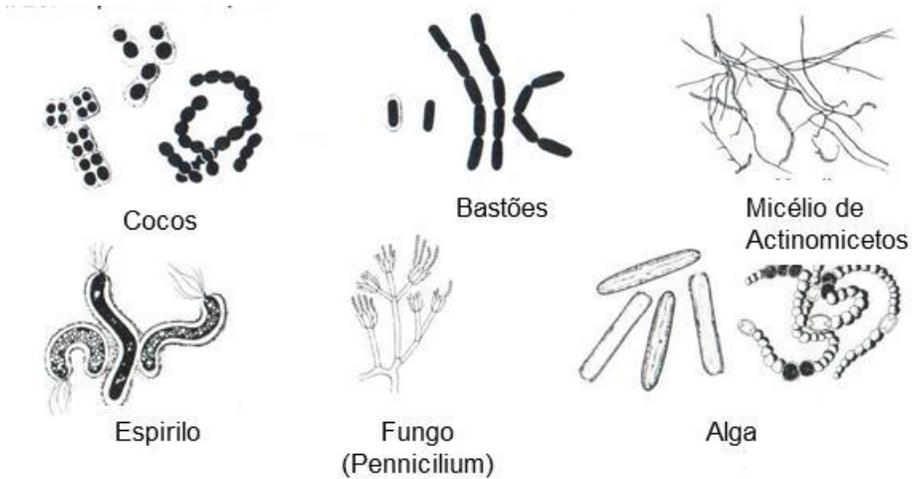


Figure 20. Representantes importantes da flora do solo (após Mückenhausen, fora de escala).



Figura 21. Representantes da fauna do solo (após Mückenhausen, fora de escala).

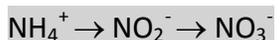
são cocos esféricos, eubactérias na forma de bastões ou espirilos na forma de parafusos que podem ou não se apresentar em formas resistentes (esporos). A maioria é formada por organismos heterotróficos (que precisam de substâncias orgânicas como fonte de energia e carbono), raramente são autotróficos (a fonte de C é CO_2 e

a fonte de energia é da oxidação de S, NH₄, NO₂, Fe^{II}, Mn^{II}). Eles podem ser aeróbicos ou anaeróbicos. A maioria é saprofítica (vivendo em matéria orgânica morta).

A maior parte das bactérias pode utilizar todas as fontes de C de fácil decomposição (açúcar, amido, pectina, hemicelulose, celulose) e fontes de N (proteínas, peptídeos, aminoácidos), mas algumas são especializadas em um substrato particular (decompositores da celulose, pectina e proteína).

Os grupos especializados importantes são:

Bactérias nitrificadoras (nitrosomonas e nitrobacter) as quais oxidam o NH₄ (da decomposição da proteína) para nitrito e nitrato:



Bactérias fixadoras de nitrogênio as quais podem ser de vida livre (azotobacter, amilobacter) ou simbióticas com as leguminosas (rizóbio). Essas bactérias reduzem o N atmosférico para N de ligação orgânica.

Outras bactérias estão relacionadas com a *desnitrificação* sob condições de redução:



Bactérias que oxidam enxofre, ferro e manganês (S^{II}, Fe^{II} e Mn^{II}).

b) *Actinobactérias*. Organismos unicelulares de tamanho semelhante às bactérias, que formam organização filamentosa. Principalmente aeróbicos, heterotróficos e saprofíticos. Pode utilizar fontes de C de difícil decomposição (lignina). No solo, a maioria dos

estreptomicetos, que junto com os fungos, causam o cheiro de terra molhada nas primeiras chuvas. Alguns, p.e. *Actinobactérias Frankia alni*, fixam N simbioticamente.

c) *Fungos*. Multicelulares, tipicamente formando micélio; tamanho micro ou macroscópico. Sempre aeróbico e heterotrófico, a maior parte saprofítica.

Os grupos mais importantes são fungos que causam mofos e bolores e cogumelos. Obtêm energia e C principalmente da pectina, hemicelulose, celulose e lignina. Muitos fungos são simbióticos com as raízes das plantas superiores, especialmente de árvores, com as hifas exercendo as funções de cabelos das raízes: *micorrizas*.

d) *Algas*. Organismos autotróficos dependentes da fotossíntese, e, assim suas atividades são restritas à superfície dos solos. Menos importantes que os grupos anteriores.

e) *Líquens*. Simbiose de alga com fungos.

Necessidades do ambiente para a flora do solo:

Bactérias precisam de substâncias orgânicas de fácil decomposição como alimento, alta umidade, pH do solo levemente ácido a alcalino.

Fungos podem se alimentar de substâncias mais resistentes, preferem locais mais secos e pH ligeiramente ácido para ácido.

Actinobactérias são intermediários quanto a alimento e umidade e precisam de condições de pH de levemente ácido a alcalino. A atividade de todos os organismos é aumentada pela elevação da temperatura e, exceto para os anaeróbios, boa aeração. O número e

a massa de microrganismos do solo e a proporção dos diferentes tipos variam com o tipo e quantidade de alimento, umidade, temperatura, reação do solo e aeração.

De 60-90% da massa total edáfica é formada pela flora do solo. A relação de bactérias + actinobactérias + algas é usualmente de cerca de 1:1 (Figura 19).

2 2 1 2 **Fauna do Solo**

De acordo com o tamanho a fauna do solo é denominada: micro-, meso-, e macrofauna.

Microfauna (< 100 µm aproximadamente). *Protozoários* unicelulares (flagelados, ciliados, rizópodos) e *nematóides*. As formas ativas são carregadas na água dos poros do solo. Alimentam-se principalmente de bactérias e actinobactérias, mas podem ser saprofíticos.

Mesofauna (100 µm – 1 cm). *Artrópodes*, principalmente *ácaros*, *colêmbolas* e *chetopodos*. Usualmente saprofíticos, mas os artrópodes predam a microflora e fauna. Ácaros e chetopodos preferem solos sob condições úmidas, não encharcadas e colêmbolas mais secas. Quase todos da mesofauna toleram condições de acidez do solo.

Macrofauna (> 1cm). *Minhocas* são mais importantes na mistura do solo; elas preferem condições úmidas, levemente ácidas para neutro; os principais gêneros são *lumbricus*, *allolobophora*, *octolasion*.

Artropodes: *tatuzinhos*, *centopéias*, *larvas* de insetos e insetos

adultos, são mais abundantes em condições secas e de solos ácidos. *Gastrópodes* (lesmas) ocorrem principalmente em condições úmidas. Como no caso da flora do solo, a composição da fauna varia de acordo com as condições ambientais locais. *Minhocas* são as mais abundantes e se não ocorrerem (*p.e.* em solos aráveis) a massa total da fauna do solo é muito reduzida.

2 2 2 Fontes de Matéria Orgânica

Produtos da fotossíntese, *i.e.* raízes e parte aérea das plantas verdes são a fonte principal. Partes acima do solo, folhas e ramos de árvores caídos mais resíduos de gramíneas e invasoras, resíduos pós-colheita das culturas (palha de cereais, hastes de batata, etc.) tanto na superfície como dentro do solo. Alguns materiais são produzidos pelos organismos do solo. Matéria orgânica é adicionada nas atividades agrícolas (adubo verde, esterco de curral, composto, turfas, etc.).

A maior parte da matéria orgânica adicionada depende da cobertura natural, da cultura, da produtividade e da situação local. Incorporações naturais pelas florestas > resíduos de culturas aráveis e pastagens; plantas decíduas > coníferas; culturas forrageiras > grãos > tuberosas (Tabela 10). Todas as fontes de matéria orgânica contêm água, matéria mineral (cinza) e compostos orgânicos. O teor de *água* varia de 20-90% do peso fresco dependendo da parte da planta e idade. Folhas > raízes; planta nova > planta velha.

Tabela 10. Média anual de adição de matéria orgânica.

Matéria orgânica seca	Floresta	Pastagens	Arável
	Matéria seca (t ha ⁻¹)		
Raízes (finas)	3 - 10 ⁽¹⁾	3 - 8 ⁽¹⁾	0,5 - 3
Liteira ⁽²⁾	2 - 4,5	1 - 3	0,3 - 2
Esterco	-	-	1 - 2

⁽¹⁾ Acúmulo total (não adição anual).

⁽²⁾ Incluindo queda natural de folhas e resíduos das culturas.

Matéria mineral (=cinzas): K, Ca, Mg, Na, P, S, etc. e elementos traços formam de 1 a 10% da matéria seca: folhas > raízes; jovens (usualmente) > velhas.

Compostos orgânicos: < 50% do peso fresco dependendo do teor de água e cinzas. Existem três grupos gerais:

a) *Carboidratos*. Açúcar e amido (componentes das células); pectinas, hemicelulose (paredes celulares). Quase sempre > 50% do total da matéria orgânica seca.

b) *Lignina*. Material lenhoso (paredes celulares). Constitui de 10-40% do total da matéria orgânica seca.

Compostos orgânicos: < 50% do peso fresco dependendo do teor de água e cinzas. Existem três grupos gerais:

a) *Carboidratos*. Açúcar e amido (componentes das células); pectinas, hemicelulose (paredes celulares). Quase sempre > 50% do total da matéria orgânica seca.

b) *Lignina*. Material lenhoso (paredes celulares). Constitui de 10-40% do total da matéria orgânica seca.

c) *Compostos nitrogenados*. Proteínas simples e complexas, amino-ácidos, ácidos nucleicos, etc. (componentes das células); < 20% do total da matéria orgânica seca. Também gorduras, ceras, resinas, cascas, peles e materiais corantes em menor quantidade; < 10% do total de matéria orgânica seca.

Em geral, a relação entre o material da parede celular para o conteúdo celular (*i.e.* a proporção de folhas, ramos, raízes, etc.) determina as proporções de diferentes compostos no material vegetal.

A composição média da matéria orgânica seca é: C 47%, O 44%, H 7%, N 2% (teor de N varia de 0,5 a 3%, o que corresponde a 3-20% de compostos contendo nitrogênio).

2 2 3 Processos de Transformação

Plantas mortas e restos de animais são atacados por microrganismos e reduzidos a produtos moleculares e iônicos (decomposição) ou transformados em novas substâncias *húmicas* 'secundárias' pelo processo da humificação. Várias substâncias intermediárias estão envolvidas nestes processos e eles têm alguma analogia com a transformação dos minerais (Tabela 11).

2 2 3 1 Decomposição

A decomposição ocorre em três fases que se sobrepõem:

1) Fase bioquímica inicial. Pouco antes e logo depois da morte dos

Tabela 11. Comportamento análogo da matéria orgânica e mineral.

	Componentes minerais	Componentes orgânicos
Minerais primários	Rochas com minerais	Raízes e parte aérea das plantas
Desagregação	Intemperismo	Decomposição
Síntese	Neoformação de minerais	Humificação
Produtos secundários	Minerais de argila, óxidos, hidróxidos	Substâncias húmicas

tecidos, sem destruição aparente da estrutura celular. Os processos são *hidrólise* e *oxidação* com fragmentação parcial dos polímeros de grande tamanho (amido para açúcares, proteínas para peptídeos e aminoácidos) e oxidação de compostos na forma de anéis (*p.e.* fenóis) para compostos com características de corantes (colorindo folhas e talos).

2) **Fragmentação mecânica**. Redução a fragmentos menores pela ação da macro e mesofauna – células são separadas por mastigação, roedura, ingestão, parcialmente incorporadas e parcialmente excretadas. Os resíduos são principalmente incorporados por minhocas, enquitreídeos e artrópodes.

3) **Fragmentação microbiana** por todos organismos heterotróficos e saprofiticos da flora e microfauna do solo. Fragmentação enzimática para compostos simples que são parcialmente usados para formação de seus corpos, mas principalmente como fontes de energia. Corpos mortos de microrganismos são também envolvidos. O estágio final da fragmentação microbiana é oxidação (respiração) na qual a produção

de CO_2 e H_2O libera energia. Ao mesmo tempo, N é liberado como NH_4^+ (que pode ser nitrificado para NO_3^-), P como fosfato, S como sulfato, K, Ca, Mg, etc., como íons livres ou complexados. A liberação de elementos ligados organicamente é conhecida por *mineralização*. A *taxa de mineralização* depende das condições ambientais, sendo mais rápida com teor médio de umidade com boa aeração, temperatura ótima e condições de reação neutra para levemente alcalina. Também depende da quantidade e do tipo de material de origem (resistência à fragmentação).

A *resistência* do material de origem à fragmentação é determinada pela forma com que substâncias de fácil ou difícil decomposição são incorporadas aos tecidos, com a estabilidade aumentando nessa ordem açúcar, amido, proteínas simples < proteínas complexas, pectinas, hemiceluloses < celulose < lignina, ceras, resinas, taninos. A estabilidade de materiais vegetais aumenta na ordem: leguminosas < gramíneas e ervas < arbustos e árvores decíduas < coníferas < musgos. Partes aéreas de plantas são geralmente mais facilmente fragmentadas do que raízes e as plantas jovens mais facilmente do que as velhas. A facilidade de decomposição é indicada pela relação entre os compostos resistentes para os não resistentes, *p.e.* relação lignina:proteína.

A *relação C/N* é um índice usual para mostrar a facilidade de decomposição e também a atividade biológica. A atividade microbiana é limitada pela falta de N proteico para o metabolismo de

modo que relação C/N acima de 25:1 indica uma baixa taxa de mineralização. Assim, se não existirem fontes alternativas de N (NH_4 e NO_3) no solo as quais podem ser metabolizadas pelos microrganismos, resultará em temporária *fixação biológica*. Numa relação C/N menor que 20 a maioria do N é mineralizada. Microrganismos mortos são facilmente decompostos, sendo compostos de substâncias simples.

2 2 3 2 **Humificação**

Sob condições ótimas, as substâncias de fácil decomposição são rápida e completamente mineralizadas e os materiais mais resistentes se acumulam. Sob condições sub-ótimas (falta ou excesso de água, pouca aeração, baixas temperaturas, reação ácida) ou com materiais resistentes, a mineralização é muito lenta e mais ou menos materiais modificados, que são potencialmente mineralizáveis, acumulam. Em ambos os casos, conteúdos celulares e alguns componentes da parede celular são liberados e ocorre uma hidrólise completa ou parcial, oxidação e fissão enzimática que converte os materiais vegetais em fissão reativa, produtos intermediários e finais que formam novas substâncias polimerizadas. Estes são compostos cíclicos de cor escura com caráter coloidal, conhecidos como *substâncias húmicas*. Apesar de muito resistentes eles podem ser decompostos se as condições ambientais mudarem.

Os processos de mineralização e humificação são sumarizados na

Figura 22.

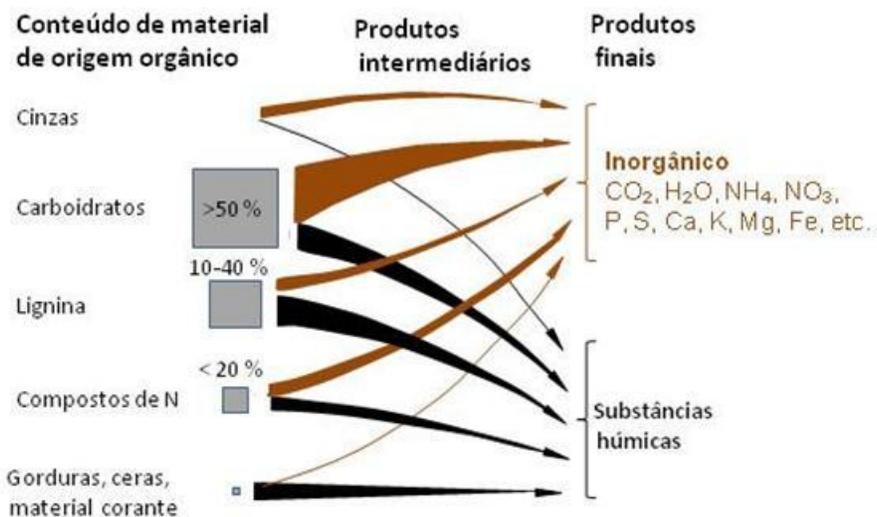


Figura 22. Mineralização e humificação de materiais orgânicos. Condições determinam a taxa de decomposição e humificação e proporções dos vários produtos finais (inorgânico, húmico, intermediários e material de origem não decomposto).

Apesar *dos mecanismos de humificação* não serem totalmente compreendidos existem, claramente, duas rotas (cf. formação de minerais de argila, → 2.1.2.2):

1) *Modificação* dos materiais vegetais já possuindo estrutura cíclica como das substâncias húmicas (lignina, algumas proteínas, materiais corantes, taninos).

2) *Síntese* de carboidratos alifáticos e quebra de produtos da proteína para compostos cíclicos com polimerização.

A humificação é possível por:

a) *reação química* de grupos relevantes (organismos do solo são apenas ligados à formação preliminar de tais grupos).

b) *metabolismo biológico* e autólise principalmente nos tratos digestivos da fauna do solo.

Reações químicas predominam em solos ácidos, com baixo teor de nutrientes minerais e solos orgânicos com baixa atividade microbiana; humificação biológica predomina em solos levemente ácidos a neutros, ricos em nutrientes e com alta atividade biológica.

2 2 4 Substâncias Húmicas

Colóides orgânicos de coloração escura (tamanho de partículas (<2 µm) com grande superfície específica, com capacidade de reter de modo reversível moléculas de água e íons. São superiores às argilas em relação a isso, mas sua plasticidade e coesão são menores. Juntamente com outras matérias orgânicas coloidais e minerais de argila, as substâncias húmicas são muito importantes na capacidade de retenção de água (→ 2.3.1), estrutura do solo (→ 3.1) e adsorção de nutrientes (→ 3.3.1). A cor escura afeta a temperatura do solo (→ 3.2.3; 6.3).

Os *elementos estruturais* das substâncias húmicas são unidades em anel simples e condensadas de 6 e 5 carbonos iso e heterocíclicos combinadas de modo variável e apresentando correntes laterais reativas (Figura 23). Pela ligação de diferentes núcleos com várias cadeias laterais e por ligações variáveis, muitas substâncias orgânicas são formadas. Todos são polímeros mistos de caráter ácido (com grupos OH-fenólicos e -COOH).

Substâncias húmicas são classificadas em três grupos com propriedades diferentes, mas que se sobrepõem pelo grau de polimerização, cor, teor de C e N e solubilidade em vários solventes como mostrado na Tabela 12.

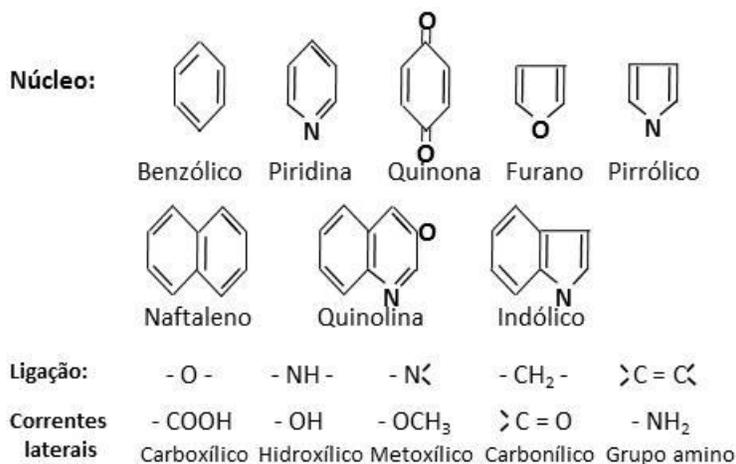


Figura 23. Principais constituintes das substâncias constituintes das substâncias húmicas.

2 2 5 Formas de Húmus

Proporções variadas nas quais os materiais húmicos (resíduos de palhas e raízes, produtos intermediários, substâncias húmicas) ocorrem com suas diferentes propriedades físicas e sua distribuição em profundidade, conferem aos solos sua aparência característica.

As principais formas de húmus conhecidas são: *húmus doce*, *intermediário* entre húmus doce e húmus cru e *húmus cru*, em solos secos; em solos encharcados (hidromórficos): *húmus doce*, *húmus*

Tabela 12. Classificação e propriedades das substâncias húmicas.

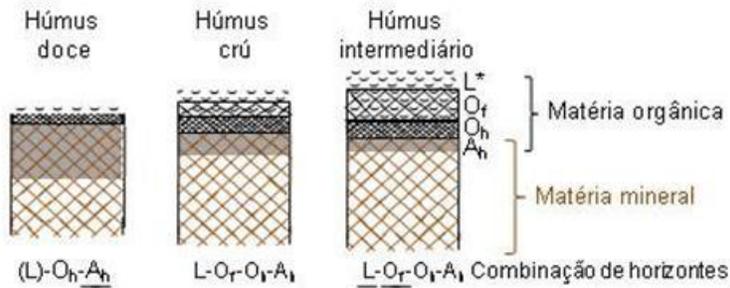
	Ácidos fúlvicos ⁽¹⁾ e fulvatos	Ácidos húmicos e humatos	Huminas
polimerização	baixa	esferocolóides	> alta
Cor	amarela-alaranjada	castanha-preta	preta
C%	45	-----> 60	
N%	0,5 – 2,0	3-8	
acidez	alta	-----< baixa	
H ₂ O e adsorção iônica	pouca	-----> alta	-----< pouca
mobilidade	-----< muito móvel		
origem	química	biológica	envelhecimento de humatos e fulvatos
ocorrência	solos ácidos e pobres com baixa atividade biológica	pouco ácido - neutro, solos ricos em nutrientes, alta atividade biológica	em todos solos

⁽¹⁾ Fulvus (Lat.) laranja, castanha.

intermediários e húmus cru encharcados, *esterços e turfas*. Formas sob água são: *turfa parcialmente decomposta, semelhante ao anterior, mas inelástico e mole e lama marinha rica, turfosa, como os manguezais* (→ 5.1.4).

Os fatos que fazem a distinção dessas principais formas de húmus são o tipo e quantidade de húmus acumulado na superfície e sua distribuição entre os horizontes com húmus (Figura 24).

Húmus doce. Uma forma desejável de húmus encontrada em solos ricos em nutrientes e biologicamente ativos. O material vegetal depositado é decomposto rapidamente, humificado e intimamente misturado ao solo pela fauna ou pelo cultivo.



* Explicação dos símbolos dos horizontes é dada na página 86 (→ 4.32)

Figura 24. As principais formas de húmus.

Húmus cru. Qualquer forma não desejável de húmus, em solos com baixos teores de nutrientes e biologicamente inativos. As formas mais resistentes de resíduos de plantas formam um manto sobre o solo mineral, não se misturando com o mesmo. *Húmus intermediário* se situa entre os dois tipos acima.

Em termos de performance, pode-se pensar em dois tipos:

- a) *Húmus com nutrientes*, o qual é facilmente mineralizado, servindo de fonte de alimento para os microrganismos (carboidratos e proteínas) e de CO₂, N, S, P, etc. para plantas superiores.
- b) *Húmus estrutural* o qual é lentamente atacado pelos microrganismos e assim fica muito tempo no solo. Este tipo de húmus retém água, adsorve íons e contribui para a estrutura do solo (substâncias húmicas, lignina, etc.).

2 2 6 Teor de Matéria Orgânica dos Solos

O conteúdo percentual de matéria orgânica (MO) é usualmente

determinado pelo *teor de C orgânico*. O teor de C na matéria orgânica varia de 45-60% (média de 50%) e a conversão $MO = 2 \times C$ apresenta boa correlação. O teor de C medido inclui matéria viva de raízes e dos organismos do solo e assim não deve ser confundido com o conteúdo de húmus (o erro alcança até 20%). O teor de MO é controlado pela taxa de acúmulo de material de origem orgânica e da sua taxa de decomposição e humificação, que, por sua vez, depende das condições ambientais (vegetação, clima, rochas, relevo, práticas culturais do homem (→ 4.1).

Solos naturais estão em equilíbrio e têm teores característicos de MO. O equilíbrio é alterado em *solos cultivados*, especialmente sob aração e gradagem, pela reduzida adição de materiais vegetais frescos (remoção dos produtos das culturas) e decomposição acelerada causada pelo cultivo e adubação. Medidas especiais são necessárias para conservar o húmus, *p.e.* uso do esterco de curral, adequada rotação de culturas, conservação dos resíduos vegetais e cultivo cuidadoso.

A taxa de decomposição é geralmente mais importante do que a quantidade adicionada de novos materiais. Na região tropical, embora o crescimento das plantas seja abundante e muito material vegetal seja adicionado, é difícil acumular MO no solo devido sua rápida decomposição. Em contraste, nas *tundras*, apesar do crescimento das plantas ser lento, a restrição da decomposição biológica leva ao acúmulo de grandes quantidades de húmus. O

grande acúmulo de MO nos solos húmicos é causado pelo abundante crescimento das plantas e a restrição intermitente da atividade biológica (→ 5.1.3.1). Muita matéria orgânica é acumulada em solos turfosos porque a inundação reduz a decomposição (→ 5.1.4.2.2).

Observações sobre o teor de matéria orgânica nos solos se refere à camada superior do solo (horizonte A). Solos com < 0,5% de C são considerados baixos em MO; 0,5-1% médio baixo; 1-2% médio; 2-4% alto; 4-8% rico; 8-15% matéria orgânica mais decomposta e > 15% C matéria orgânica menos decomposta.

Exemplos de forma de húmus e teor de MO são apresentados na Tabela 13.

Tabela 13. Exemplos de formas de húmus e teor de matéria orgânica nos solos da região temperada úmida

Vegetação ou uso	Forma de húmus (*)	Teor de matéria orgânica no solo superficial	Quantidade de matéria orgânica até a profundidade de 1 m
		%	t ha ⁻¹
Floresta decídua	Intermediário	4	200
Conífera	Húmus cru	6	240
Pastagem	Húmus doce	7	250
Arável	Húmus doce	2	160

(*) Ver definições de formas de húmus nas páginas 71 e 72.

2 3 Água do Solo

A água do solo é importante:

Ecologicamente fornecendo a necessidade de água das plantas e

carregando nutrientes em solução (→ 6.3; 6.4);

Pedologicamente como um fator essencial em todos os processos da gênese dos solos: intemperismo, enriquecimento de húmus, mobilização, transporte, etc. (→ 4.1.2.2; 4.2).

O balanço de água no solo depende da: *chuva efetiva* (quantidade de chuva menos a intercepção na copa das plantas), sendo a contribuição por condensação negligível; *escorrimento superficial* dependendo da topografia; *facilidade de infiltração*; *capacidade de retenção de água*; *percolação*; perdas pela *transpiração* das plantas e por *evaporação* da superfície do solo. Escorrimento superficial e drenagem são removidos por córregos e rios.

A água que *infiltra* no solo é parcialmente retida como *água adsorvida* e parcialmente *percola* para baixo através do solo, acumulando-se como água subterrânea abaixo do lençol freático. A água subterrânea pode subir por *capilaridade* para repor o estoque de água disponível (Figura 25; → 5.1.4.1; 5.1.4.2).

A água disponível para as plantas é retida no solo contra a força da gravidade por adsorção nas superfícies das partículas sólidas e por forças capilares nos poros pequenos (Figura 26).

2 3 1 Retenção de Água

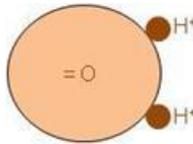
A água do solo está sob a influência de uma energia de ligação específica à qual existe uma tensão correspondente de água. O estado de energia livre (ou tensão) da água do solo determina seu

comportamento e sua disponibilidade para as plantas.

2 3 1 1 **Forças Agindo na Água do Solo**

As cargas em uma molécula de H_2O neutra são arranjadas assimetricamente, a molécula é, então, um dipolo elétrico.

As forças eletrostáticas entre os dipolos da H_2O de um lado e partículas e íons do outro mantém a água no solo.



Todas as partículas sólidas do solo carregam cargas elétricas na sua superfície, as quais orientam e atraem os dipolos de H_2O , *i.e.*, elas se hidratam.

Partículas com uma carga líquida negativa (minerais de argila, substâncias húmicas) também adsorvem cátions (\rightarrow 3.3.1.1) os quais por si mesmo *possuem conchas de hidratação* (em função da orientação dos dipolos de H_2O). O mesmo funciona para os ânions adsorvidos (\rightarrow 3.3.1.2). A água que adere às superfícies + água de hidratação = *água adsorvida*.

A água também é retida nos poros do solo por tensão superficial. As forças de coesão (entre dipolos de água) e de adesão (entre dipolos e superfície sólida) combinam para formar o menisco no poro.

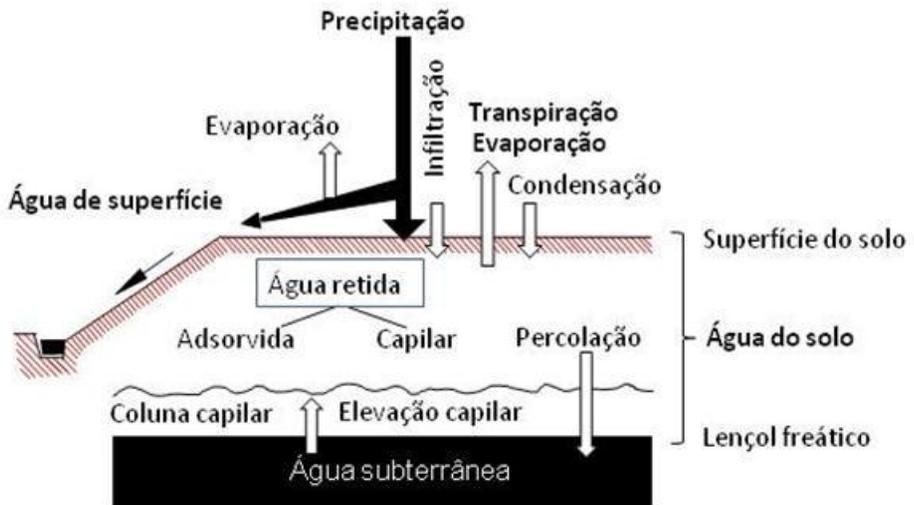


Figura 25. Destino da água da chuva e do solo.

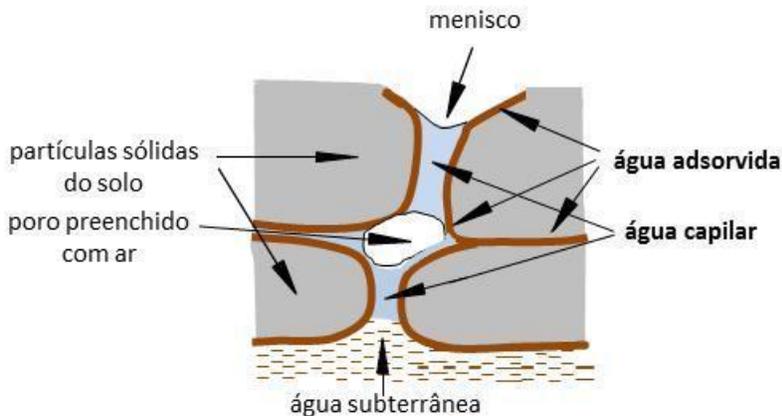


Figura 26. Água adsorvida e capilar.

A tensão superficial exercida no menisco é tão maior quanto menor for o diâmetro do poro. O diâmetro limite de um capilar para reter água contra a gravidade é de cerca de $10\ \mu\text{m}$, assim, água capilar é confinada a poros $<10\ \mu\text{m}$ e a água drena livremente (percola) em poros $>10\ \mu\text{m}$.

Além dessas forças de superfície (ou matriciais), a água do solo é também afetada pela força da *gravidade* e por forças *osmóticas* se ela contém substâncias osmoticamente ativas (sais), mas isso é somente de importância prática em solos salinos (→ 5.1.3.2) e onde sais de fertilizantes são concentrados (*p.e.* próximo às partículas do fertilizante sólido).

2 3 1 2 **Tensão de Água**

O potencial de água no solo (ψ)^(*) é uma medida da extensão pela qual a energia livre da água no solo é reduzida como resultado de forças (→ 2.3.1.1) agindo sobre ela. Isso é convenientemente expresso por:

Pressão de sucção, medida numa unidade chamada atmosferas (note que a pressão de sucção implica em uma pressão menor do que na água fora do solo e assim esses dados devem ser *negativos*), ou:

pF ^(*), que é o logaritmo da altura, em cm, da coluna d'água na qual a tensão de água seria retida contra a gravidade. Como anteriormente discutido (→ 2.3.1.1) o potencial total de água (ψ_t) é a soma das partes componentes em função da *gravidade*, atração superficial (*potencial matricial*) e efeitos *osmóticos*:

$$(\psi_t) = (\psi_g) + (\psi_m) + (\psi_o)$$

(*) Letra grega psi.

(*) Agora obsoleto na ciência do solo, mas facilmente entendido.

Pressão de sucção atinge o máximo em solo seco (água em filmes e poros estreitos) e o mínimo quando o solo é encharcado (com os grandes poros preenchidos). Solo seco em estufa tem uma pressão de sucção para água e vapor de água em cerca de 10.000 atm. (temperatura necessária para remover toda a água 250-300 °C). A água nas camadas externas de adsorção e em capilares de cerca de 10 µm tem uma pressão de sucção em torno de - 0,3 atm.

2 3 1 3 **Capacidade de Água**

O conteúdo de água do solo é expresso em ml/100 ml (θ) (*). A máxima da quantidade de água que um solo de drenagem livre contém é, por convenção, chamado de *capacidade de campo* (CC). $\theta = CC$ somente após chuva e após drenagem livre. A capacidade de campo do solo depende de:

- a) *Distribuição do tamanho de partículas*. Quanto mais finas forem as partículas do solo, maior será a superfície específica e mais água será adsorvida.
- b) *Estrutura do solo*. Quanto mais finos forem os poros, maior será o teor de água capilar.
- c) *Teor de matéria orgânica* (coloidal). Quanto maior for a superfície específica da MO e a porosidade, maior será o teor de água.

(*) Letra grega theta.

d) *Tipos de colóides do solo*. Colóides húmicos retêm mais água do que as argilas; humato > humina > fulvato. Argilas expansivas (montmorilonita > vermiculita > minerais de transição) retêm mais água do que argilas não expansivas (ilita > clorita > caulinita).

e) *Tipos de cátions adsorvidos*. Em função dos diferentes graus de hidratação, Na > K > Mg > Ca (→ 3.3.1.1.3).

Capacidade de campo (CC) varia muito com o teor de argila ou silte, estrutura do solo, teor de matéria orgânica, forma de húmus e seu grau de fragmentação. Para exemplos de capacidade de campo ver Figura 27 e Tabela 20 (→ 6.3).

A Figura 27 mostra como a pressão de sucção para um certo teor de água aumenta enquanto o tamanho de partículas diminui i.e. o teor de água que corresponde a um certo valor de pF varia com a distribuição do tamanho de partículas. Na capacidade de campo (CC) $pF = 2,5$ ($\Psi = - 0,3 \text{ atm.}$)^(*).

Capacidade de água disponível (CAD) é a quantidade de água entre a CC e o PM. Estritamente esta fração deveria ser chamada água disponível para as plantas. As plantas não podem absorver água contra uma pressão de sucção que exceda - 15 atm, enquanto acima da CC o excesso de água drena pela força da gravidade a não ser que isso seja impedido por camadas impermeáveis.

^(*) NT. Deve-se ressaltar que alguns Latossolos brasileiros com estrutura granular, desenvolvem arranjo específico com os microagregados das argilas, formando partículas maiores, o que faz com que mesmo solos muito argilosos funcionem exatamente como solos arenosos em termos de altas taxas de infiltração, de drenagem de água e baixa capacidade de água disponível. As curvas de retenção de umidade desses solos são semelhantes às dos solos arenosos (Figura 27).

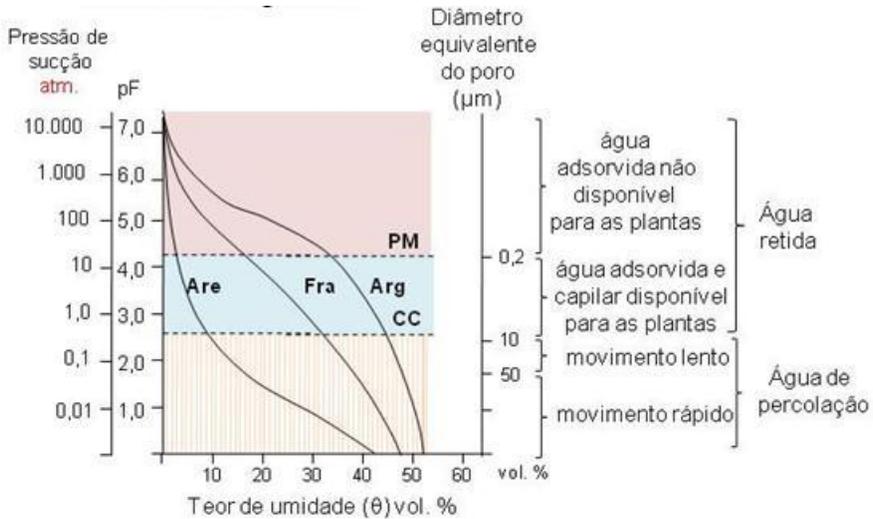


Figura 27. Características de umidade de solos arenosos, francos e argilosos.

Num pF de 0 o solo é saturado, ou próximo à isso, com todos os poros cheios de água, como ocorre nos solos hidromórficos (5.1.4) e, assim sendo, a aeração do solo é afetada adversamente e o crescimento das plantas é restringido. Entretanto, se a aeração não for excessivamente comprometida, água de percolação de movimento lento pode também ser considerada como água disponível para as plantas com a amplitude estendida da CAD para um pF de 1,7 (-0,05 atm.). O estado de umidade do solo é melhor expresso em termos de potencial de água (pF ou Ψ) porque o mesmo teor de água em diferentes solos é disponível em diferentes graus (Figura 27). Então, um solo de textura média (barrento) contendo 20% de água em volume poderia estar seco, enquanto um solo arenoso com os mesmos 20% de água seria praticamente

encharcado.

	Saturado	CC	PM	Ar seco
pF	0	1,7 a 2,5	4,2	5,4
Ψ (atm.)	-0,001	-0,05 a -0,3	-15	-220

2 3 2 Movimento da Água do Solo

A água movimenta principalmente na fase líquida, somente em pequena quantidade na forma de vapor. O fluxo de água pode ser por percolação da água livre (fluxo saturado) em resposta à ação da gravidade ou com água adsorvida (fluxo não saturado).

2 3 2 1 Fluxo de Água Líquida

A gravidade puxa a água verticalmente para baixo, a pressão de sucção do solo trabalha em todas as direções tanto em solos úmidos como secos. A água livre se movimenta em resposta à força da gravidade, água adsorvida em resposta ao potencial matricial.

Quando a chuva cai em um solo seco, o teor de água é primeiramente elevado à CC na camada superficial, e, em seguida, a frente de molhamento se movimenta para as camadas mais profundas. A água também se movimenta em todas as direções em filmes e capilares < 10 μm para partes do solo que ainda não estejam na CC. Após a CC, a percolação é lenta pelos poros de 10-50 μm e

rápida pelos poros $> 50 \mu\text{m}$.

Em um solo natural a frente de molhamento é raramente regular devido aos grandes canais (passagem de raízes, orifícios causados por animais, rachaduras e fendas) por onde o fluxo de água é rápido e antes da frente de molhamento.

Infiltração = penetração de água dentro do solo.

Percolação = drenagem da água para o lençol freático ou para o subsolo.

Elevação capilar = elevação da água do lençol freático contra a força da gravidade em decorrência das diferenças em tensão entre o lençol freático ($pF = 0$) e as camadas superiores do solo mais secas.

A água é removida do solo superficial pelas raízes (*transpiração*) e por *evaporação* da superfície do solo. A remoção combinada é conhecida como *evapotranspiração*.

Permeabilidade (ou condutividade hidráulica). O solo oferece resistência ao movimento de água e isso varia com o tamanho e tortuosidade dos poros. A taxa de movimento da água depende da *permeabilidade* e da diferença do potencial de água entre dois pontos. A permeabilidade varia com a pressão de sucção de modo que essa relação é complexa. Em geral existem dois tipos de permeabilidade:

Fluxo saturado

Permeabilidade quando todos os poros estão cheios de água e que depende do número, distribuição por tamanho e continuidade dos

poros (i.e. da distribuição do tamanho de partículas e estrutura do solo, poros – intra - e inter-agregados). A *permeabilidade saturada* é chamada de K e é expressa com a velocidade por unidade de diferença na pressão de sucção. Solos com muitos poros contínuos tem alta permeabilidade: areia > barrento > silte > argiloso. Seu valor para drenagem livre na areia é $\geq 5 \text{ cm hr}^{-1}$, para argila impermeável $\leq 0,5 \text{ cm hr}^{-1}$.

Um valor ótimo (desejável ecologicamente) para K é de 2 cm hr^{-1} como num solo de textura franca bem drenado.

Fluxo não saturado

À medida que o solo seca, os poros maiores são os primeiros a ficarem sem água e o movimento da água é confinado aos poros menores e menores. Sob essas condições a permeabilidade não saturada (k) é grandemente determinada pelo teor de água (e , conseqüentemente pela pressão de sucção).

Como um exemplo, k para um solo arenoso com todos os poros cheios pode ser de 7 cm hr^{-1} , diminuindo para 3 cm hr^{-1} a um pF de 2 (quando somente poros $< 30 \mu\text{m}$ estão cheios de água), e para somente uns poucos mm/hr a um pF de 3 (ainda na amplitude da CAD [poros com cerca de $3 \mu\text{m}$]). Isto é negligível no ponto de murcha. Estes valores funcionam para gradientes de pressão de sucção iguais a $0,1 \text{ atm. cm}^{-1}$. Com um gradiente de movimento maior é mais rápido, mas à medida que a pressão de sucção aumenta em direção ao valor limite, k é reduzido e a influência do gradiente de

pressão de sucção é muito reduzida.

2 3 2 2 **Movimento do Vapor D'água no Solo**

Movimento como vapor somente é possível ao longo de um gradiente de pressão de vapor, decorrentes de diferenças de temperatura e pressão de sucção. As diferenças somente são significantes com teor de água abaixo do PM, *isto é, sob condições muito secas*, uma vez com teor de umidade mais alto a atmosfera do solo estará saturada com vapor d'água. Diminuição de temperatura, independente da pressão de sucção, reduz a pressão de vapor de modo que, em solos secos a água irá movimentar na fase de vapor de zonas mais quentes para as mais frias.

Movimento de água na fase de vapor no solo não é normalmente importante, exceto no sentido que a água evapora da superfície. Entretanto, quando a temperatura diurna é muito alta como nas áreas *áridas* e *semiáridas*, isso é importante uma vez que, no calor durante o dia, o vapor se movimenta da superfície quente para as camadas profundas (mais frias) e, quando a superfície esfria à noite, a água na fase líquida se movimenta para cima carreando sais dissolvidos. Isso causa *acúmulo de sal* na superfície do solo.

2 4 **Ar do Solo**

O ar do solo é igualmente tão importante como a água do solo, tanto *ecologicamente* (respiração das raízes das plantas e microrganismos

[→ 6.3]) e na *pedogênese* (controle dos processos de oxidação e redução [→ 3.3.3; 6.3]).

Uma vez que a espaço poroso total deve ser dividido pelo ar e pela água, o teor de ar varia reciprocamente com teor de água. Quando o solo é saturado com água, seu teor de ar é praticamente nulo, exceto para algum ar dissolvido na solução do solo; em solo seco o ar ocupa o total do espaço poroso.

O teor de ar na *capacidade de campo* (CC) é chamado de *capacidade de ar* e isto corresponde à parte do espaço poroso não preenchido com água (poros > 10 µm) (Figura 28). A capacidade de ar varia muito com o volume de poros e teor de água na capacidade de campo com valores médios de aproximadamente 40% para solos arenosos, cerca de 20% para textura franca e siltosa e cerca de 10% em volume para solos argilosos.

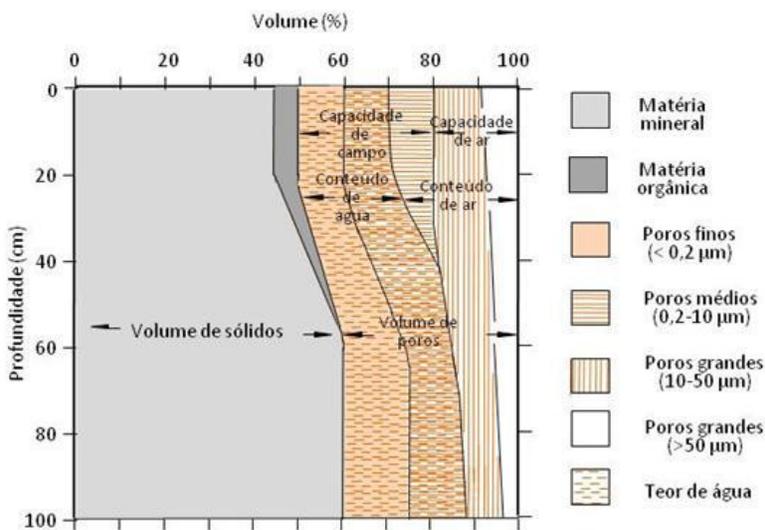


Figura 28. Distribuição volumétrica de um solo franco-arenoso.

2 4 1 Composição do Ar do Solo

A composição do ar do solo difere daquela da atmosfera por causa da respiração das raízes e organismos do solo (necessidade de O_2 e produção de CO_2), (Tabela 14); o teor de CO_2 do ar no solo superficial é cerca de 10 vezes o da atmosfera. Se a troca gasosa é restringida (\rightarrow 2.4.2), o teor de CO_2 do ar no subsolo pode atingir valores acima de 10% e com O_2 abaixo de 10% e isso restringe a atividade das raízes.

Tabela 14. Composição do solo e do ar atmosférico. (exceto H_2O).

	O_2	CO_2	N
	-----Volume (%)-----		
Atmosfera (média)	20,95	0,03	79,0
Solo	< 20,6	> 0,2	~79

2 4 2 Troca de Gases

Diferenças de pressão entre a atmosfera e o solo resultantes, *p.e.* de flutuações na temperatura e na pressão barométrica, vento ou movimentação do ar pela chuva tem pouquíssimo efeito no movimento dos gases entre o solo e a atmosfera. A troca de gases,

principalmente por *difusão*, é resultado de diferenças na *pressão parcial* do O₂ e do CO₂ do solo e da atmosfera. A pressão parcial do oxigênio é maior e a do CO₂ é menor na atmosfera, e assim o oxigênio movimenta para dentro do solo e o dióxido de carbono move-se para fora. Isto é conhecido como '*respiração do solo*'.

A extensão da troca de gases depende da *permeabilidade* do solo ao ar que, por sua vez, é determinada pela frequência e continuidade dos macroporos, isto é, poros entre agregados, os quais, por sua vez, dependem da distribuição do tamanho das partículas, da estrutura e teor de umidade. Como regra, areia > barrento > silte > argila.

3 O Corpo Total do Solo –

Estrutura, Propriedades e Comportamento

Os ingredientes do solo - matéria mineral e orgânica, água e ar - não estão misturados de uma maneira irregular, sem forma, mas, juntos formam um corpo organizado de solo (às vezes chamado de pédon → Figura 2) com *estrutura* e propriedades físicas e químicas definidas, que embora resultando parcialmente de propriedades dos componentes individuais, são específicas de um sistema integrado de solo – o '*pedossistema*'. As propriedades dos diferentes solos determinam como eles reagem ao ambiente e às práticas culturais (→ 4.1; 6; 7).

3 1 1 Estrutura do Solo

A estrutura do solo resulta na maneira pela qual partículas minerais e orgânicas de forma irregular são organizadas entre si e da relação entre o volume de material sólido e o volume dos poros que permeia o material sólido. O volume de poros é preenchido com proporções variáveis de ar e água.

3 1 1 Volume de Poros

A relação do espaço poroso para o volume de material sólido, a *relação do espaço poroso* (REP), é uma propriedade do solo importante que, em grande parte, determina a dinâmica da água, ar, temperatura, espaço para desenvolvimento de raízes e facilidade de trabalho (→ 6.2; 6.4) e também afeta os processos de transporte envolvidos na formação do solo (→ 4.2.2).

A REP pode ser obtida por: a gravidade específica ou *densidade de partículas* (DP), *i.e.*, a média da densidade de partícula, e: a *densidade do solo* (DS), que é a densidade do solo incluindo os poros, e medida como o peso do solo seco em estufa por unidade de volume (→ 3.2.1).

$$REP = \frac{\text{Volume de poros}}{\text{volume total de solo}} = 1 - \frac{DS}{DP}$$

O total do volume de poros compreende a contribuição de poros grandes, médios e finos e, como eles se comportam de modo diferente em relação à água e ao ar, suas proporções são tão

importantes na determinação do valor ecológico dos solos como a sua REP (→ 6.3).

Poros grandes: com diâmetro médio > 10 µm conduzem a água de percolação (10-50 µm lentamente, > 50 µm facilmente drenado). Esses poros estão ocupados com ar quando a água livre é removida.

Poros médios: 10-0,2 µm retém água que é disponível para as plantas e estão ocupados com ar quando a água livre é removida.

Poros finos: < 0,2 µm água retida nestes poros não é disponível para as plantas. Somente contém ar quando severamente seco.

Distribuição de tamanho de partículas: predominância de partículas grandes leva a baixo espaço poroso total, mas, muitos poros de grande tamanho; predominância de partículas pequenas leva a um grande espaço poroso total com muitos poros finos, *p.e.* areia grossa artificial (1.000 µm diâmetro) tem REP de 40% e média de diâmetro de poros de 200 µm; e silte (6 µm de diâmetro) tem REP de 50% e diâmetro de poros de 2 µm.

Teor de matéria orgânica: MO é muito porosa e sempre aumenta a REP; a MO parcialmente decomposta tem REP maior do que a MO bem decomposta.

Tipo, tamanho e grau das *unidades estruturais* (→ 3.1.2) modificam os efeitos do tamanho de partículas e do teor de matéria orgânica no REP.

Apesar de existir muita variabilidade, o seguinte aparece como tendência geral:

Total de material sólido	areia > textura franca > silte > argila
REP	argila > silte > textura franca > areia
Proporção de poros grandes	areia > textura franca, silte > argila
Proporção de poros médios	textura franca, silte > argila > areia
Proporção de poros finos	argila > silte > textura franca > areia

Um solo “ideal” tem uma REP de 50% (sólidos: poros = 1:1); poros grandes (capacidade de ar): poros médios + finos (capacidade de água) cerca de 2:3. Isto é ilustrado na Figura 28 para um solo franco-arenoso, mostrando uma melhor distribuição volumétrica nas camadas superficiais (ver também Figura 3).

3 1 2 Unidades Estruturais do Solo

A estrutura do solo depende da maneira pela qual as partículas primárias (minerais ou orgânicas), que podem estar revestidas de *p.e.* CaCO₃, hidróxidos de Fe e Al, são mantidas juntas ou agregadas em unidades estruturais que podem ser:

Peds: agregados naturais mais ou menos permanentes que são separados por vazios ou planos de fraqueza.

Fragments: agregados naturais ou artificiais menos permanentes resultados da ação do cultivo ou congelamento, com o solo se quebrando ao longo de planos de fraqueza naturais.

Agregados naturais podem ser *irregulares* com superfície porosa, encontrados nos solos superficiais, ou *regulares* com faces bem formadas, encontrados nos subsolos.

A estrutura do solo depende ainda, da maneira com que os agregados naturais e os vazios são espacialmente arranjados, dando origem a poros e fissuras no solo.

Agregados naturais (e fragmentos) podem ser *classificados* descrevendo:

tamanho: fino, médio, grosso e muito grosso.

tipo (ou forma): laminar, prismático, colunar, como poliedro, bloco angular, bloco sub-angular, esferoidal que pode ser granular (não poroso) ou em grumos (poroso).

grau: descreve o grau de desenvolvimento dos agregados naturais e o quanto eles persistem por alternância de umedecimento e secagem. Isto é observado pela forma em que o solo é separado em agregados naturais a sua resistência à deformação ou quebra.

Alguns solos não apresentam agregados naturais (*apedal*) e esses formam *grãos simples* (sem estrutura) se o solo é separado em partículas primárias individuais (com ou sem camadas de recobrimento); ou

massivo se o solo é separado em massa que são mais ou menos resistentes a quebra (consistência).

O *grau dos agregados naturais* pode ser:

fracamente desenvolvido: agregados naturais não distintos ou difíceis de serem vistos no solo natural. Quando o solo é alterado observam-se, poucos agregados naturais inteiros, muitos quebrados e muitas partículas elementares.

moderadamente desenvolvido: agregados naturais bem formados e razoavelmente duráveis.

fortemente desenvolvido: agregados naturais são óbvios e moderadamente firmes no solo natural; quando perturbado, forma, principalmente, agregados naturais não quebráveis e praticamente nenhuma partícula não agregada.

Alguns agregados naturais de grande tamanho são compostos e se quebram em agregados naturais de menor tamanho.

Para classificação dos agregados naturais e fragmentos por tamanho e forma, ver Tabela 15 e ilustrações na Figura 29.

As macroestruturas descritas anteriormente podem ser reconhecidas visualmente. A estrutura do solo pode ser mais elucidada por exame microscópico de secções finas do solo que revelam a microestrutura com arranjos e orientações variáveis dos cristais de minerais e revestimento com argilas (cutãs ou argilãs) ou silte, matéria orgânica, sesquióxidos, sais, etc., assim como o efeito de estresse. A microestrutura ajuda a elucidar os processos de formação dos solos (→4.22).

O efeito da estrutura do solo no espaço poroso

Num certo tamanho de partículas primárias, um solo sem estrutura em poros maiores que um solo massivo que tem mais poros finos. Estrutura grumosa ou granular contrapõe o efeito do tamanho das partículas, aumentando os poros finos e médios na areia e aumentando os grandes poros na argila. Agregados naturais angulares,

Tabela 15. Levantamento das unidades de estrutura do solo (do glossário dos EUA).

		Tipo (forma e arranjo dos agregados)					
Tamanho	Forma de placa com uma dimensão (a vertical) limitada e muito menor que as outras duas; arranjo seguindo um plano horizontal; maioria das faces horizontal	Como um prisma com duas dimensões (a horizontal) limitada e consideravelmente menor que a vertical; arranjos de acordo com a linha vertical; faces verticais bem definidas; vértices angulares		Semelhante a blocos, poliedros ou esférico, com três dimensões da mesma ordem de magnitude, arranjados ao redor de um ponto.			
				Semelhante a blocos; blocos e poliedros tendo superfícies planas ou curvas que são arranjos dos moldes formados pelas faces dos agregados circundantes		Esféroides dos poliedros tendo superfícies planas ou curvas que apresentam pouca ou nenhuma acomodação das faces dos agregados circundantes	
		Sem topos arredondadas	Com topos arredondadas	Faces planas; a maioria dos vértices angulares expressivos	Mistura de faces arredondadas ou planas com muitos vértices arredondados	Agregados relativamente não porosos	Agregados porosos
	<i>Laminar</i>	<i>Prismática</i>	<i>Colunar</i>	<i>Bloco angular</i>	<i>Bloco sub-angular</i>	<i>Granular</i>	<i>Grumosa</i>
Muito fino ou muito estreito	Placa muito fina < 1 mm	Prismática muito fina < 10 mm	Colunar muito fina < 10 mm	Bloco angular muito fino < 5 mm	Bloco sub-angular muito fino < 5 mm	Granular muito fina < 1 mm	Grumosa muito fina < 1 mm
Fino ou estreito	Placa fina 1-2 mm	Prismática fina 10-20 mm	Colunar fina 10-20 mm	Bloco angular fino 5-10 mm	Bloco sub-angular finos 5-10 mm	Granular fina 1-2 mm	Grumosa fina 1-2 mm
Médio	Placa média 2-5 mm	Prismática média 20-50 mm	Colunar média 20-50 mm	Bloco angular médio 10-20 mm	Bloco sub-angular médio 10-20 mm	Granular média 2-5 mm	Grumosa média 2-5 mm
Grosso ou espesso	Placa espessa 5-10 mm	Prismática grossa 50-100 mm	Colunar grossa 50-100 mm	Bloco angular grosso 20-50 mm	Bloco sub-angular grosso 20-50 mm	Granular grossa 5-10 mm	Grumosa grossa > 5 mm
Muito grosso ou muito espesso	Placa muito espessa > 10 mm	Prismática muito grossa > 100 mm	Colunar muito grossa > 100 mm	Bloco angular muito grosso > 50 mm	Bloco sub-angular muito grossos > 50 mm	Granular muito grossa > 10 mm	

Glossário de Termos em Ciência do Solo. Soil Sci. Soc. of America, Madison, Wisc., Outubro, 1979.

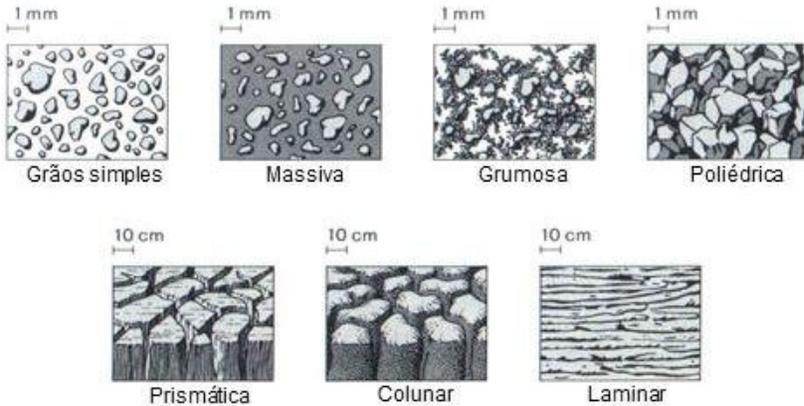


Figura 29. Principais tipos de estrutura.

semelhantes a poliedros e fragmentos tem um efeito duplo, formando poros muito grandes e cavidades entre os agregados naturais e poros finos e médios dentro dos agregados naturais.

Uma ótima REP e uma ótima distribuição de tamanho de poros são encontradas em uma estrutura bem agregada, especialmente em grumos.

3 1 3 Fatores Determinando a Estrutura

Além da areia sem estrutura, o desenvolvimento da estrutura depende de materiais presentes: colóides minerais e orgânicos com propriedades de coagulação e peptisação, CaCO_3 , organismos do solo e raízes das plantas superiores. Também depende das forças de agregação (coesão e adesão) e segregação (desidratação que causa a contração dos colóides por perda de água e pressão exercida pelo congelamento da água).

3 1 3 1 **Coagulação e Peptização**

Colóides, que podem ser tanto minerais (minerais de argila, óxidos, hidróxidos) ou orgânicos (huminas e intermediários coloidais no processo de humificação como polissacarídeos e poliuronídeos) na presença de água podem estar na forma de *sol* (disperso ou peptizado) ou de *gel* (floculado ou coagulado). O estado de sol (i.é., partículas individuais dispersas no meio) é favorecido por grande superfície específica, sendo que a sedimentação pode ser muito atrasada por resistência friccional movimento Browniano, repulsão mútua de partículas com o mesmo sinal de carga, hidratação de colóides e seus íons adsorvidos (conchas de hidratação nas partículas individuais) – tudo isso mantém as partículas separadas.

Coagulação (mudança para o estado de gel) é favorecida por:

- 1) *secagem* (retirada do meio de dispersão).
- 2) em água, pela introdução de *cargas elétricas opostas* (p.e. grupos negativos de minerais de argila de ΞSiO^- e $=\text{AlO}^-$, grupos de ácido silícicocoloidal ΞSiO^- , grupos de ácidos húmicos $-\text{COO}^-$ e grupos positivos $=\text{Al}^+$ de minerais de argila e hidróxidos, $=\text{Fe}^+$ de hidróxidos de Fe, $-\text{NH}_3^+$ de huminas).
- 3) *redução das conchas de hidratação dos colóides* por substituição de íons menos hidratados ($\text{Fe} > \text{Al} > \text{Ca} > \text{Mg}$ e $\text{PO}_4 > \text{SO}_4$) (\rightarrow 3.3.1.1; 3.3.1.2) de modo que a atração de partículas por forças de Van der Waals' tornam-se efetivas.

Géis coagulados são re-peptizados pela adição de água ou, para colóides do solo reversíveis (minerais de argila, huminas) pela adição de íons peptizantes ($\text{Na} > \text{K}$; $\text{NO}_3 > \text{Cl}$) mas, isso não se aplica para óxidos e hidróxidos envelhecidos (colóides irreversíveis). Por exemplo, colóides de argilas peptizadas são completamente dispersos quando saturados por água.

Colóides flocculados formam *coagulados* frouxos, precursores de *agregados* (→ 3.1.3.4) e dessecação severa, mas, não absoluta sob pressão, leva a formação de estrutura massiva no subsolo em um número de tipos de solo.

3 1 3 2 **Contração e Expansão**

Secas intensas e rápidas e secagem e re-umidecimento frequentes causam contração e expansão do solo que resultam em fendilhamento e separação (Figura 30). A extensão e o tipo disso dependem principalmente do teor de argila (especialmente minerais 2:1 expansivos) e das espécies dos íons adsorvidos. Alto teor de argila com Na adsorvido produz um padrão de trincas grosseiras, baixo teor

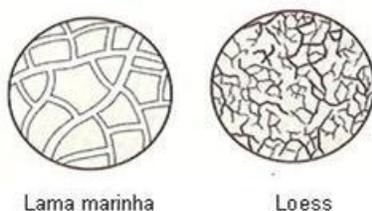


Figura 30. Padrões de contração de lama marinha com alto teor de argila e de Na e de loess com baixo teor de Ca.

de argila e Ca adsorvido dão um padrão de trincas mais finas. Existe uma amplitude contínua entre os extremos de acordo com o teor de argila e ambiente iônico. A presença da matéria orgânica diminui as fissuras por contração.

Dependendo do teor de argila e do ambiente iônico, expansão e contração com clivagem vertical dão formação a estrutura *prismática* (alto teor de argila) e a estrutura *colunar* (alto teor de argila mais Na e Mg, *p.e.* em solos salinos e mangues). Com clivagens arredondadas resultam em estrutura *poliédrica* (teor médio de argila e Ca como íon dominante) o que é comum em subsolos de solos barrentos ou siltosos e em solos superficiais com baixo teor de matéria orgânica e baixa atividade biológica.

Placas são formadas pela contração e expansão com clivagem no plano horizontal como ocorre em subsolos sob compressão.

3 1 3 3 **Congelamento**

Como na intemperização física das rochas, a expansão da água ao congelar (+ 9%) age tanto em solos apedais massivos como em agregados naturais e fragmentos, sendo o efeito ampliado por consequente crescimento adicional dos cristais de gelo. Isto geralmente resulta na quebra de torrões e estruturas *poliédricas finas* e, em casos extremos em destruição pelo congelamento, enquanto, em subsolos de textura fina, a formação horizontal de lamelas de gelo dá formação de estrutura em *lâminas*.

Quando o solo superficial se situa sobre uma camada congelada pela qual a água não pode passar, alagamento temporário devido ao degelo pode dispersar (deflocular) argila para formar partículas isoladas.

3 1 3 4 **Organismos do Solo**

Tipos desejáveis de agregados naturais, particularmente *grumos*, somente são formados em solo superficial com húmus com grande atividade biológica. A estrutura mineral e orgânica é mantida junto tanto por forças de adesão como por colônias de hifas de fungos e colônias de bactérias, por mistura íntima ao passar pelo trato digestivo da fauna do solo, pelo efeito de agregação do muco excretado e pelos radiculares das plantas superiores. Assim são formados grumos heterogêneos e de alta estabilidade.

Boa estrutura em grumos é caracterizada por um alto teor de '*complexos argila-húmus*'. Nessas misturas íntimas de argila e matéria orgânica, minerais de argila, humanas e produtos intermediários da humificação são unidos por coagulação conjunta. A retenção é principalmente realizada por cátions multivalentes (especialmente Ca, Mg), mas, também por H₂O e dipolos orgânicos com ligações O e OH.

Uma vez que a estrutura em grumos requer grande atividade biológica, isso é característico de húmus doce; solos com húmus entre doce e cru têm grumos grandes e húmus cru, em geral, não

tem estrutura (→ 2.2.5). Formação de grumos é também promovida por CaCO_3 , especialmente quando este é precipitado de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ em solução à medida que isso difunde pelos grumos porosos e, quando precipitados, age como um agente cimentante ou de revestimento, estabilizando assim os grumos.

3 2 Propriedades Físicas dos Solos

Gravidade específica, densidade do solo, consistência, temperatura e cor.

3 2 1 Gravidade Específica e Densidade do Solo (DS).

Estes atributos foram definidos anteriormente (→ 3.1.1) e também discutidos sua relação com o espaço poroso. *Gravidade específica* (densidade de partículas) da matéria mineral varia de 2,60-2,75 (média de 2,65 = densidade do quartzo); da matéria orgânica ~ 1,4. Consequentemente a gravidade específica do solo é variável dependendo do teor de matéria orgânica; 2,40-2,65 para um solo superficial normal com teor moderado de matéria orgânica.

Densidade do solo varia com o conteúdo de água de forma que afirmações sobre isto devem ser relacionadas com o teor de umidade. Ela depende de ambos: densidade de partículas e espaço poroso. Para solos minerais secos varia de 1,1-1,8, normalmente 1,3-1,5; para solos orgânicos (turfas) ~ 0,15. Camadas superficiais dos solos friáveis orgânicos têm menor densidade do solo do que

subsolos compactados baixos em húmus. Densidade do solo (de solos secos) é usada para calcular peso do solo por unidade de área para uma dada profundidade, *i.é.*, uma camada de 10 cm de um solo superficial médio (DS = 1,3) pesa 130 kg m⁻² ou 1.300 t ha⁻¹ e um metro cúbico pesa 1,3 t.

3 2 2 **Consistência**

Isto descreve a força da coerência das partículas do solo (força mecânica ou intensidade do arranjo estrutural) e, conseqüentemente, a resistência do solo à penetração e deformação. Isto tem grande importância em relação à penetração de raízes e comportamento do solo sob cultivo.

Consistência é a soma dos efeitos da distribuição do tamanho de partículas, teor de matéria orgânica, estrutura do solo e estabilidade a um certo teor de umidade. A consistência, em termos gerais, pode ser descrita como segue:

Solta: o solo não é nem pegajoso nem maleável e é fácil de ser trabalhado.

Pegajosa: solo adere às mãos e aos implementos.

Plástica: macio e maleável, sujeito a colapso estrutural sob cultivo.

Friável: sob leve pressão o solo quebra em grumos; não adesivo e não facilmente destruídos.

Firme: não friável, mesmo sob grande estresse, forma grandes torrões sob cultivo.

Os principais determinantes da consistência são teor e tipo de argila e teor de água.

3 2 3 Temperatura do Solo

Isto mede o teor de energia, na forma de calor, do solo. Temperatura é importante em relação à germinação e crescimento das plantas, atividade dos organismos do solo (→ 2.2.1), intemperização (→ 2.1.2.1), decomposição e humificação da matéria orgânica (→ 2.2.3), estrutura (→ 3.1.3.3), água do solo (→ 2.3) e ar do solo (→ 2.4).

Temperatura depende da entrada de calor, calor específico do solo e saída de calor.

Entrada de calor é quase exclusivamente do sol e sua intensidade é determinada pela latitude, estação, hora do dia e clima, exposição (face N, S, L ou O), inclinação da superfície do solo, cor (→ 3.2.4) e cobertura vegetal. Existem outros agentes de entrada de calor de fontes geotérmicas e de processos de oxidação exotérmicas na intemperização e da respiração das raízes.

Perda de calor é por radiação da superfície do solo e por evapotranspiração da água do solo. Depende da estação do ano e hora do dia, cobertura do solo, cor e conteúdo de água.

Capacidade de calor é o produto do calor específico e densidade do solo. Calor específico da água = 1, do ar 0,24, das partículas minerais do solo ~ 0,2, da matéria orgânica ~ 0,4 de modo que o calor específico do solo depende principalmente do conteúdo de água.

Condutividade de calor é medida em Joules (ou calorias) transferidos por cm^2 para um gradiente de temperatura de $1\text{ }^\circ\text{C}$ por cm e segundo. É muito afetada pela quantidade de ar no solo, uma vez que a condutividade do ar é $1/20$ da água e $1/60$ da matéria sólida, e, assim sendo o ar funciona como um isolante.

Os efeitos gerais do balanço do calor, calor específico e condutividade são que a temperatura do solo tem um padrão definido com máximo no verão e ao meio do dia e mais variação de temperatura ocorre na superfície do solo que no subsolo; a temperatura no subsolo varia menos e mais lentamente que a da superfície; solos úmidos se aquecem mais lentamente que os solos secos e também resfriam mais lentamente.

3 2 4 **Cor do Solo**

Cor é um caráter de diagnose no reconhecimento do solo, vários tipos de solos sendo reconhecido como, *p.e.* Terra Preta e Terra Roxa, Vermelha, Lavada, Solos de Cinzas Vulcânicas e também os horizontes do solo são distintos pela cor (*p.e.* horizontes com húmus, oxidado, reduzido, lavado ou cinza). A cor influencia a temperatura do solo, sendo que os solos escuros absorvem mais a radiação solar. A cor é descrita pelo: *matiz* (composição do espectro), *p.e.* vermelho-castanho, amarelo-castanho; *profundidade* (saturação da cor) *p.e.* castanho escuro; e *claridade* (extensão do branco ou negro) *p.e.* castanho-claro, castanho-escuro.

Para descrições precisas cartas de cores (*p.e.* de Munsell) são úteis: *composição do espectro = hue, profundidade = croma e claridade = value.*

A cor é principalmente determinada pela matéria orgânica e compostos de Fe e Mn. A matéria orgânica escurece a cor em proporção à quantidade e extensão da humificação para preto, castanho-escuro ou cinza. Compostos oxidados de Fe e Mn (Tabela 7) produzem cor vermelha, castanha, castanha-preta, ou preta-castanha e compostos de Fe reduzido (silicato, óxido, hidróxido, carbonato, fosfato, sulfeto) dão cores esverdeadas, amareladas, azuladas ou acinzentadas para cores escuras (Tabela 1, → 3.3.3; 4.2.2.4).

Na ausência de matéria orgânica e compostos coloridos de Fe e Mn e se predominam o quartzo incolor e silicatos de cor pálida (Tabela 1), os solos são de coloração clara. Uma vez que solos úmidos refletem menos luz do que solos secos, solos úmidos parecem mais escuros e de cores mais intensas.

3 3 1 Propriedades Físico-Químicas dos Solos

Essas propriedades são consideradas sob os títulos troca de íons, pH (reação) e propriedades redox.

3 3 1 Troca de Íons

Partículas minerais e orgânicas com grande superfície específica, *i.é.*,

minerais de argila e substâncias húmicas podem adsorver nas suas superfícies moléculas (H_2O , N_2 , O_2 , CO_2 , NH_3 , SO_2) e íons, ambos ânions e cátions.

Para adsorção de água ver 2.3.1.1. Adsorção de moléculas de gases não é importante à exceção para a adsorção de ar por turfas em adiantado estado de decomposição (\rightarrow 5.1.4.2.2) as quais se tornam expandidas e macias. Em contraste, a adsorção de íons é de grande significância para a reação do solo (\rightarrow 3.3.2), manejo da adubação (\rightarrow 6.4), estrutura (\rightarrow 3.1.3) e processos de formação dos solos (\rightarrow 4.2).

A *adsorção de íons* é reversível, *i.é.*, íons adsorvidos podem ser trocados por outros íons em quantidades equivalentes (*i.é.* valência), *p.e.* 6 K^+ contra 3 Ca^{2+} ou 2 Al^{3+} ; 2 NO_3^- contra 1 SO_4^{2-} . A troca é entre as fases sólida e líquida, *i.é.* água deve estar presente.

Colóides são partículas do solo, a maioria $<2 \mu\text{m}$.

Íons trocáveis são aqueles que podem ser trocados (ou desservidos) dentro de um período de tempo limitado por reagentes extratores convencionais, *p.e.* para cátions acetato de amônio 1 N ou BaCl_2 0,2 N; para ânions oxalato de amônio 1 N.

Íons não trocáveis são aqueles que estão incluídos na estrutura dos minerais ou que estão ligados quimicamente em compostos orgânicos e que não são liberados por reagentes extratores convencionais dentro de um limitado período de tempo.

Alguns íons têm um caráter intermediário como, por exemplo, íons

de K nas bordas dos cristais de ilitas (2.1.3.1.2) os quais são retidos mais fortemente que os íons facilmente trocáveis nas superfícies planares, mas, mais fracamente do que aqueles nas posições entre camadas.

3 3 1 1 Troca de Cátions

Os cátions trocáveis mais importantes são Ca, Mg, K, Na com H e Al; menos abundantes são NH_4 e Fe com Mn, Cu, Zn em quantidades mínimas. Íons potencialmente tóxicos (\rightarrow 7) como Pb, Cd, Hg, Cr e Sr podem ser adsorvidos se eles estiverem presentes na solução do solo.

Íons de H e Al causam a acidez do solo (\rightarrow 3.32), enquanto Ca, Mg, K e Na são básicos.

A *capacidade de troca de cátions* (CTC) é o total de cátions adsorvidos expressos em centimols (cmol_c) ou milimols ($\text{mmol}_c/\text{dm}^3$). A CTC é dependente de pH (\rightarrow 3.32) e, assim sendo, há uma distinção entre CTC *potencial* (ou máxima) a um pH mais alto e CTC *efetiva* (atual) que é a CTC ao pH natural do solo. É usual medir a CTC potencial do solo.

A *saturação por bases* expressa a proporção da CTC potencial que é ocupada pela soma de cátions básicos (Ca, Mg, Na, K), *p.e.* uma saturação de bases de 60% significa que 40% Ca CTC é ocupada por íons de H e Al. De modo semelhante, a proporção de um íon

individual pode ser expressa (p.e. % de saturação de K = K/CTC potencial x 100).

Tanto a matéria mineral como a orgânica contribuem para a CTC total do solo. Para solos da Europa Central, a CTC da fração argila varia de 40-60 $cmol_c dm^{-3}$, dependendo da proporção dos diferentes minerais de argila, enquanto a CTC da fração orgânica é de 150-300 $cmol_c dm^{-3}$ (dependendo da forma de húmus) (*).

CTC de minerais de argila individualmente ($cmol_c dm^{-3}$):

caulinita	5-15	minerais de transição	40-80
clorita	10-40	montmorilonita (smectitita)	80-120
ilita	20-50	vermiculita	100-150
alofana até 100			

CTC de materiais húmicos varia de 200-500 ($cmol_c dm^{-3}$), humatos > huminas > fulvatos.

Se, como pode ser lógico, a CTC fosse expressa com base em volume, as diferenças entre minerais de argila e matéria orgânica seriam menores porque a DS de minerais de argila ~1,2 e matéria orgânica ~0,3, assim a CTC por $100 mL^{-1} = 6 - 180$ e $60 - 150$ para minerais de argila e matéria orgânica, respectivamente (*).

(*) NT. A CTC dos solos tropicais, oriunda dos compostos minerais dos solos, é muito baixa visto que esses solos são ricos em caulinita e óxidos de Fe e Al, materiais com contribuição nula ou muito baixa para a CTC. Dessa forma, a dependência dos componentes orgânicos desses solos para a elevação da CTC fica evidente e, por essa razão, um dos métodos de se elevar a CTC desses solos é a adição de compostos orgânicos aos solos e/ou praticando sistemas de cultivos/manejos que adicionem mais matéria orgânica ao solo, como o plantio direto e os sistemas de integração lavoura-pecuária e a lavoura-pecuária-floresta. Outra forma de se aumentar a CTC em solos tropicais é realizar a elevação do pH, através da calagem, o que gera cargas negativas nas arestas dos minerais e, principalmente, nos radicais carboxílicos e fenólicos da matéria orgânica.

As magnitudes da CTC, composição iônica e saturação por bases dos solos estão relacionadas ao teor de matéria orgânica e de argila (colóides, minerais e orgânicos), ao pH (\rightarrow 3.32) e origem do solo. Exemplos de solos contrastantes são mostrados na Figura 31.

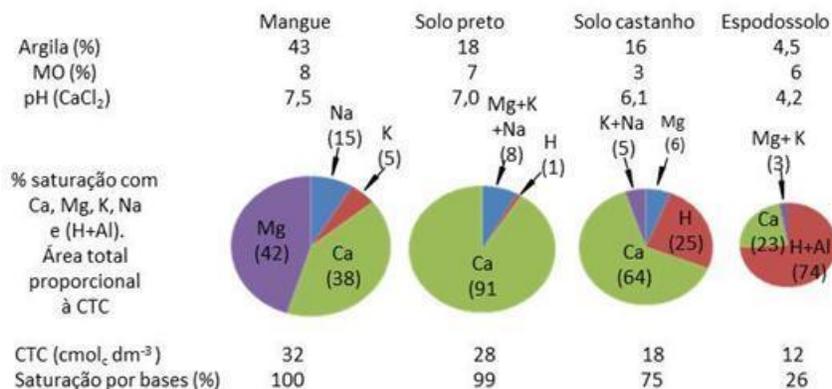


Figura 31. Exemplos de CTC, composição de cátions e saturação por bases de vários solos (mangue de lama marinha, solo preto de loess, solo castanho de depósito glacial e podzol de areia glacial).

3 3 1 1 1 *Princípios de Troca de Cátions*

Cátions são atraídos pelos locais de carga negativa nos minerais de argila e substâncias orgânicas.

1) *Minerais de argila*

A substituição isomórfica dos íons centrais no tetraedro de Si e no octaedro de Al (\rightarrow 2.1.3.1.2) resulta em um excesso de carga negativa, particularmente nos minerais 2:1, as quais são parcialmente neutralizadas por cátions não trocáveis (íons de K) nas posições das entrecamadas (ilita e minerais de transição) e

parcialmente por cátions trocáveis nas superfícies planares.

Na fórmula dos argilominerais (\rightarrow 2.1.3.1.2), cátions trocáveis são designados por X e expressos em equivalentes por unidade de fórmula (p.e. X = 0,33 na Montmorilonita significa $92 \text{ cmol}_c \text{ 100g}^{-1}$).

Além da carga negativa *permanente* como resultado da substituição isomórfica, todos minerais de argila tem cargas *variáveis* (positivas e negativas) nas arestas quebradas decorrentes da distorção das ligações Si-O-Si e Al-O-Al envolvendo íons de H e OH da água (Figura 32).

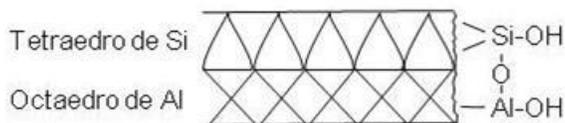


Figura 32. A origem das cargas variáveis nas arestas quebradas dos argilominerais.

Esta *carga variável* é dependente de pH. Em pH elevado (alta concentração de OH^-) íons de H dissociam-se de grupos ≡Si-OH e são trocáveis com outros cátions; em pH baixo (aumentando a concentração de H^+) mais OH^- é dissociado de grupos =Al-OH aumentando a capacidade de troca de ânions (CTA)(\rightarrow 3.3.1.2).

A carga variável é também dependente do tamanho das partículas (*i.é.* da *superfície específica* [Tabela 9]), uma vez que quanto maior for a superfície específica, maior número de arestas quebradas e mais grupos =Al-OH e ≡Si-OH são expostos. Aumento na superfície específica também aumenta a CTC das ilitas e minerais de transição

uma vez que mais K não trocável das entre camadas torna-se exposto à troca sem afetar a carga permanente.

A *superfície específica* inclui tanto as superfícies externas dos minerais de argila (lugares planares) como as superfícies das entrecamadas (Figura 12). Nos minerais de argila expansivos, as superfícies internas dominam, contribuindo em 80-90% do total de superfície específica de 600-800 m²/g. Em contraste, na caulinita não expansiva, somente as superfícies externas são consideradas de modo que a superfície específica total é menor (10-30 m²/g). Ilita e minerais de transição são intermediários, com uma superfície específica total de 50-300 m²/g. A CTC dos minerais de argila é uma medida da carga negativa das superfícies externas e também das superfícies internas que são acessíveis, não da carga total (ver ilita).

Densidade de carga de superfície (cmol_c cm⁻²) é mais baixa na montmorilonita (1,3 x 10⁻⁷) do que na caulinita (5,0 x 10⁻⁷) apesar da maior CTC na Montmorilonita, por esta ter uma maior superfície específica.

2) *Substâncias húmicas*

A troca de cátions por substâncias húmicas é devida ao fato de que elas têm grupos -COOH e grupos fenólicos -OH dos quais o H⁺ se dissocia. A carga negativa, como as cargas variáveis nos minerais de argila, depende muito do pH; à medida que o pH aumenta também aumenta a dissociação do íon H⁺ dos grupos -COOH e -OH e, assim, a CTC aumenta.

A superfície específica da matéria orgânica é mais ou menos da mesma ordem dos minerais de argila expansivos - ao redor de 700 m²/g. A densidade de carga é maior porque a CTC de uma superfície comparável é maior.

3 3 1 1 2 **Mecanismo de Troca**

Quando um colóide carregando um certo arranjo de cátions é colocado em solução que contém cátions diferentes daqueles do carreador, os cátions vão se mover da solução para o colóide e do colóide para a solução até que não ocorram mais trocas e o equilíbrio seja restabelecido. O processo de troca é *reversível* e, se o equilíbrio é perturbado, *p.e.* pela remoção de cátions da solução pela absorção pelas plantas ou lixiviação, íons irão se mover do colóide para a solução para que o equilíbrio seja restabelecido, enquanto que, se a concentração é aumentada como, *p.e.* pela aplicação de fertilizantes, íons irão se movimentar da solução para o colóide (Figura 33).

A distribuição de cátions entre a fase sólida e a fase líquida do solo depende das propriedades do colóide (→ 3.3.1.1.4), propriedades dos cátions (→ 3.3.1.1.3) e da relação entre os cátions e suas concentrações na solução do solo (→ 3.3.1.1.5). Sob condições de drenagem livre, cátions trocados são removidos por lixiviação (o equilíbrio muda para a direita na parte superior da Figura 33) e a acidez do solo é aumentada (→ 3.3.2.1).

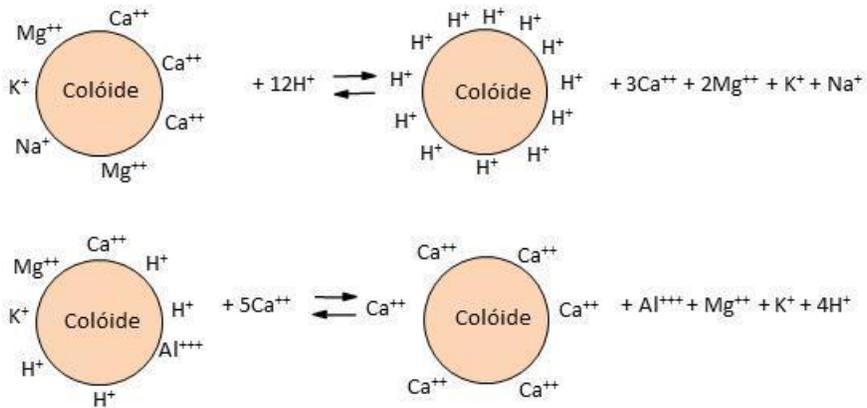


Figura 33. Andamento da troca de cátions de colóides diferentemente saturados. Exemplo de cima: colóide com 100% de saturação por bases colocado em solução contendo íons de H^+ como no umedecimento de um solo neutro contendo H_2CO_3 ; cátions metálicos desorvidos e substituídos por íons H^+ . Exemplo de baixo: colóide com 40% de saturação por bases em solução contendo íons de Ca^{2+} (como na calagem de solo ácido); íons de Ca^{2+} da solução substituem outros cátions no colóide.

Em condições de equilíbrio, a relação entre os diferentes cátions adsorvidos difere daquela para os mesmos cátions em solução.

Certos cátions tem uma maior afinidade de absorção (em passagem da solução para o estado adsorvido) e são retidos mais fortemente na fase sólida (passagem do estado adsorvido para a solução). Em outras palavras, o colóide exhibe *seletividade* para certos cátions.

Esta seletividade é descrita pelo coeficiente de seletividade, k , para o qual existem várias descrições empíricas. A relação mais usada é a equação de *Gapon*, a qual toma a forma dos exemplos seguintes para troca entre íons de valências diferentes:

$$\frac{Na_{\text{troc}}}{K_{\text{troc}}} = k_{Na-K} \frac{(Na^+)}{(K^+)} \quad \frac{K^+_{\text{troc}}}{Ca^{2+}_{\text{troc}}} = k_{K-Ca} \frac{(K^+)}{(Ca^{2+})^{1/2}} \quad \frac{Na_{\text{troc}}}{Al^{3+}_{\text{troc}}} = k_{Na-Al} \frac{(K^+)}{(Al^{3+})^{1/3}}$$

Onde (K^+), etc., significa as atividades dos íons na solução e K_{troc} , etc., as *quantidades* de íons no colóide ($\text{cmol}_c \text{ } 100 \text{ g}^{-1}$) porque a atividade de um íon adsorvido não pode ser medida. De acordo com estas equações, o coeficiente de Gapon (k_g) para troca de K/Ca é:

$$k_g = \frac{K_{\text{troc}}}{Ca_{\text{troc}}} \bigg/ \frac{(K^+)}{(Ca^{2+})^{1/2}}$$

Os princípios que governam estas reações de troca tem como base a *Lei das Relações* que diz: “Quando cátions em solução estão em equilíbrio com um grande número de cátions trocáveis, uma mudança na concentração da solução não irá perturbar o equilíbrio se as concentrações de todos os íons monovalentes forem mudadas em uma relação, aquelas de íons bivalentes pelo quadrado daquela relação e aquelas de íons trivalentes pelo cubo daquela relação”.

3 3 1 1 3 O Efeito das Propriedades dos Íons

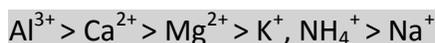
Valência. Uma vez que a adsorção de cátions depende da atração eletrostática entre as cargas negativas do colóide e os íons de cargas positivas, íons polivalentes são adsorvidos mais fortemente do que os monovalentes: $Al^{3+} > Ca^{2+} > Na^+$ (Al somente a baixo pH). O efeito da valência é contabilizado na equação de Gapon (\rightarrow 3.3.1.1.2).

Hidratação. Todos os íons são circundados por uma concha de

hidratação (→ 2.3.1.1) na qual dipolos de H₂O são orientados e o diâmetro da concha de hidratação é importante. Íons pequenos são mais fortemente hidratados do que os grandes, uma vez que a carga central positiva está mais próxima dos dipolos de água. Consequentemente, Mg é mais fortemente hidratado do que Ca e Na mais que K.

Íons fracamente hidratados têm uma maior afinidade de adsorção e são retidos mais fortemente uma vez que suas cargas serão menos atenuadas pela concha de hidratação e, em consequência, serão mais fortemente atraídos pelos pontos de carga negativa no colóide.

Considerando todos os fatores citados, a afinidade de adsorção e ligação com o colóide diminui na seguinte ordem:



A afinidade do H⁺ é semelhante a do K⁺ uma vez que o H⁺ combina com uma molécula de H₂O para formar H₃O⁺ com diâmetro semelhante ao íon K⁺ (→ 3.3.2).

3 3 1 1 4 **Propriedades dos colóides**

Colóides com alta densidade de carga retém íons polivalentes mais fortemente do que os monovalentes; aqueles com carga negativa permanente localizada no tetraedro (*p.e.* vermiculita) adsorvem os cátions mais fortemente do que aqueles com carga octaedral (*p.e.* montmorilonita). Forças eletrostáticas são mais poderosas nas entre camadas do que nas superfícies e nas arestas quebradas dos cristais

de argila uma vez que eles têm dois lados, e íons polivalentes são, portanto, retidos mais fortemente nas posições das entre camadas. Minerais expansivos 2:1:1 com grande excesso de carga tetraedral (derivados da mica, minerais de transição, vermiculita, montmorilonita de illita) entram em colapso quando íons de K^+ (e NH_4^+ de tamanho semelhante) entram nos 6 anéis de oxigênio da superfície mineral (Figura 5) e retém K^+ (ou NH_4^+) na entre camada. Isto resulta na *fixação* de K (ver contração dos minerais de argila na Tabela 6; → 2.1.3.1.2; 6.4.3). A fixação de K^+ e NH_4^+ é um aspecto especial e específico de seletividade do colóide.

3 3 1 1 5 Composição iônica e concentração de íons na solução do solo

Com aumento equivalente da proporção de um íon na solução, *i.é.*, à medida que o suprimento aumenta, sua proporção no arranjo de cátions no colóide aumenta. A troca segue um curso exponencial, com a assíntota expressando as afinidades de troca dos cátions (→ 3.1.1.3; Figura 34).

Se a solução é diluída e a relação iônica se mantém a mesma, íons polivalentes são preferencialmente adsorvidos em relação aos monovalentes e vice versa (→ 3.3.1.1.2); Figura 35).

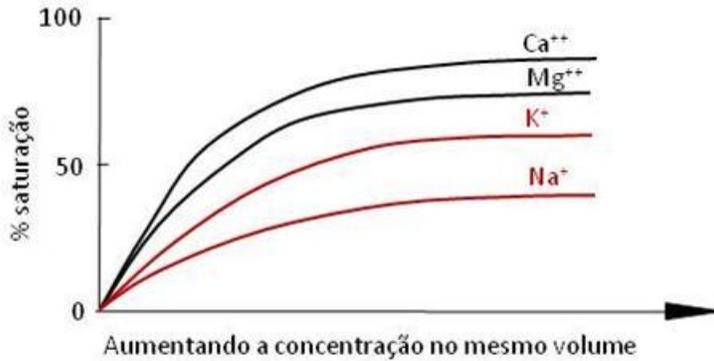


Figura 34. Curvas de troca com aumento no suprimento de íons de Na, K, Mg e Ca com colóide saturado com NH_4 (após Schachtschabel).

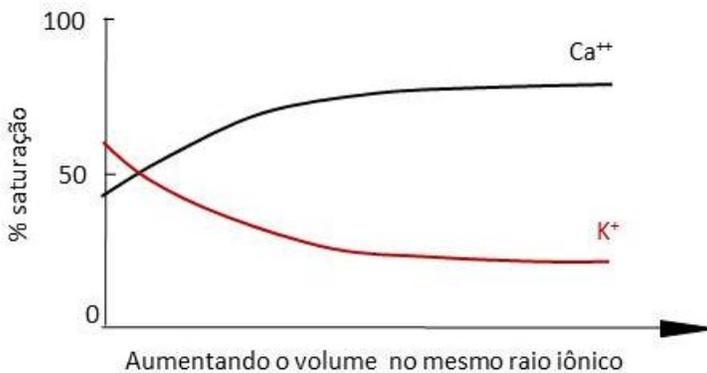


Figura 35. Curvas de troca para colóides carregando Ca e K afetadas pela mudança de concentração da solução do solo no mesmo raio iônico.

3 3 1 1 6 *Efeito combinado de vários fatores na composição de cátions do colóide*

A equação de Gapon (\rightarrow 3.3.1.1.2) é útil para descrever como o solo reage às mudanças na composição iônica e concentração na solução

do solo. Para a maioria dos solos da região temperada e equação mostrando K retido pelo colóide (K_{troc}) para concentração de K ou, estritamente, atividade (a_K) na solução em relação aos cátions bivalentes dominantes, Ca e Mg, na solução pode ser simplesmente expressa por:

$$K_{\text{troc}} = K^* \frac{a_K}{\sqrt{a_{\text{Ca}} + a_{\text{Mg}}}}$$

A inclinação da linha relacionando K_{troc} (ou mais usualmente mudanças em K_{troc}) para a *relação de atividade* ou

$$RA \left(\frac{a_K}{\sqrt{a_{\text{Ca}} + a_{\text{Mg}}}} \right)$$

a chamada *relação Quantidade/Intensidade* (Q/I), expressa o poder do solo para tamponar a solução contra mudanças na atividade do K (Figura 36). Solos com alto teor de argila tem uma curva Q/I inclinada, onde uma grande mudança em K_{troc} irá causar somente uma pequena mudança na atividade de K (bem tamponado) e solos com baixo teor de argila tem uma curva Q/I menos inclinada, mais plana, indicando que uma relativamente pequena mudança nos resultados de K_{troc} resulta em grandes mudanças na atividade de K. A curva Q/I é reta somente sobre parte da figura, tornando-se mais curva à medida que o solo é exaurido de K, o que expressa o fato que K permanecendo nos coloides é retido em locais com alta afinidade

* Esta constante inclui o coeficiente de Gapon (kg) e a CTC do solo.

por K (p.e. franjas e locais entre camadas).

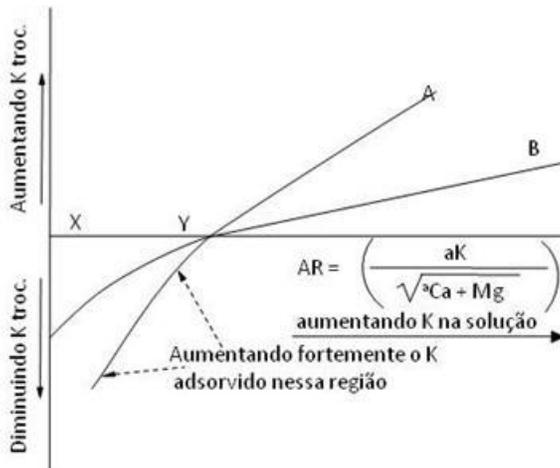


Figura 36. Relações Q/I em solos contrastantes. A: Solo bem tamponado (alto em argila, alta CTC), **B:** Solo pouco tamponado (baixo em argila, baixo CTC). **X:** K trocável (K troc.) em solo natural. **Y = AR** (relação de atividade) do solo natural.

Consequentemente, a relação Q/I expressa tanto diferenças no conteúdo dos colóides como diferenças na natureza dos minerais de argila.

Solos ácidos não são dominados por Ca^{2+} e nestes, o tipo de relacionamento descrito anteriormente não funciona a menos que a concentração de Al^{3+} seja também levada em conta. Isso é o caso de muitos solos dos trópicos.

A consequência da interação das afinidades de adsorção de diferentes íons e seu comportamento com diluição na solução do solo é que, na maioria dos climas temperados, Ca e Mg são mais fortemente retidos no colóide do que íons de K e Na (Figura 31). Íons de Na são lavados com certa facilidade o que é importante na

dessalinização de brejos salobros e na prevenção de aumento de Na no solo pelo uso de fertilizantes contendo esse elemento.

Processos de troca nos solos não dependem apenas da adição e remoção de cátions, mas igualmente, do teor de água que é significativo para controlar a disponibilidade relativa para as plantas de cátions mono e bivalentes na estação das chuvas e da seca (→ 6.4.3).

A relação de íons adsorvidos varia com o tipo do colóide, sendo os íons Ca e Mg retidos de modo relativamente forte pelos colóides orgânicos, íons de K e NH_4 particularmente pelas ilitas, minerais de transição e vermiculitas. Isto afeta a disponibilidade de nutrientes para as plantas.

3 3 1 1 7 Teoria da Troca de Cátions

O tipo de relacionamento descrito anteriormente e outros envolvendo o uso de coeficientes de seletividade dá, dentro de limites razoáveis, uma descrição razoável do comportamento dos solos em relação à troca de cátions. Muitos trabalhos têm sido desenvolvidos tentando explicar os princípios fundamentais envolvendo troca de cátions e um número de modelos têm sido propostos. Alguns destes como a teoria de Donnan ou a teoria da dupla camada difusa de Stern-Gouy tem se mostrado válidas para sistemas “ideais” (*p.e.* usando resinas sintéticas ou algumas argilas puras), mas não para troca de cátions em solos naturais que mostram

as seguintes anomalias.

Solos são *polifuncionais*, i.é. os diferentes lugares de troca mostram diferentes propriedades (p.e. como locais entre superfícies planares, arestas e entrecamadas, → 3.3.1.1.6). Existem vários efeitos de cargas permanentes nos octaedros e nos tetraedros, e diferenças entre os grupos minerais Si-OH e os grupos COOH e OH dos compostos orgânicos.

Histerese (Grego = retardamento ou atraso). A relação Q/I para diminuição do teor de um cátion, frequentemente difere daquela obtida pela adição daquele íon por causa da restrição parcial e atraso na obtenção do equilíbrio nas posições das arestas e das entre camadas dos minerais de argila e nos locais internos em substâncias húmicas; existe uma retenção preferencial de íons já adsorvidos contra troca para a solução.

Instabilidade estrutural. Alguns minerais de argila (minerais de transição, vermiculita, montmorilonita de illita) colapsam na presença de K^+ e NH_4^+ (→ 3.3.1.1.4) e isso altera suas características de troca.

3 3 1 2 Troca de Ânions

Apesar de existirem cargas positivas em minerais de argila, hidróxidos e substâncias orgânicas, locais de cargas negativas são muito mais numerosos de modo que a capacidade de troca de ânions (CTA) é menor em comparação a capacidade de troca de cátions, e as reações de troca envolvendo ânions são de menor importância do

que aquelas envolvendo cátions.

Minerais de argila. Com valores baixos de pH, íons OH^- dissociam-se de grupos Al-OH nas arestas quebradas (Figura 32) e tornam-se trocáveis. Também íons de H^+ podem ser adicionados a estes locais ($\text{AlOH} + \text{H}^+ = \text{AlOH}_2^+$) e ânions são atraídos pela carga positiva.

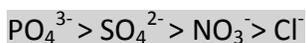
Hidróxidos de ferro e alumínio têm comportamento semelhante, íons OH^- dissociando de, ou íons H^+ sendo adicionados aos grupos Fe-OH e Al-OH na superfície de hidróxidos recentes.

Substâncias húmicas. Seus grupos =NH e $-\text{NH}_2$ podem atrair íons H^+ , formando cargas positivas.

Por causa das cargas positivas aumentarem com diminuição do pH, a capacidade de troca de ânions, como a CTC, é dependente do pH, mas em sentido contrário.

Os principais *ânions trocáveis* são os íons PO_4 , SO_4 , NO_3 e Cl , também ânions orgânicos como malato e citrato, e, entre os micronutrientes MnO_4^{2-} e $\text{B}(\text{OH})_4^-$. Elementos potencialmente tóxicos, como As, F e Se, podem ser adsorvidos como arsenato, fluoreto e selenato ($\rightarrow 7$).

A afinidade de troca e a energia de ligação dos ânions, como a dos cátions, dependem da hidratação e valência e diminuem pela ordem:



Íons PO_4^{3-} e SO_4^{2-} são adsorvidos em quantidades significativas enquanto NO_3^- e Cl^- são retidos muito fracamente e, assim, ocorrem no solo quase totalmente na solução do solo sendo muito susceptíveis à lixiviação. Íons PO_4^{3-} em realidade somente existem em

condições alcalinas e, em solos neutros e ácidos, os fosfatos ocorrem principalmente na forma de íons HPO_4^{2-} e H_2PO_4^- , mas seu comportamento de troca é muito semelhante àquele do PO_4^{3-} . Íons SO_4^{2-} são adsorvidos de modo apreciável somente em solos ácidos ($\text{pH} < 5,5$).

A *capacidade de troca de ânions* (CTA) de solos da Europa Central variam de $0,5\text{-}2 \text{ cmol}_c \text{ 100 g}^{-1}$, dependendo do teor de argila, húmus e hidróxidos; em solos tropicais com alto teor de caulinita, alofana e hidróxidos, chega a $20 \text{ cmol}_c \text{ 100 g}^{-1(*)}$.

Adsorção de PO_4 pode ser irreversível com a formação de ligações muito fortes com o colóide, resultando na *fixação de fosfato*. Sob condições de pH baixo são formados fosfatos de Al- e Fe-, e sob pH elevado formam-se fosfatos de Ca tornando o P não disponível para as plantas.

3 3 2 pH do Solo

A reação de um solo, ácida, neutra ou alcalina, é expressa como pH que indica a concentração de íons de hidrogênio, ou, mais corretamente, a atividade do íon H^+ da solução do solo expressa

(*) NT. A CTA de solos tropicais ocorre devido a presença de caulinita em solos ácidos não corrigidos e, principalmente, aos óxidos de Fe e Al, os quais geram cargas variáveis positivas em valores normais de pH dos solos. Isso contribui para a alta fixação de fósforo em solos tropicais ácidos. É importante salientar, ainda, que a CTA de solos tropicais aumenta com a profundidade do solo, visto que a camada subsuperficial do solo encontra-se mais afastada da influência das cargas negativas da matéria orgânica depositada na superfície. Esse fenômeno tem grande influência na retenção de sulfato, nitrato e cloreto em camadas mais profundas do solo.

como o logaritmo negativo : $\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$. Na verdade, íons H^+ são usualmente hidratados com uma molécula H_2O para formar o oxônio H_3O^+ ou com quatro moléculas para formar os íons hidrônio ($\text{H}(\text{H}_2\text{O})_4^+$).

Para boa reprodutibilidade, as medidas do pH são usualmente feitas em suspensões com um eletrólito diluído (principalmente CaCl_2 0,01 M) ao invés de água; isto dá valores de 0,3 a 1,0 unidades de pH mais baixo (média de 0,6) do que o pH em água por causa da troca do em suspensões com eletrólitos diluídos (na maioria das vezes CaCl_2 íon Ca^{2+} pelo H^+ adsorvido).

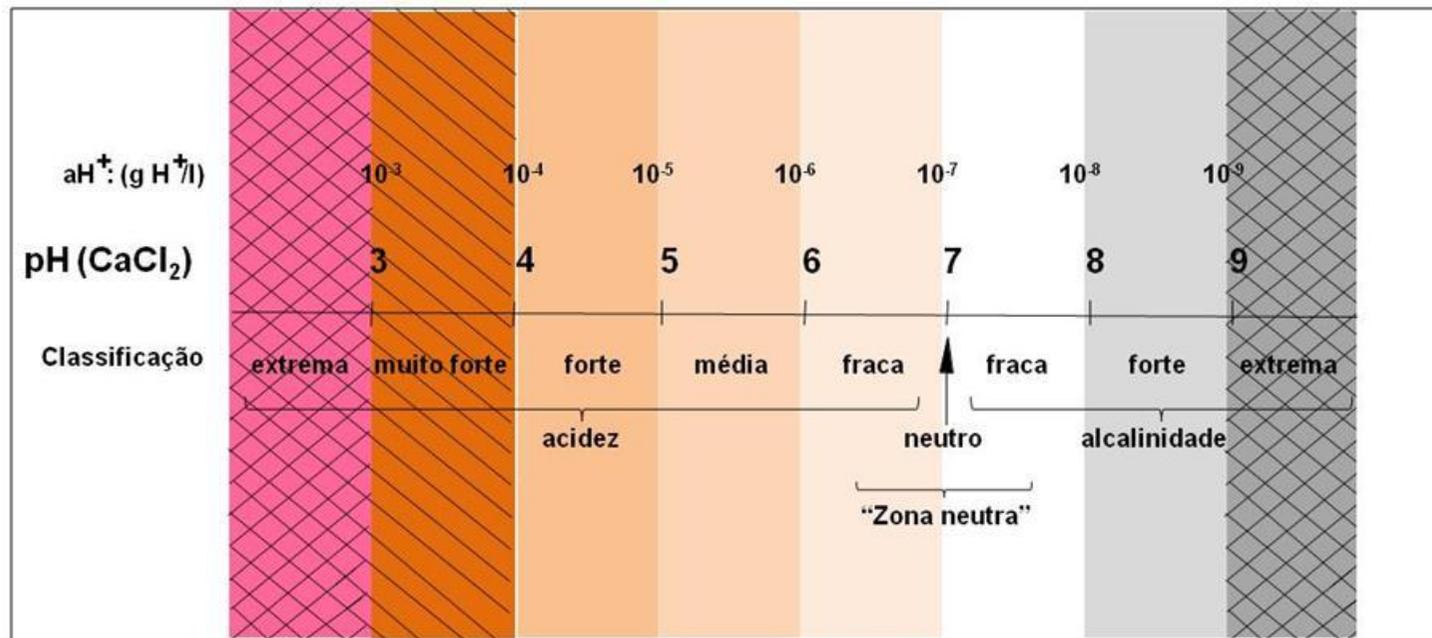
Termos de descrição do pH, aplicáveis aos solos com diferentes pH's, são dados na Tabela 16.

Em geral, a acidez do solo é um problema mais frequente do que a alcalinidade. O pH de solos da Europa Central, por exemplo, se situa entre 3 e 8, mais frequentemente 5-6,5. Alcalinidade é um problema sério em áreas áridas com solos salinos e sódicos (\rightarrow 5.1.3.2).

A *acidez ativa* (atual) é devida aos íons H^+ na solução do solo. A *acidez potencial* (medida em cmol_c 100 g^{-1} de solo) é devida aos íons H e $\text{Al}^{(*)}$ adsorvidos nos colóides e estes se tornam em acidez ativa quando os íons H^+ e Al^{3+} são trocados para a solução. Íons de Al contribuem para a acidez porque, após a troca, eles produzem íons de H^+ (de modo simplificado: $\text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}[\text{OH}]_3 + 3\text{H}^+$).

^(*) Íons de Al somente aparecem em pH ácido (< 5) se o Al for removido da estrutura dos silicatos de Al ou dos óxidos e hidróxidos pelo ataque do íon H .

Tabela 16. Concentração de íons de H⁺, pH (CaCl₂) e termos descritivos aplicados a solos.



Uma vez que H e Al estão em equilíbrio com íons H^+ na solução, existe uma relação relativamente próxima entre a saturação de (H + Al) e pH assim como existe uma relação entre % de saturação por bases (\rightarrow 3.3.1.1; Figura 37) e pH. Solos extremamente ácidos com próximo a 100% de saturação de H + Al aproxima-se do mesmo valor de pH que ácido acético 0,01N, *i.é.* pH 3,5.

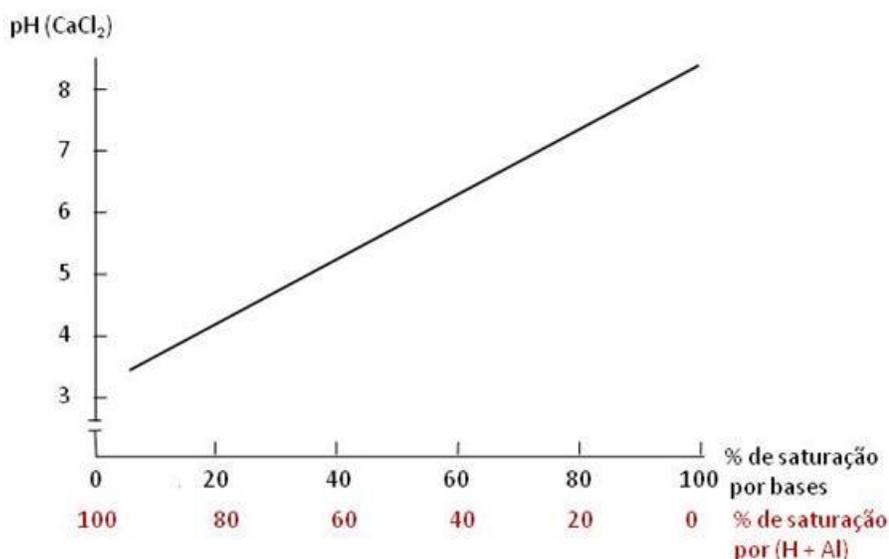


Figura 37. Relação entre saturação por bases ou saturação por (H + Al) e pH (bastante generalizada).

3 3 2 1 **Princípios da Reação do Solo**

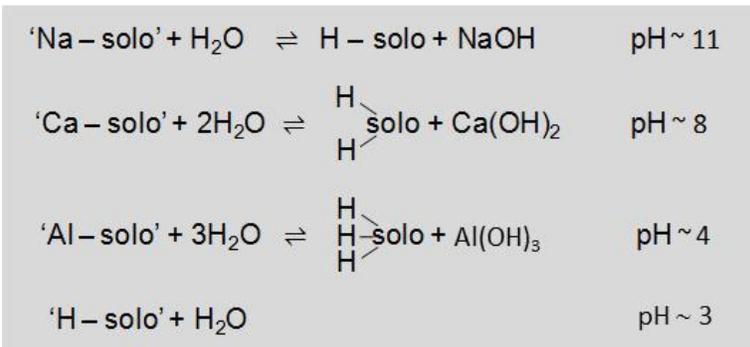
Colóides do solo podem ser considerados como sais de ácidos fracos com bases fracas para fortes ($Al[OH]_3$ para $NaOH$), as quais podem ser hidrolisadas (\rightarrow 2.1.2.1.2). Como ilustrado no modelo simples a

Tabela 17. pH da água em equilíbrio com ar de vários teores de CO₂.

	Volume de CO ₂ (%)	pH
Atmosfera	0,03	5,6
	0,3	5,2
Ar do solo	1,0	5,0
	10,0	4,5

seguir, a hidrólise (na ausência de CO₂, Tabela 17) de diferentes íons simples retidos no colóide (homoiônico), resulta em muito diferentes valores de pH na solução; tais condições não se aplicam em solos naturais que sempre contém uma mistura de cátions (Figura 31):

O pH elevado dos solos sódicos é resultado de mudança do equilíbrio para a direita (Na trocável retido fracamente) e forte dissociação do NaOH. O pH baixo em solo com Al é devido a menor hidrólise e dissociação mais fraca do Al(OH)₃ com mais íons ativos de H⁺ na



solução. Solos com K são semelhantes aos solos com Na e solos com Mg são semelhantes aos solos com Ca. O pH dos solos naturais varia de acordo com as proporções de íons de Na, K, Ca, Mg, Al e H nos

colóides (Figura 31).

3 3 2 2 **Causas da Acidez do Solo**

A acidez do solo é causada pela produção de íons H^+ e a correspondente lavagem de cátions básicos. Em primeiro lugar, o pH do solo mineral é determinado pelo teor de bases no material de origem (\rightarrow 2.1.1, Tabelas 1 e 2). Bases são liberadas pela intemperização e a CTC dos colóides é saturada em vários graus. Outras coisas como clima, idade do solo, etc., sendo iguais, o pH diminui:

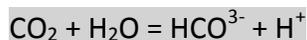
Em rochas ígneas: basalto > diorito > granito

Em sedimentos: calcário > argila de depósitos glaciais > areia eólica

3 3 2 2 1 **Produção de íons H^+**

Estes íons aparecem de:

a) *Produção de CO_2 na respiração* de organismos do solo e raízes das plantas:



O ar do solo pode ter um alto teor de CO_2 que reduz marcadamente o pH em solo pouco tamponado (\rightarrow 3.3.2.3, Tabela 17), e irá reduzir o pH em um solo bem tamponado em 0,5 a 1 unidade, mas nunca abaixo do pH 5,5 - 6,0.

b) *Produção de H^+ pelas raízes das plantas* (\rightarrow 3.3.2.2.2).

c) *Humificação* da matéria orgânica produzindo ácidos fúlvicos e

húmicos (→ 2.2.4, Tabela 12). Isto tem mais efeito do que CO_2 e valores extremos de $\text{pH} < 3$ podem ser atingidos em turfas distróficas ou solos com muita matéria orgânica decomposta e espodossolos.

d) **Oxidação** de S reduzido e compostos de N para H_2SO_4 e HNO_3 , respectivamente, por intemperização (→ 2.1.2.1.2) ou oxidação biológica (→ 2.2.1.1). Em condições extremas, *p.e.* na oxidação de sulfetos acumulados em lamas marinhas de solos de manguezais (→ 5.1.4.2.1) todo CaCO_3 é dissolvido e o pH pode atingir menos que 2,5. Íons H^+ também são produzidos pela oxidação de compostos reduzidos de Fe e Mn (→ 3.3.3).

e) **Poluição** por SO_2 , NO_2 e F emitidos por fábricas e outras fontes são dissolvidos na água de chuva (→ 7). O pH médio da água de chuva em áreas industriais é < 4 em comparação com água de chuva limpa, contendo apenas CO_2 que apresenta pH de 5,6 (Tabela 17).

f) **Adubação** com fertilizantes ácidos como superfosfatos e sulfato de amônio.

3 3 2 2 2 Perdas de Cátions Básicos

Íons de H^+ liberam cátions básicos dos colóides, mas, a diminuição é severa somente quando os cátions liberados são removidos por:

a) **Lixiviação** na água que percola através do solo. As perdas são maiores em solos altamente permeáveis e com grande intensidade de chuvas.

b) **Absorção de nutrientes** pelas plantas que absorvem os cátions

básicos que necessitam por íons H^+ excretado pelas raízes. Nos solos naturais a diminuição do pH não é intensa porque os cátions voltam ao solo na liteira através do ciclo de nutrientes. As perdas podem ser sérias em cultivos intensivos se os nutrientes não forem repostos por meio de esterco, fertilizantes e calcários.

Acidez do solo pode ser *corrigida* pela aplicação de corretivos da acidez (*p.e.* calcários, dolomitas, etc.) para neutralizar os íons de H^+ pelos íons OH^- e, ainda, suprir Ca e Mg, ou pelo uso de fertilizantes básicos, *p.e.* $Ca(NO_3)_2$, $NaNO_3$, nitrato de cálcio e amônio.

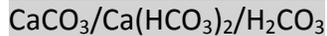
3 3 2 2 3 **Mudança do pH com a Profundidade no Solo**

Como a produção de íons de H e as perdas de cátions são maiores no solo superficial com húmus, camada com maior penetração das raízes do que as camadas subsuperficiais do solo (\rightarrow 4.32) e, em climas úmidos, a água se movimenta para baixo, o pH tende a aumentar em profundidade no solo. Isto não ocorre em climas áridos ou em solos calcariados em excesso. O gradiente de pH é mais acentuado em solos formados de materiais de origem mais básicos, *p.e.* em terras castanhas formados em margas de glacial, o pH aumenta de 5,6 para 7,6 e em espodossolos de areia de depósitos glaciais de 3,8 para 4,3.

3 3 2 3 **Capacidade Tampão**

A solução é tamponada quando a adição de H^+ ou OH^- causa pequenas mudanças no pH. Exemplos de sistemas tamponados

simples, são as misturas de ácidos fracos com os seus sais tais como:



Enquanto ambos os sistemas anteriores (mas não H_3PO_4) existem nos solos e exercem alguma função, os tamponantes mais importantes no solo são os colóides minerais e orgânicos (\rightarrow 3.3.1.1.6) que podem ser considerados como misturas de 'ácidos de solos' fracos e seus 'sais'.

A concentração de íons H^+ na solução do solo é diminuída pela troca com íons de Ca, Mg, K e Na adsorvidos. Quando calcário é adicionado, os íons OH^- resultantes são primeiro neutralizados pelo H^+ na solução e então pelos íons H^+ liberados dos locais de troca pelo Ca^{2+} . Em relação a este mecanismo, o efeito da calagem difere bastante de acordo com a CTC. Assim, um solo arenoso (baixa CTC) pode necessitar de apenas 1 tonelada de calcário por hectare para elevar o pH de 5 para 6 enquanto um solo de textura média (alta CTC) poderia precisar de 5 toneladas para produzir o mesmo efeito.

A **capacidade tampão para pH** depende da CTC e da saturação de bases (contra íons de H^+) e saturação de $\text{H} + \text{Al}$ (contra íons OH^-).

A capacidade do solo em relação ao tamponamento é importante porque as plantas são mais sensíveis a mudanças bruscas do pH em relação à disponibilidade de nutrientes (\rightarrow 3.324) do que nos efeitos diretos da acidez.

3 3 2 4 **Significância do pH**

O pH tem influência marcante em todos os processos químicos, biológicos e físicos, nos solos e em suas propriedades:

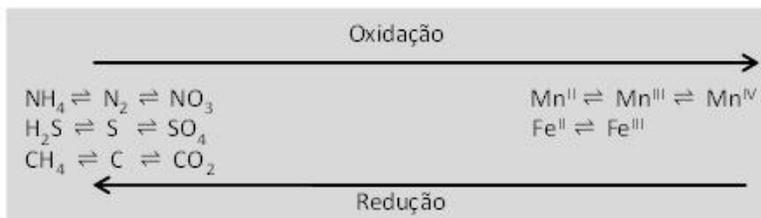
a) *Pedológicas*. O pH influencia os processos envolvidos na formação, desde as transformações dos materiais de origem minerais e orgânicos (→ 2.1.2; 2.2.3) até os processos de desenvolvimento dos solos (→ 4.2).

b) *Ecológicas*. Os efeitos mais importantes do pH se referem à eficiência no uso de nutrientes.

Os efeitos do pH nas propriedades e processos do solo, inclusive a disponibilidade de nutrientes, são resumidos na Figura 38. É aparente que as melhores condições (ou menos danosas) são encontradas em diferentes associações de plantas ou diferentes sequências de culturas, tem exigências particulares e tolerância variável para condições adversas, por exemplo: coníferas e florestas decíduas, pastagens e culturas anuais.

3 3 3 **Propriedades Redox dos Solos**

Os solos contêm vários sistemas reversíveis de oxidação-redução, de modo simplificado: sistemas '*redox*'. São exemplos:



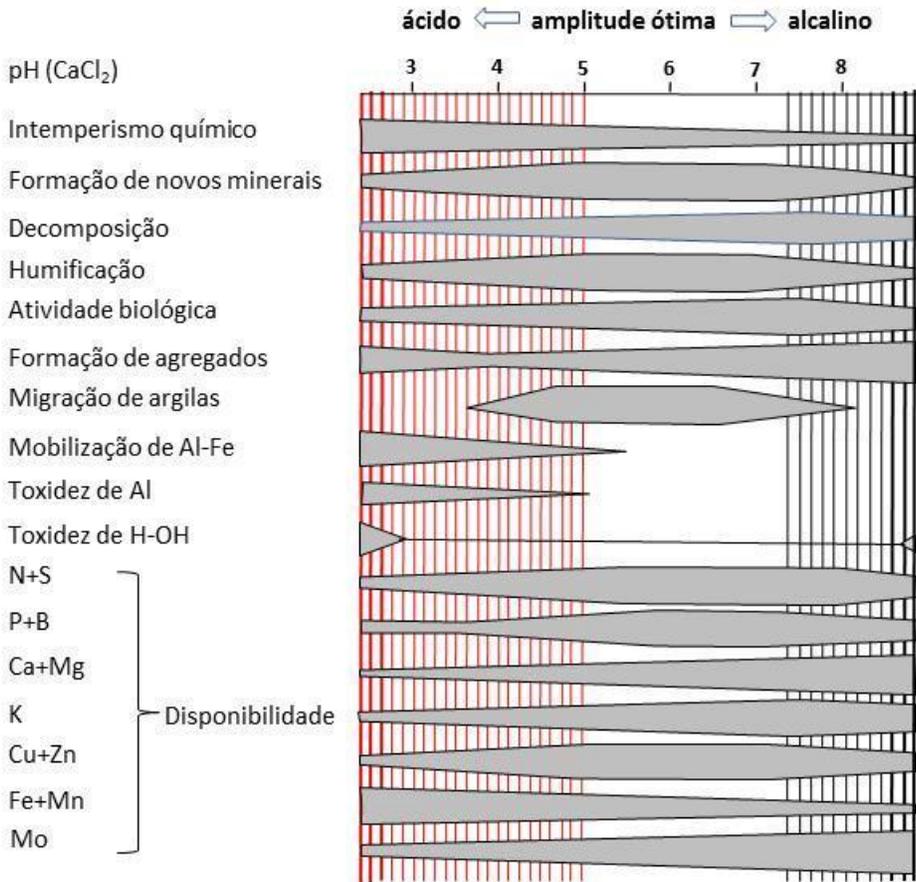
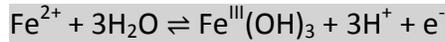


Figura 38. Conexão entre pH e fatores pedológicos e ecológicos (largura das faixas representa a intensidade do efeito ou grau de disponibilidade do nutriente).

Oxidação = ganhos de oxigênio, perdas de hidrogênio, aumento em valência, *i.é.* liberação de elétrons (e^-).

Redução = o reverso, *i.é.* entrada de elétrons.

Na maioria dos sistemas, a oxidação não apenas perde elétrons, mas também produz íons H^+ , enquanto para redução, são requeridos íons H^+ . Por exemplo:



Consequentemente, as reações redox envolvem uma mudança no pH.

O *potencial redox* (E) é definido como o potencial elétrico (em milivolts - mV) que resulta da transferência de elétrons de um doador para um receptor e especifica o poder de oxidação ou de redução do sistema redox, *i.e.* o trabalho elétrico realizado. Isto é referido na *equação de Nernst* como o potencial padrão (E_o) e a relação de atividade (mol L^{-1}) dos parceiros do redox:

$$E = E_o + \frac{0,059}{n} \cdot \log \frac{a_{\text{ox}}}{a_{\text{red}}}$$

onde: E_o é o potencial padrão do sistema a 25 °C, pH 0 e concentração molar dos parceiros de 1 e referente ao potencial do sistema $\text{H}_2 \rightleftharpoons 2\text{H}^+ + 2\text{e}^-$ que é convencionalmente colocado a 0 mV e n é o número de elétrons tomando parte na reação. Quanto maior for o potencial, maior será o poder de oxidação do sistema. Nos sistemas mencionados anteriormente, a facilidade da redução dos estágios de oxidação diminuem na seguinte ordem (diminuição do potencial redox):

nitrato > óxido de Mn > óxido de Fe > sulfato > C orgânico

O potencial redox total de um solo é a soma dos potenciais de todos os sistemas presentes e podem variar de -300 mV (fortemente reduzido) a + 800 mV.

O potencial redox é alto em solos bem aerados, com muito O_2

dissolvido na solução do solo e com uma alta proporção de compostos oxidáveis (óxidos de Fe e Mn, hidróxido, nitrato, sulfato), *i.é.* solos bem drenados com lençol freático baixo e baixos teores de matéria orgânica de fácil decomposição.

O potencial redox é baixo em solos deficientes em O_2 com muitos compostos reduzidos (Fe^{II} , Mn^{II} , NH_4^+ , S_2^-) e matéria orgânica de fácil decomposição, *i.é.* especialmente em solos hidromórficos (\rightarrow 5.1.4). Em solos não hidromórficos, o potencial redox do solo superficial com húmus é usualmente menor do que no subsolo. Baixo potencial redox é parcialmente causado por microrganismos aeróbicos consumindo O_2 , mas, principalmente, por organismos anaeróbicos também usando compostos orgânicos como doadores de elétrons mas compostos orgânicos e inorgânicos oxidados com receptores de elétrons (ao invés de O_2).

Solos com altos teores de substâncias que podem ser oxidadas ou reduzidas são equilibrados, *i.é.* bem tamponados contra mudanças severas no potencial redox em qualquer direção.

Efeitos das reações redox no pH

Uma vez que íons H^+ são produzidos por oxidação, o pH diminui com o aumento do potencial redox. Em teoria, a mudança deveria ser de 59 mV para cada unidade de pH mas nos solos o valor real varia entre 50 e 100 mV (média de 80 mV). Isto é importante quando se compara os potenciais redox do solo com diferentes pH's.

O potencial redox tem *significância pedológica* no intemperismo

oxidativo (→ 2.1.2.1.2), decomposição da matéria orgânica (→ 2.2.3.1) e cor do solo (→ 3.2.4). Também é importante na pedogênese (→ 4.2) particularmente na mobilização, transporte e imobilização de compostos de Fe, Mn e S em espodossolos e solos hidromórficos (→ 5.1.3.1; 5.1.4).

O potencial redox tem *significância ecológica* uma vez que ele afeta a eficiência do uso de nutrientes (→ 6.4) especialmente a disponibilidade de nutrientes para as plantas. Então, Fe e Mn são disponíveis somente na forma reduzida, S e Mo somente na forma oxidada, enquanto o N é igualmente em ambas as formas (NH_4^+ ou NO_3^-). Além disso, a disponibilidade de P é aumentada pela redução de complexos de hidróxidos-fosfato férricos com liberação do fosfato solúvel.

4 O Desenvolvimento dos Solos

Diferenciação do Perfil do Solo

Intemperismo e decomposição fragmentam os materiais de origem mineral e orgânica dos solos e novos materiais são formados. (→ Capítulo 2). Os resíduos desses processos de desintegração das novas substâncias formadas combinam para formar o corpo total do solo com agregados naturais (→ Capítulo 3) formando um pédon (Figura 2). Este capítulo descreve como vários fatores operam durante a pedogênese para produzir diferentes tipos de solos que possuem propriedades características (ou diagnósticas).

Pedogênese (a formação e o desenvolvimento dos solos) abrange os processos de formação dos solos, os quais são determinados por fatores do ambiente, resultando nas propriedades de um solo 'maduro'. As propriedades são mostradas no perfil do solo que é característico do tipo de solo.

FATORES \rightleftharpoons PROCESSOS \rightleftharpoons PROPRIEDADES

As propriedades visíveis e mensuráveis dos horizontes do perfil (Figura 2) permitem a visualização dos processos que ocorrem na história da formação do solo e os fatores que operam para controlar os processos.

4 1 Fatores na Pedogênese

Os fatores mais importantes no desenvolvimento dos solos naturais são: *rochas matrizes, relevo, clima, vegetação e tempo*. Em solos cultivados o *homem* também é um fator. Todos esses fatores operam e interagem (Figura 39) durante longos períodos de *tempo*.

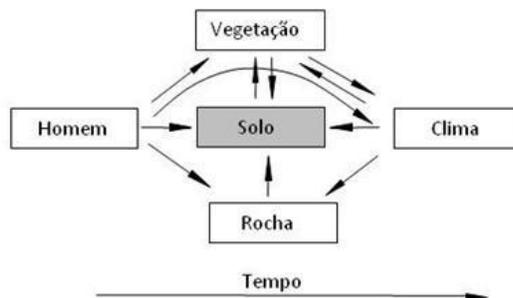


Figura 39. Interação de fatores na pedogênese.

4 1 1 Rocha Matriz

Rocha é o material de origem da matéria mineral do solo (→ 2.1). Quanto mais perto o desenvolvimento ocorreu, mais estreita é a relação entre rocha matriz e propriedades do solo (solos litomórficos [→ 5.1.2]). As propriedades do material de origem também influenciam a taxa de desenvolvimento do solo, quão longe ele pode progredir e a extensão em que outros fatores o afetam. Existem três grupos principais de características das rochas: composição química e mineral, propriedades físicas (estrutura e granulometria) e relevo (propriedade superficial) da superfície das rochas.

4 1 1 1 Composição Química e Mineral

Em rochas *silicatadas* com estrutura e distribuição de tamanho de partículas comparáveis, o desenvolvimento do solo é tão mais lento quanto mais cátions básicos (Ca, Mg, K, Na) são liberados pela intemperização dos vários minerais (Tabelas 1 e 2); se contrapondo à acidez (→ 3.3.2.2) que acelera o desenvolvimento. Assim, a velocidade de desenvolvimento é:

Gabro < Granito Arenito calcário < Arenito

Basalto < Riolito Margas < Sedimentos não consolidados

Rochas predominantemente *calcárias ou quartzíticas* dificultam o desenvolvimento normal do solo. A solução e remoção dos carbonatos é um precursor necessário para a formação do solo em rochas calcárias, enquanto o *quartzito* (SiO₂) é muito estável em

relação ao intemperismo e, se não existirem silicatos instáveis não existirão produtos móveis da intemperização que são necessários para a diferenciação do perfil.

A composição química e mineral das rochas, por sua vez, influencia o *tipo* de vegetação que se localiza sobre o solo em desenvolvimento: substratos ácidos e pobres em nutrientes favorecem gramíneas de folhas finas, arbustos de porte baixo e coníferas; substratos ricos em nutrientes favorecem as gramíneas mais exigentes, ervas e arbustos decíduos e árvores.

4 1 1 2 Estrutura e Tamanho de Partículas

Rochas **compactas** são mais resistentes ao intemperismo e aos processos de formação dos solos do que os sedimentos não consolidados. Entre as rochas *compactas*, aquelas cristalinas e de cristais mais grosseiros intemperizam mais facilmente do que as rochas de estrutura fina (granito > riolito; gabro > basalto). Metamorfitos bem estratificados e sedimentos intemperizam mais rapidamente do que os não estratificados, especialmente quando as camadas são muito inclinadas (→ 2.1.2.1).

Entre os sedimentos **não consolidados**, o tamanho das partículas determina a permeabilidade (→ 2.3.2.1). Textura grossa (areia) favorece a percolação e, conseqüentemente, o transporte de materiais, enquanto granulação fina (argila) diminui a percolação, favorece o escoamento superficial da água e pode causar condições

de estagnação no solo.

A distribuição do tamanho de partículas também afeta a *vegetação*: solos de textura média – sob determinadas condições climáticas – encorajam o crescimento misturado de gramíneas, ervas, arbustos e árvores decíduas. Textura grossa (areia) favorece floresta de coníferas, enquanto a textura fina encoraja gramíneas.

4 1 1 3 **Relevo**

A altitude da superfície da terra, sua inclinação e face exposta (para o N, S, L e O) afeta a relação entre a superfície da rocha (ou superfície do solo) e o lençol freático, suscetibilidade à erosão e movimento lateral da água no solo. O relevo também influencia o 140 e, conseqüentemente, a vegetação (Figura 40).

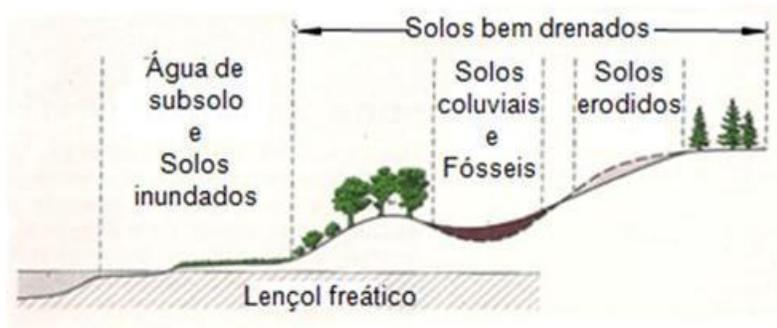


Figura 40. Efeito do relevo na formação do solo.

A profundidade do *lençol freático* determina se a diferenciação do solo ocorre fora da influência da zona de saturação ou inundação ou se a saturação por água (com ou sem inundação) é uma influência dominante (solos hidromórficos [→ 5.1.4.2. Tabela 20]).

A *erosão* remove solo ou fragmentos de rocha com o escoamento da água. Quanto maior a declividade e menos permeável for o solo, maior o efeito erosivo das chuvas.

Erosão laminar ocorre em declives sem vegetação e restringe enormemente o desenvolvimento do solo; o material do solo solto é removido e declives acentuados podem exibir apenas os estágios iniciais da formação do solo, ou mesmo rocha sem vegetação. Em menores declividades, formação do solo e remoção do mesmo pode estar em equilíbrio de modo que o desenvolvimento do solo é impedido. O material é carregado pela erosão para a parte baixa do declive e aterro pode cobrir o solo original (*solos fósseis* [→ 4.1.5, Figuras 40, 45) e a formação do solo pode ser renovada neste material depositado, dando formação aos *solos coluviais*. Quando solos intemperizados são expostos à erosão, *p.e.* em florestas derrubadas, isso resulta em *perfis truncados* (com o solo superficial removido).

Erosão em sulcos, voçorocas e erosão subterrânea podem também ocorrer.

Erosão eólica (deflação) também depende do relevo e ocorre principalmente em grandes planícies sem cobertura vegetal ou outra forma de proteção. Este tipo de erosão tem alguma influência no desenvolvimento do solo porque remove predominantemente silte e areia fina que são depositados em outros solos.

Efeito do relevo no microclima e vegetação. A entrada de energia

radiante (luz do sol) varia com o gradiente e orientação do declive. Isto afeta temperatura e evaporação e, frequentemente, distribuição das chuvas. Consequentemente, os efeitos do microclima e vegetação no desenvolvimento do solo (→ 4.1.2; 4.1.3) são modificados. Na Europa, a face sul das encostas são mais quentes e mais secas do que a face norte, a face oeste é geralmente mais úmida do que a face leste e o resultado geral é que os processos de formação dos solos são geralmente mais intensos com exposição noroeste.

4 1 2 **Clima**

O clima influencia diretamente a temperatura do solo e as relações solo-água, o que acarreta efeitos indiretos na vegetação. Veja também vento (→ 4.1.1.3).

4 1 2 1 **Temperatura**

A energia radiante afeta a rocha e a temperatura do solo (→ 3.2.3) e, em consequência, a taxa de intemperismo (→ 2.1.2.1) e decomposição (→ 2.231). Todos os processos biológicos, químicos e físicos são dependentes da temperatura.

A temperatura tem efeitos indiretos importantes nas perdas de água pela *evaporação* da superfície do solo e pela *transpiração*. A *evapotranspiração* combinada aumenta com a elevação da temperatura e diminui com a redução de saturação do vapor d'água,

assim, a temperatura afeta as relações hídricas.

4 1 2 2 Água

Os processos envolvendo água, cuja fonte é a precipitação, são ilustrados na Figura 41 (veja também a Figura 25).

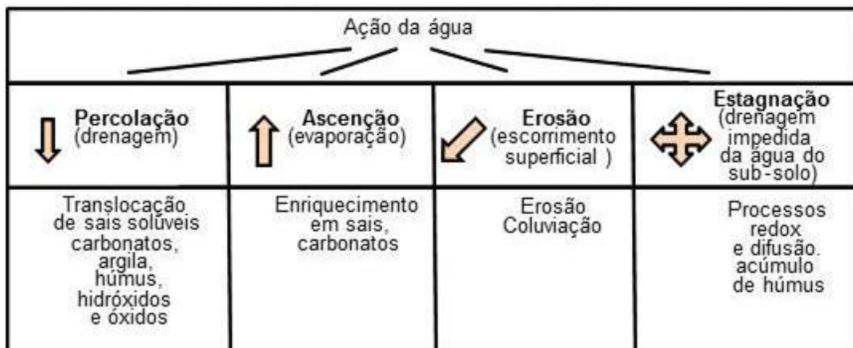


Figura 41. A água como um fator de desenvolvimento do solo.

Água é essencial para todos os processos de transformação biológicos, químicos e físicos (intemperização, neoformação de minerais, decomposição, humificação, formação de agregados, troca de íons, processos redox). Ela afeta a diferenciação dos perfis através da: *percolação* (chuva > evaporação), *ascensão capilar* (evapotranspiração potencial > chuvas), *erosão* superficial, *alagamento* e todos esses afetam o processo de translocação (→ 4.2.2).

4 1 2 3 Influência Geral do Clima

Vários critérios (principalmente temperatura, chuvas e suas variações

sazonais) distinguem os climas como: *árido* ou *úmido*, *marítimo* ou *continental*, *nival* (i.e., com neves perenes), *temperado* ou *tropical* e *intermediário*.

A extensão pela qual o clima influencia a formação do solo e a diferenciação do perfil (veja solos *climafitomórficos* [→5.1.3]) depende se e em que extensão a água penetra dentro do solo ou se, pela grande evaporação, a água se eleva das camadas profundas do solo ou do lençol freático. Isto pode ser expresso como *índice de umidade* que pode tanto ser a *diferença* entre pluviosidade média anual (precipitação P) e a média anual da evapotranspiração potencial E (evaporação em mm ou como $L \cdot m^{-2}$ de uma superfície de água livre ou solo saturado com água e sem cobertura vegetal) ou como uma *relação* P/E. Se $P/E > 1$, isto significa que a água infiltra durante a maior parte do ano (embora ela possa subir durante os curtos períodos de seca). O contrário significa que a evaporação domina durante a maior parte do ano com a ocorrência de curtos períodos encharcados quando a água infiltra. O contrário significa que a evaporação domina durante a maior parte do ano com curtos períodos encharcados quando a água infiltra. O índice de umidade é somente um índice grosseiro do potencial do efeito climático, mostrando quão fortemente encharcado o solo pode ser, mas a real penetração de água no solo depende da possibilidade de infiltração (uma menor proporção da chuva total pode penetrar com chuvas pesadas), da capacidade de retenção de água e da permeabilidade do

solo (→ 2.3) e como estes aspectos se relacionam com a evapotranspiração atual de solos e plantas.

4 1 3 Vegetação

Isto não é um fator independente como material de origem e clima e sim resulta da interação entre rocha, clima e solo (Figura 39). O tipo de vegetação é determinado pelo clima sobre grandes áreas, e, então, as principais zonas climáticas correspondem com as características dos principais tipos de vegetação da tundra ao norte, através de coníferas, florestas decíduas, estepes, savanas, semidesertos e desertos até as florestas das regiões chuvosas nos trópicos úmidos.

Apesar de a vegetação depender, primeiramente, do clima ela, por si mesma, tem efeitos específicos no desenvolvimento do solo:

a) Ela fornece a matéria orgânica original do solo (→ 2.2.2). Formas *diferentes de húmus* são originadas de tipos diferentes de vegetação (→ 2.2.5). Estas são resultado dos processos de formação do solo, mas influenciam, por si mesmo, um desenvolvimento adicional, *p.e.* húmus cru (substâncias húmicas móveis e ácidas) aceleram, húmus doce (substâncias orgânicas neutras e mais estáveis) atrasam o desenvolvimento do solo.

b) A vegetação tende a amenizar os efeitos de temperatura e umidade extremas, afetando o *microclima* no solo e, via transpiração e interceptação da água de chuva, afeta a quantidade de água que

percola através do solo.

c) A cobertura vegetal protege a superfície do solo contra a **erosão**, **degradação** e **lixiviação** de nutrientes. As plantas levam os nutrientes das partes baixas do solo e retornam os mesmos para a superfície como serrapilheira (conservação no *ciclo de nutrientes*).

A vegetação também afeta a fauna do solo que contribui para a matéria orgânica e afeta os processos de formação do solo (→ 2.2.3; 4.2.2.5). Animais vivendo acima e fora do solo tem apenas uma pequena influência.

4 1 4 A Influência do Homem

O homem afeta o solo diretamente pelo cultivo, e indiretamente influenciando a vegetação, o clima, o relevo e o material de origem (solos *antropomórficos*; → 5.1.5 e Figura 39). Ele pode diminuir ou acelerar a formação do solo.

a) Afeta o solo, *cavando, arando, subsolando, movimentando a terra e adubando* (com materiais orgânicos e minerais). Estas operações podem, se feitas de forma incorreta, desagregar o solo e destruir a estrutura, causar acidez, ou empobrecimento de nutrientes. E assim acelerando o desenvolvimento do solo. Ele pode também retardar ou prevenir avanços no desenvolvimento pelo uso de trabalhos de cultivo adequado. O efeito geral é modificar os processos naturais de formação do solo, particularmente no solo superficial.

b) Pode alterar a **composição mineral** aplicando margas e calcários a

solos arenosos, aplicando areia às argilas e sedimentos orgânicos enquanto a calagem de solos ácidos apresenta tanto efeitos estruturais como químicos. Os efeitos no relevo podem ser modificados pela instalação de cercas, plantio de cercas vivas, enchendo os buracos do terreno ou executando trabalhos de combate à erosão. O lençol freático pode ser modificado pela drenagem.

c) Pode modificar o *clima local* pela irrigação, umedecendo o ambiente, ou drenagem (condições mais secas do solo). Também, o desmatamento pode afetar o clima de grandes áreas submetendo-as a condições de extremo intemperismo e erosão.

d) Tem efeitos bastante drásticos na *vegetação*. Florestas naturais decíduas podem ser substituídas por coníferas, florestas podem ser removidas para dar lugar à agricultura ou pradarias naturais convertidas em terra arável. Tais mudanças têm vários efeitos no desenvolvimento do solo (→ 4.1.3).

4 1 5 Interação de Fatores com o Tempo

No decorrer da formação do solo, os materiais e fatores energéticos - material de origem, clima, vegetação - interagem com o tempo, o que não é, por si só, estritamente um fator determinante. O estágio de evolução atingido pelo solo não é necessariamente dependente do tempo no qual os vários fatores têm operado, uma vez que a intensidade dos fatores e suas interações podem ter variado com a

passagem do tempo.

Solos juvenis, os quais foram desenvolvidos por somente um tempo limitado, podem mostrar avançada diferenciação de perfil, como, por exemplo, com material de origem deficiente em bases, solo poroso, clima úmido e vegetação de brejos (húmus ácido). Por outro lado, alguns *solos velhos* podem ter perfis fracamente desenvolvidos, *p.e.* pastagens em calcários ou margas em climas secos.

Quando um solo para de mudar com o passar do tempo, ele está em equilíbrio com o ambiente e diz-se que ele atingiu um *clímax*, *p.e.* os solos escuros na tundra do norte (→ 5.1.2.1), Latossolos nos trópicos (→ 5.1.3.2), Podzóis nos climas úmidos (→ 5.1.3.1, Figura 43e).

Solos recentes foram desenvolvidos sob condições dominantes contemporâneas e atingiram, ou estão se aproximando, de um *clímax* (Figura 43 b-e).

Solos vestigiais atingiram um *clímax* em tempos antigos. Embora ainda mantenham características de *clímax* anteriores eles estão hoje sofrendo mais desenvolvimento, *p.e.* as terras pretas na Alemanha atingiram um *clímax* 7.000 anos atrás no período boreal (quente) com clima e vegetação de estepes (→ 5.1.3.1). Agora estes solos mantêm suas propriedades sob clima úmido e sob cultivo.

Solos fósseis. Estes foram enterrados sob acumulações tardias de materiais. Seu desenvolvimento foi interrompido e suas características preservadas. (Figura 40, 45c), *p.e.* os *paleossolos* muito antigos foram cobertos por espessa camada de loess que se

originou do período mais quente entre as eras do gelo.

4 2 Processos de Pedogênese

A maneira pela qual os fatores da pedogênese operam durante os processos de formação do solo para produzir solos cujas propriedades expressam o resultado desses processos é ilustrada de forma esquemática na Figura 42. Os processos pelos quais os solos são formados são divididos em dois grupos: aqueles de *transformação* (conversão) de materiais e aqueles de *translocação* (migração) dos produtos de transformação.

4 2 1 Transformação

Os processos de transformação em si operam “*in situ*”, mas podem envolver algum movimento, porém somente em distâncias muito curtas (μm - mm) (*p.e.* por difusão). Os processos envolvidos já foram descritos: *intemperização* (\rightarrow 2.1.2.1), *neoformação* mineral (\rightarrow 2.1.2.2), *decomposição da matéria orgânica* (\rightarrow 2.2.3.1), *humificação* (\rightarrow 2.2.3.2), *formação de agregados naturais* (\rightarrow 3.1.3), *troca de íons* (\rightarrow 3.3.1) e *processos redox* (\rightarrow 3.3.3). Eles estão todos envolvidos na formação do corpo do solo a partir de matérias de origem minerais ou orgânicos e eles operam ainda para fazer a diferenciação do solo em horizontes distintos. Exemplos são: acúmulo de húmus no solo superficial, coloração através da liberação de ferro no subsolo, mobilização antes e imobilização após translocação.

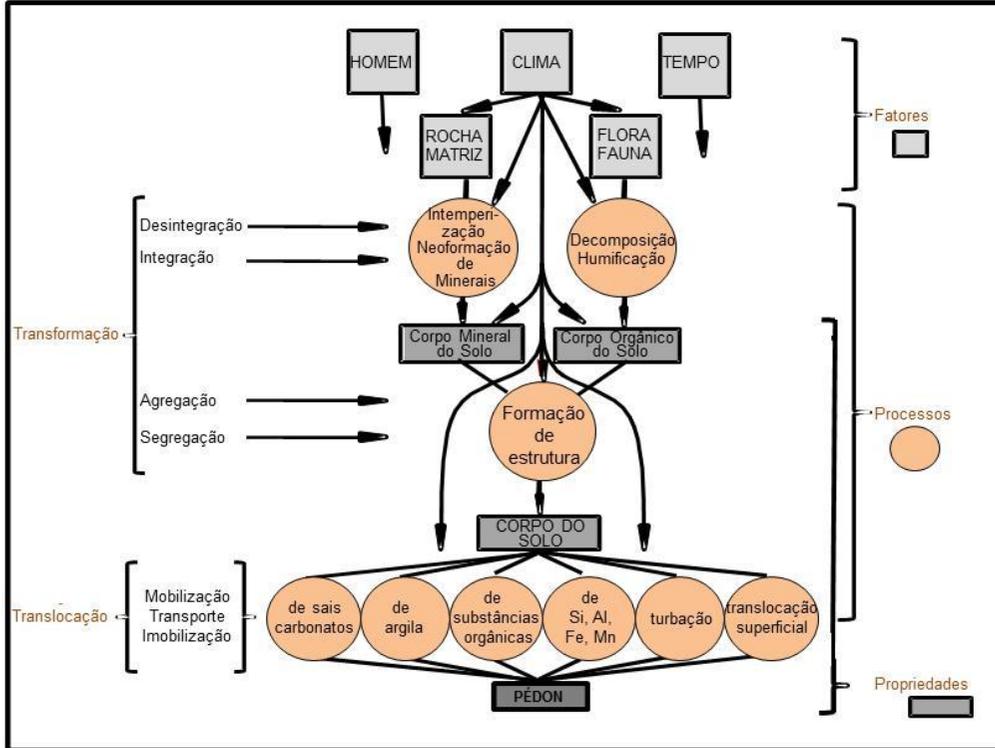


Figura 42. Esquemas de processos pedognéticos mostrando as relações de:
FATORES – PROCESSOS - PROPRIEDADES

4 2 2 **Translocação**

Isso envolve *movimentação*, *reclassificação* e *mistura* dentro e no corpo do solo, resultando em diferenciação de perfil. As causas são: percolação, erodibilidade, água ascendente ou estagnada (Figura 41); a atividade do homem e da fauna do solo; congelamento, pressão e forças dependendo do relevo. Isso envolve *movimentação*, *reclassificação* e *mistura* dentro e no corpo do solo, resultando em diferenciação de perfil. As causas são: percolação, erodibilidade, água ascendente ou estagnada (Figura 41); a atividade do homem e da fauna do solo; congelamento, pressão e forças dependendo do relevo. A translocação começa com a mobilização e termina com a imobilização dos materiais transportados. Então, enquanto a transformação pode envolver movimentos sobre curtas distâncias, a translocação é caracterizada pelo movimento em grandes distâncias (mm a m).

4 2 2 1 **Movimento de Sais e Carbonatos**

Sais facilmente solúveis (cloreto e sulfato de Na, K, Mg, carbonato de Na) e também álcalis levemente solúveis, *i.é.* carbonatos de Ca e Mg (como carbonatos de hidrogênio) podem se movimentar na *água de percolação*. Dependendo da extensão da percolação, e se isso atingir o lençol freático, pode causar enriquecimento de sais e carbonatos nos horizontes (Figura 44) e variar a quantidade desses produtos que são removidos das camadas superiores do solo. Em função das

diferentes solubilidades e mobilidades, são usualmente depositados na seguinte ordem: carbonato sobre sulfato e este sobre cloreto.

Solos superficiais podem ser enriquecidos com sais móveis pela ação da *água ascendente* (Figura 41); veja solos salinos (→ 5.1.3.2). Sob condições extremas, crosta de sais e calcário podem se formar na superfície.

Mobilização ocorre por hidratação, hidrólise ou pela ação de ácidos (→ 2.1.2.1.2); *imobilização* pela remoção de água ou perda de CO₂, (no caso de carbonatos de hidrogênio).

Sais podem ser translocados não apenas verticalmente, também *lateralmente*, p.e. pelo movimento da água em declives (formação de pastagens influenciadas por solos calcários e alagados (→ 5.1.4.2.1).

4 2 2 2 **Transporte de Argila**

Partículas minerais do tamanho da argila (principalmente minerais de argila, mas, também hidróxidos, óxidos e silicatos primários) também se movimentam na água de percolação. O movimento ocorre principalmente como colóides peptizados (→ 3.1.3.1), mas, também pode ocorrer no estado coagulado por drenagem através de fendas, fissuras e poros grandes.

Como a peptização é favorecida pela ausência ou baixo teor de coagulantes ativos como Ca²⁺ e Al³⁺, a argila se movimenta principalmente na amplitude de pH 5-7 (< 5 íons de Al > 7 íons de Ca em alta concentração). O movimento ocorre, principalmente, como

argila fina ($< 0,2 \mu\text{m}$).

A argila é depositada quando cessa o movimento de água em decorrência da seca do solo ou é mais lento pela diminuição do volume ou proporção de poros condutores de água no subsolo e pelo aumento da concentração de Ca^{2+} em profundidade no solo (coagulação).

Como resultado do transporte de argila ou *lixiviação*, a parte superior do perfil tem diminuído o seu teor de argila e os horizontes inferiores são enriquecidos (lixiviado; \rightarrow 5.1.3.1). As partículas de argila são depositadas com uma orientação definida formando cerosidade (argilã) nos poros, fissuras, etc., pelos quais a água percolou. A estrutura dos argilãs é revelada por exame microscópico de seções delgadas do solo (\rightarrow 3.1.2).

4 2 2 3 Transporte de Matéria Orgânica

Substâncias húmicas podem se movimentar como compostos solúveis, colóides peptizados e complexos organo-minerais.

Compostos solúveis: polifenóis, polissacarídeos, ácidos orgânicos, taninos lixiviados das folhas das árvores ou raízes mortas e liberados por decomposição, ácidos fúlvicos e fulvatos formados pela humificação ou lavados de húmus cru e húmus intermediário (entre húmus cru e húmus doce, Figura 24; \rightarrow 2.2.5). Humato de Na solúvel é também formado em alto pH.

Colóides de húmus peptizados podem se movimentar nas águas de

percolação como colóides argilosos, tanto por si próprios ou acompanhados por argila.

Compostos organometálicos, principalmente quelatos são formados com Fe, Al e Mn (→ 2.1.3.2e 4.2.2.4). Matéria orgânica, exceto humato de sódio, movimenta-se, principalmente sob condições ácidas.

A matéria orgânica transportada, pode ser perdida do solo com a drenagem ou pode ser depositadas em camadas inferiores do solo, sendo imobilizada de maneira semelhante às argilas, *resultando* em horizontes enriquecidos com húmus nas camadas inferiores com o solo superficial empobrecido de matéria orgânica (espodossolo; → 5.1.3.1).

4 2 2 4 Transporte de Si-, Al-, Fe- e Mn-

Si: Compostos livres de Si (não os silicatos) como SiO_2 , H_4SiO_4 , H_2SiO_3 , ácidos polisilícicos (→ 2.1.2.2.2) são móveis como compostos solúveis ou como soluções peptizadas. Mas são mobilizados somente a pH elevado, alta temperatura e com muito solvente. Transporte de Si em forma solúvel ou dispersa somente é importante em *solos salinos* e em solos dos trópicos úmidos (→ 5.1.3.2). Sob condições ácidas, o Si não é móvel, assim o horizonte E dos Podzóis é relativamente rico em Si (→ 5.1.3.1).

Al: Compostos de Al livre tais como $\text{Al}(\text{OH})_3$, gibbsita (Tabela 7), liberam íons de Al^{3+} em $\text{pH} < 5$ e íons aluminato em $\text{pH} > 8-9$. Ambos

compostos são móveis. Entre estes limites de pH, o Al pode se movimentar como suspensão peptizada ou quelato (→ 4.2.2.3). Compostos de Al peptizam menos facilmente e coagulam com mais facilidade do que compostos de Si.

Fe e Mn: Na maioria dos climas temperados, o transporte de Fe é mais significativo do que o de Si e Al por que mais Fe é liberado pela intemperização.

Solos bem aerados com alto potencial redox (→ 3.3.3)

Mobilização: Íons férricos são móveis somente sob condições extremamente ácidas (pH < 3). Pequenas quantidades de Mn^{2+} podem ocorrer em solos moderadamente ácidos. Em solos menos ácidos, Fe^{III} somente pode se movimentar como suspensão peptizada ou como quelato (suspensões de Fe são mais estáveis que suspensões de Al).

Imobilização: Pode ser causada pela elevação do pH com aumento na profundidade causando coagulação das suspensões e precipitação de íons de Fe livre e quelatos.

De modo semelhante à deposição de argila e matéria orgânica (→ 4.2.2.3; 4.2.2.4) pela diminuição do movimento da água pela redução do diâmetro dos poros.

Por fragmentação microbiana dos quelatos.

O *resultado* são os horizontes castanhos ou preto-castanhos enriquecidos de Fe e Mn no subsolo com horizontes pálidos e sem argila acima. Ver espodossolo (→ 5.1.3.1).

Solos pouco aerados: Baixo potencial redox (\rightarrow 3.3.3) pode ser causada por impedimento da drenagem, ou por flutuações do lençol freático ou podem ocorrer em camadas orgânicas situadas sobre solos permeáveis.

Mobilização: Compostos de Fe e Mn reduzidos, produzem íons de Fe^{2+} e Mn^{2+} móveis (Mn mais facilmente reduzidos do que Fe). Também queilação.

Quando o solo é *permeável* (com diminuição de húmus na camada superficial) e as condições do solo em profundidade não são estagnantes, compostos reduzidos movem livremente na água de percolação.

Imobilização é então causada pela precipitação de compostos de Fe^{III} e Mn^{IV} à medida que o potencial redox se eleva com a profundidade em função da falta de matéria orgânica decomponível. Quando as condições de redução são causadas por *estagnação* (impedimento de drenagem) ou por elevação no lençol d'água (solos de águas subterrâneas), os compostos reduzidos movem por difusão ou fluxo lateral (Interfluxo) (\rightarrow 5.1.4.2.1).

Imobilização sob condições de redução, ocorre por precipitação de carbonato, hidróxido, fosfato e sulfeto.

Imobilização é também causada pela elevação do potencial redox à medida que o lençol d'água recua ou a inundaçãocessa e compostos de Fe^{III} e Mn^{IV} oxidados são depositados em poros na matriz.

Os *resultados* são: em solos com *impedimento na drenagem*, cores

pálidas e zonas lavadas com zonas castanhas a preto-castanhas enriquecidas de compostos de Fe e Mn (zonas com mosqueados e concreções); em solos alagados, um horizonte lavado (redução) abaixo de um horizonte colorido (oxidação). Ver solos hidromórficos (→ 5.1.4).

Na presença de sulfetos, horizontes de redução podem ser de cor cinza a preto-azulado. Misturas de hidróxidos de Fe^{II} / Fe^{III} dão cor esverdeada e fosfato de Fe^{II} (vivianita) cores azuladas.

4 2 2 5 Pedoturbação (Processos de Mistura)

Bioturbação. Animais que fazem buracos (→ 2.212) podem estender os horizontes *p.e.* aprofundamento da camada do solo superficial orgânico no chernossolo (→ 5.131) ou mistura deles de modo que os limites são obscuros. O homem tem ação semelhante pelo cultivo (→ 4.14).

Hidroturbação. Flutuações no conteúdo de água no solo pela alternância das condições de clima úmido e seco causa grande alternância nos processos de expansão e contração dos solos que tem teor abundante de minerais de argila expansivos (montmorilonita). Quando os solos argilosos são severamente fendilhados pela seca, no período chuvoso seguinte o material de argila é lavado para dentro dessas fissuras, das argilas expansivas, gerando pressão. Isto faz então que as camadas do solo sejam misturadas com formação de planos de cisalhamento (superfícies de

fricção) e cutãs de estresse dentro do solo e formas de gilgai, termo australiano para micro relevo característico (pequenos montes e cavidades causadas pela movimentação natural do solo) na superfície. Hidroturbação é um mecanismo importante na formação dos *Vertissolos* (→ 5.1.2.2).

Crioturbação. Congelamento e degelo de solos saturados com água causam misturas com padrões de bolhas e bolsões de gelo no solo (frequentemente lentes de gelo). Isso também forma estruturas poligonais na superfície. Veja também crioclástico ; (→ 2.1.2.1.1; → 3.1.3.3) Crioturbação é envolvida na formação de solos escuros (→ 5.1.2.1).

4 2 2 6 **Movimento da Superfície**

O movimento das águas na superfície e grandes tempestades podem levar à erosão e deflação (→ 4.1.1.3) e, conseqüentemente, à escavação, remoção e acúmulo de material do solo (Figura 40 e 45) – veja origem de solos *desnudos, fósseis e coluviais* (→ 4.1.1.3). Também ocorre deslizamento de *solo* em declives ou sob *descongelamento* (movimento do degelo sobre um subsolo congelado, soliflucção) e efeitos extremos dos escorrimientos de terra.

4 3 **O Perfil do Solo**

Os fatores e processos de pedogênese formam as propriedades do

solo que são exibidas na aparência dos horizontes de forma que horizontes individuais são inter-relacionados no *perfil do solo* (Figura 2 e fotos coloridas), que é exposto por uma seção vertical através do solo.

4 3 1 Propriedades do Solo

A palavra "propriedade" é usada para abranger vários conceitos com significado igual ou semelhante, *p.e.* caráter, característica, aparência, peculiaridade, atributo, feição.

Propriedades pedogenéticas – a soma de todas as propriedades do pédon – podem ser agrupadas com base nos seus resultados de diferentes processos pedogenéticos e fatores que as afetam, em:

a) *Litogênicas*. Propriedades inerentes ao material de origem sendo modificadas por intemperização e neoformação mineral *p.e.* composição mineral, distribuição do tamanho de partículas, características estruturais e cor determinada pela rocha.

b) *Climatogênicas*. Ditadas pelo clima (principalmente processos de transporte), *p.e.* horizontes de acúmulo ou de remoção.

c) *Fitogênicas*. Propriedades do componente orgânico do solo que se origina da composição botânica do material de origem e como resultado da decomposição e humificação, *p.e.* teor e forma de húmus.

d) *Hidrogênicas*. Propriedades que surgem de processos redox e de difusão em solos com impedimento de drenagem ou influenciadas

pela água subterrânea, *p.e.* horizontes lavados e coloridos, mosqueados.

e) *Antropogênicas*. Atribuíveis à atividade do homem, *p.e.* camada arável e camada adensada resultado da aração, mistura e, alto teor de nutrientes por causa da adubação.

Essa classificação de propriedades é valiosa na elaboração de um sistema morfogenético de classificação de solos (→ 5.1.1.3.3).

4 3 2 Horizontes do Solo

Horizontes do solo são faixas substancialmente uniformes no perfil, com os limites entre horizontes adjacentes sendo paralelos ou quase paralelos à superfície. Os horizontes podem ser distinguidos visualmente através da transição de uma camada para outra que nem sempre é acentuada.

É usual ser capaz de descrever os horizontes de uma forma em que eles formam o perfil do solo de uma maneira sistemática. Existe alguma variação na metodologia entre diferentes países – provavelmente porque as idéias dos pedologistas sejam influenciadas pelo seu ambiente local. O sistema usado aqui corresponde ao descrito na “Proposta para um sistema uniforme de designação de horizontes de solo” da *International Society of Soil Science*. Isto supõe que o modelo de solos não cultivados no clima temperado úmido consiste em uma camada de liteira (L) sobre um horizonte O com húmus sobre uma camada *eluvial* (lavada), horizonte E sobre um

horizonte *iluvial* B (de acumulação) que por sua vez, está sobre o material de origem ou horizonte C. O sistema inclui ainda um horizonte G que ocorre em solos hidromórficos. Os horizontes principais são divididos em subhorizontes com base em propriedades mais detalhadas designadas por letras minúsculas.

Este sistema formal carrega consigo alguns perigos implícitos uma vez que impõe a quem trabalha com solos, uma obrigação imaginária de forçar qualquer solo que ele encontre a se enquadrar neste sistema rígido e alguns preferem simplesmente a descreverem solos sem se esforçar muito numa tentativa para “disciplinar” isto. Embora possa haver desvantagens de uma aproximação sistemática tem a grande vantagem de ordenar e simplificar o tratamento de um assunto que, de outra maneira, seria difuso.

Todos os principais horizontes do modelo de solo não necessariamente ocorrem em cada solo. Não existe um horizonte orgânico distinto em solos litomórficos, outros horizontes podem não ocorrer em solos truncados. Pelo cultivo os horizontes L e O são misturados com os minerais abaixo.

No assunto que segue é recomendável se referir as Figuras 24, 43-45 e os anexos 1, 2 e 3.

L: Camada de liteira superficial (maior parte: material vegetal não decomposto).

O: Horizonte orgânico sobre horizontes minerais, acumulado predominantemente sob condições aeróbicas;

O_f : Matéria orgânica fibrosa, parcialmente decomposta pela fermentação.

O_h: Matéria orgânica bem decomposta e humificada.

H: Horizonte húmico, formado sob condições de encharcamento, turfa.

A: Horizonte mineral superficial com matéria orgânica humificada bem misturada;

A_h: Horizonte A natural não perturbado.

A_p: Perturbado pela aração ou outra operação de preparo do solo.

A_g: Parcialmente gleizado por inundação intermitente, mosqueado.

E: Horizonte eluvial do qual material foi lavado;

E_h: Horizonte lavado pela remoção da matéria orgânica, fica acima do Bh.

E_s: Horizonte lavado pela remoção de sesquióxidos (Fe, Al); sobre Bh.

E_t: Horizonte pálido formado por translocação de argila sobre Bt.

E_g: Parcialmente gleizado por impedimento de drenagem, mosqueado.

B: Horizonte iluvial com estrutura, textura e cor características decorrentes do acúmulo de material acima e da intemperização;

B_h: Com matéria orgânica (e algum Fe e Al), escura.

B_s: Enriquecido com sesquióxidos (Fe, Al), castanho a vermelho

B_t: Enriquecido com argila (revestimento de argila nos agregados naturais).

B_w: Material de origem alterado por intemperismo e mudança estrutural.

B_g: Parcialmente gleizado com forte mosqueado como resultado de inundação periódica, castanho avermelhado com estrutura em blocos ou prismática.

G: Horizonte gleizado, formado pela influencia da água subterrânea, não por impedimento de drenagem (→ 5.1.4.2);

G_o: Parte oxidada (cor laranja a castanha), acima do lençol freático.

G_r: Parte reduzida (lavado, cor verde a azul), na água subterrânea.

C: Material de origem não consolidado, pode mostrar acúmulo de cálcio, gesso ou outros sais solúveis.

Horizontes de transição são indicados por ambas as letras maiúsculas dos horizontes principais (*p.e.* AE, EB, BC). **Horizontes mistos** com atributos de dois horizontes principais são indicados na maneira seguinte: E/B ou B/G.

Rocha abaixo não relacionada ao solo pode ser designada **D** ou **R** (consolidada), e horizontes artificiais criados pela atividade humana por **Y**. Outras letras minúsculas podem ser usadas: *p.e.* **fe, al, ca, sa** (sais) indicando acúmulo no B ou C ou eluviação do E; **ox**

(enriquecimento residual com óxidos). Horizontes fracamente desenvolvidos podem ser indicados por: (A), (B). Alguns sistemas subdividem os horizontes pelo uso de números (A₁, A₂, A₃), mas isso é obsoleto.

4 3 3 Combinação de Horizontes – Classes de Solos

A forma pela qual os horizontes se sucedem uns aos outros no perfil e a extensão em que cada um é representado distingue os diferentes tipos de solo (→ 5).

Um tipo de solo compreende um grupo característico que se encontra no mesmo estágio de desenvolvimento no qual a pedogênese – controlada por combinação específica de fatores – produziu propriedades semelhantes com horizontes análogos combinados de forma similar.

Além disso, muitos tipos de solo são nomeados em função das propriedades exibidas por horizontes característicos, p.e. gleissolos, solos argilúvicos, terra preta, terra bruna, etc.

Note que o próprio solo, ou **solum**^(*), exclui os horizontes liteira (L) e o material de origem (C) enquanto o **pédon** (→1.2) inclui estes horizontes.

(*) solum (Latim) = solo.

4 4 Tipos de Sequências no Perfil do Solo

Quando um fator na pedogênese é alterado enquanto os restantes permanecem mais ou menos constantes, o resultado é uma sequência de solos (séries, sucessões). Exemplos:

Se o fator alterado for tempo (duração da pedogênese), o resultado é uma *crono-sequência* de solos, representado no estágio mais jovem pela rocha de origem inalterada e no outro extremo por um perfil de solo bem desenvolvido mostrando todos os horizontes principais. Isto é exemplificado pelo desenvolvimento de um espodossolo em areias de um clima temperado úmido (Figura 43). Quando o fator de mudança é o clima, o resultado é uma *sequência climática*. Por exemplo, grandes áreas cobertas por chernossolo rëndzico-neossolo litólico (→5.1.2.3) em loess (sedimentos aeólicos calcários) podem se desenvolver para chernossolo, terra bruna-chernossolo ou chernossolo-solo argilúvico de acordo com o clima prevalente (Figura 44).

Sequências de relevo ou *catenas* são formadas em declives onde o gradiente altera e o material de origem e clima são constantes como mostrado na Figura 45.

Frequentemente, vários fatores mudam ao mesmo tempo ou sucessivamente no decorrer da pedogênese (p.e. clima, vegetação, atividade humana), quando então os solos são chamados de *poligenéticos*.

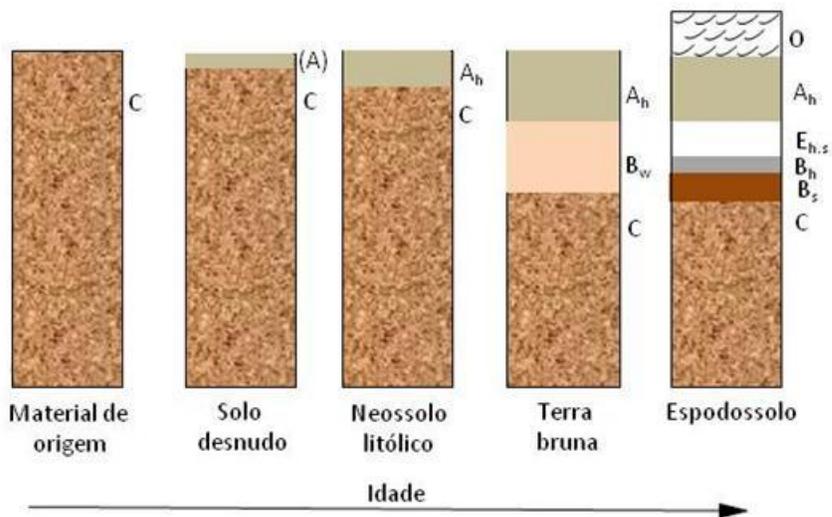


Figura 43. Cronosequência de solos formados em areia em clima temperado úmido sob diferentes condições climáticas.

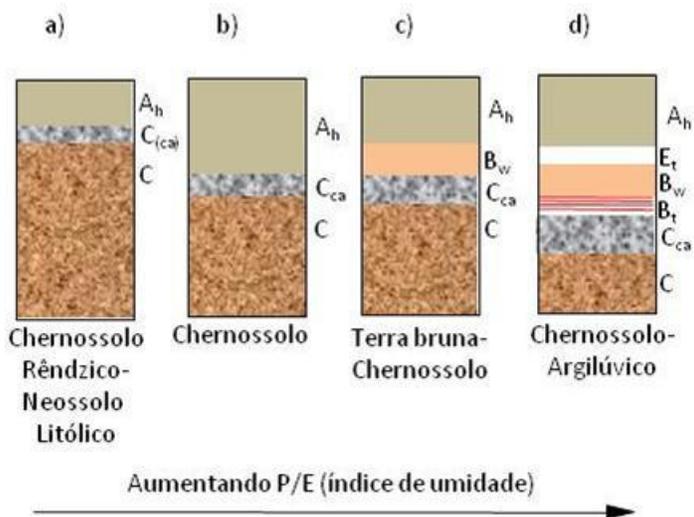


Figura 44. Sequencia climática de solos da mesma idade em loess calcário sob diferentes condições climáticas.

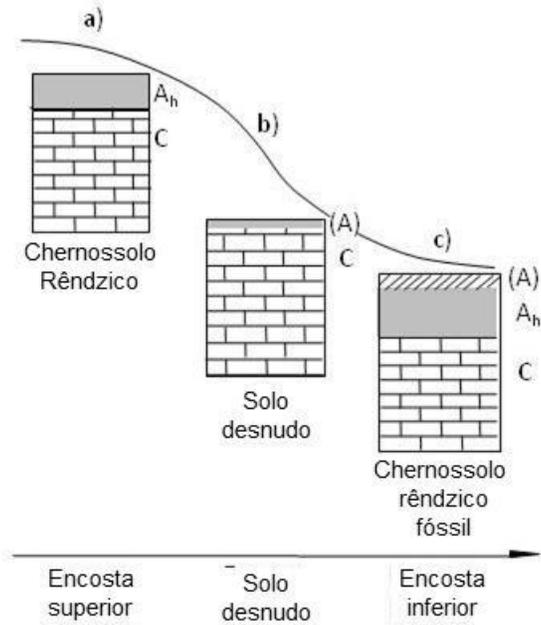


Figura 45. Sequência de relevo (catena) sobre calcário em clima temperado úmido.

5 Tipos de Solos

Para compreender as inter-relações de solos, é desejável ser capaz de agrupá-los de uma maneira sistemática, e vários sistemas de *classificação* têm sido propostos. Diferentes sistemas podem ser baseados em aspectos *pedogenéticos, regionais ou funcionais*.

Pelo desenvolvimento de ideias implícitas no esquema que ilustra as relações entre fatores, processos e propriedades (Figura 42), uma base geral para classificação (Figura 46) pode ser proposta. O sistema de classificação *ideal* deverá agrupar juntos em classes solos de gênese semelhante (i.é.: isogênicos, com a mesma origem e

desenvolvimento), solos com aparência semelhante (solos *isomorfos*, ‘semelhantes’), solos que tem a mesma função no ambiente (*isofuncionais*) e solos no mesmo local (*isotópicos*). Tal sistema deve combinar considerações com bases científicas e práticas.

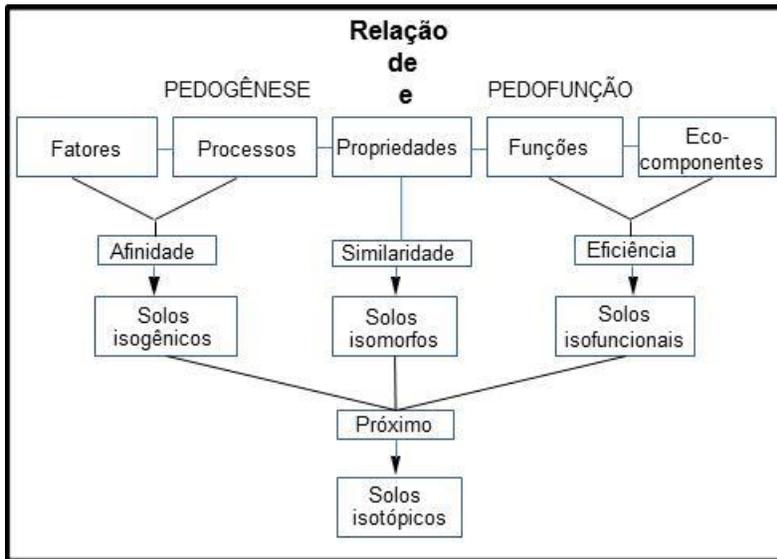


Figura 46. Pedogênese e pedofunção (após Schoroeder e Lamp).

Sistemas práticos de classificação de solos não podem ainda fazer uso completo de tal filosofia, seja porque todos os fatores, processos, propriedades, funções e componentes ecológicos (→ 4.1; 4.2; 4.3.1; 6) são insuficientemente compreendidos ou ainda não são aplicáveis. O uso de sistemas modernos de informações sobre solos, com o uso de computadores, para basear a classificação em dados quantitativos e reproduzíveis, o que está sendo investigado em ‘*taxonomia numérica*’ pode ser importante para atingir esses objetivos.

Os sistemas *tradicionais* de classificação de solos são baseados em

critérios *pedogenéticos* (→ 5.1, classificação por pedogênese) ou em bases *regionais* (→ 5.2, com base no princípio das relações regionais de solos na paisagem), para o propósito de *mapeamento*. Usando qualquer um desses sistemas, a utilização do solo (função, reação e adequação; → 6.5) pode somente ser derivada.

5 1 1 Classificação Pedogenética e Descrição dos Tipos de Solos

Vários sistemas de classificação pedogenética são possíveis: sistemas de fatores, sistemas de propriedades, ou uma combinação dos dois. Para agrupamento e descrição dos tipos de solos, este livro usa um sistema morfogenético (i.é combinado) (→5.1133).

5 1 1 Sistemas de Classificação

Classificação pedogenética pode ser baseada em *fatores* (trabalhando no solo), *processos* (ocorrendo no solo), ou *propriedades* (reconhecíveis e mensuráveis no solo). Porque eles são conectados causalmente (→ 4.5; Figura 46) tudo pode ser sugerido embora eles requeiram diferentes conhecimentos e diferem na informação que eles produzem.

Fatores são os mais fáceis para compreensão, mas, eles dizem pouco sobre o estágio de desenvolvimento dos solos, uma vez que a combinação de fatores pode ter sido alterada durante a história do

solo (→ 4.4).

Propriedades podem ser bem usadas, mas, requerem (a menos que sejam somente visuais) técnicas elaboradas e grande quantidade de dados analíticos (possibilidades de trabalho com computador). *Propriedades* distinguem bem os solos, mas, existem dificuldades na reconstrução da pedogênese uma vez que o solo exibe tanto *propriedades* recentes como antigas.

Processos são os mais difíceis de serem determinados; na melhor das hipóteses eles revelam o estágio atual do solo, mas, dizem muito pouco sobre os estágios anteriores de desenvolvimento.

Então, no início da moderna Ciência do Solo, a classificação foi por fatores (clima, vegetação, rocha matriz). Tais sistemas são ainda usados em áreas onde existe uma falta de conhecimento detalhado dos solos. Com o acúmulo de conhecimento, torna-se possível agrupar solos que exibem *propriedades* semelhantes. A compreensão dos processos de formação dá mais sentido à classificação do solo e o sistema ideal seria usar todo o conhecimento integrado sobre solos – *propriedades*, processos e fatores.

5 1 1 1 *Sistemas com Base em Fatores*

Os sistemas antigos, russos, oeste da Europa e América do Norte colocavam os solos das categorias superiores predominantemente de acordo com o princípio da *tonalidade*.

Solos zonais: solos em que os fatores determinantes na formação são

clima e vegetação (tundra, taiga, floresta decídua, estepe florestada, semideserto, deserto, solos tropicais).

Solos intrazonais: solos em que os fatores dominantes foram materiais de origem e relevo (solos calci-hali hidromórficos).

Solos azonais: Solos sem perfis bem diferenciados (solos jovens, erodidos, coluviais, aluviais).

5 1 1 2 *Classificação por Propriedades*

(Soil Taxonomy - EUA)

O primeiro sistema proposto nos EUA nos anos 60 como “sétima aproximação”, compreensível para classificação do solo, e desde 1975, conhecido como *‘Soil Taxonomy’* é totalmente baseado em propriedades do solo. De acordo com a presença ou ausência de horizontes diagnósticos bem definidos e outras características do perfil, os solos são colocados em doze ordens, com nomes reconhecidos internacionalmente derivados do Latim, Grego, etc. As ordens são divididas em 68 subordens, 337 grandes grupos e um grande número de subgrupos, famílias e séries. As 12 ordens são as seguintes:

Alfisol. Solos com um horizonte enriquecido de argila, por translocação, e médio a alta saturação por bases (derivado de *pedalfer*, termo americano antigo para solos sem carbonatos contendo Fe e Al).

Andisols. Solos pouco desenvolvidos, formados em depósitos de cinzas vulcânicas e outros materiais piroclásticos.

Aridisols. Características de solo formadas por clima árido.

Entisols. Solos sem diferenciação dos horizontes (de *recente*).

Gelisols. Solos de climas gélidos, com camada permanentemente congelada (permafrost) a uma profundidade de até 2 m.

Histosols. Solos muito enriquecidos com matéria orgânica. (Grego *histos* = tecido).

Inceptisols. Solos fracamente desenvolvidos mostrando horizontes recentemente formados. (*inceptum* [Latim] = começando).

Mollisols. Solos com horizonte A rico em matéria orgânica (*mollis* [Latim] = mole).

Oxisols. Solos com muitos óxidos de Al e Fe e baixo em compostos com Si (de *óxido*).

Spodosols. Solos com horizontes enriquecidos em Fe, Al e húmus, por translocação, e com um horizonte lavado definido (de *spodos* [Grego] = cinzas de madeira).

Ultisols. Solos com horizonte enriquecido com argila e baixa saturação por bases (*ultimus* [Latim] = último).

Vertisols. Solos com altos teores de argilas expansivas mostrando efeitos de expansão e contração (*vertere* [Latim] = revirar).

Os nomes para as diferentes categorias são formados de acordo com regras definidas, *p.e.*: com epipédon mólico (horizonte superficial similar ao A chernozêmico) = Mollisol (ordem); com regime de umidade áquico = Aquoll (subordem - Mollisol mal drenado); com

zona do solo

horizonte cálcico = Calciaquoll (grande grupo – Molissol rico em cálcio); sem horizonte petrocálcico, mal drenado = Typic Calciaquoll; os nomes das famílias são polinomiais (*p.e.* indicados pelo tamanho das partículas ou classes mineralógicas), os nomes das séries são nomes de lugares.

Vantagens da Soil Taxonomy: bem adaptada para descrição exata e identificação do solo com exatidão linguística para compreensão internacional.

Desvantagens: O sistema é frequentemente inconsequente pedogeneticamente; *p.e.* solos hidromórficos geneticamente relacionados (→ 5.1.4) são distribuídos em sete ordens (Aqualf, Aquent, Aquept, Aquoll, etc.); respectivamente Alfisol, Entisol, Inceptisol mal drenados, etc.); solos geneticamente muito diferentes como chernossolo rëndzico, chernossolo, gleissolo (→ 5.1.2.3); 5.1.3.1; 5.1.4.2) são agrupados juntos como Mollisols (Rendoll, Boroll, Aquoll, respectivamente, chernossolo rëndzico, chernossolo de clima frio e chernossolo mal drenado, etc.) baseados em similaridade diagnóstica no solo superficial (epipédon molico – A chernozêmico).

5 1 1 3 **Sistemas Combinados**

Tais sistemas podem usar diferentes critérios em diferentes níveis na hierarquia ou eles usam fatores, caracteres de diagnóstico e processos simultaneamente para determinar classes.

5 1 1 3 1 **Classificação de Solos do Mundo (FAO – UNESCO)**

No início, 1961, este sistema foi desenhado como uma legenda de uma categoria para o Mapa de Solos do Mundo (Figura 51), mas, em 1974 ele foi expandido para uso universal em agrupar solos, com base em propriedades de diagnóstico assim como em processos e fatores. O background pedogenético é mais forte do que na Soil Taxonomy. Solos foram agrupados em 26 classes principais com 106 unidades de solos, que são mapeadas como associações de solo (→ 5.2.1) designadas pela unidade dominante com três classes texturais, três classes de declividade, várias fases e uma miscelânea de unidades de terra.

A nomenclatura é uma mistura de nomes tradicionais bem conhecidos internacionalmente, de termos da Soil Taxonomy assim como novos nomes.

Na última revisão nesse sistema, foi elaborado um guia para o WRB Reference Soil Group (RSGs-2015), com as 32 classes de solos, como segue:

A) Solos com camada orgânica espessa.

Histosols. Solos ricos em matéria orgânica fresca ou parcialmente decomposta (histos [Grego] tecido).

B) Solos com forte influência humana.

Anthrosols. Solos sob longo e intensivo uso agrícola.

Technosols. Solos contendo uma quantidade significativa de artefatos.

C) Solos com limitações ao crescimento radicular.

Cryosols, Solos afetados por camada permanentemente congelada.

Leptosols. Solos finos ou com muitos fragmentos grosseiros.

Solonetz. Solos com alto teor de Na trocável - solos alcalinos (Nome local na Rússia).

Vertisols. Solos com alternância das condições de umedecimento e secagem, com argilas que se expandem e contraem (vertere (Latim) = virar).

Solonchaks. Solos com alta concentração de sais solúveis, solos salinos (Nome local na Rússia).

D) Solos que se distinguem pela química do Fe/Al.

Gleysols. Solos afetados pelo lençol freático, processos e propriedades hidromórficas, sob água doce ou marés. (Nome local em russo = gley).

Andosols. Solos formados por material rico em cinzas vulcânicas (alofana e complexos Al-humus) com um horizonte superficial escuro (ando – Japonês = solo escuro).

Podzols. Solos com subsolos que apresentam acumulação de húmus e/ou óxidos, com um horizonte fortemente lavado (pod zola [Russo] = sob cinza).

Plinthosols. Solos com acúmulo e redistribuição de ferro.

Nitisols. Solos com argilas de baixa atividade, alta fixação de P, muitos óxidos de Fe, estrutura bem desenvolvida.

Ferralsols. Solos altos em sesquióxidos (ferrum [latim] = ferro, e alumínio), com dominância de caulinita e óxidos.

Planosols. Solos desenvolvidos em topografia em nível ou em depressões com drenagem pobre, água estagnada e diferenças texturais abruptas (planus [latim] = nível).

Stagnosols. Solos com água estagnada, com diferença estrutural e/ou moderada diferença textural.

E) Solos com acúmulo pronunciado de matéria orgânica na parte mineral superficial.

Chernozems. Solos com parte superficial muito escura, com carbonatos secundários. Terras pretas das estepes (chern [russo] = preto).

Kastanozems. Solos com parte superficial muito escura, com carbonatos secundários. Solos castanhos das estepes secas (castaneo [latim] = castanho, zemlja [russo] = terra).

Phaeozems. Solos com parte superficial escura, sem carbonatos secundários (a não ser muito profundamente), alta saturação por bases.

Umbrisols. Solos com camada superficial escura, baixa saturação por bases.

E) Solos com acúmulo de sais moderadamente solúveis ou de substâncias não salinas.

Durisols. Solos com acúmulo de, e cimentação por, sílica secundária.

Gypsisols. Solos com acúmulo de gesso secundário.

Calcisols. Solos com acúmulo de carbonatos secundários.

F) Solos com subsolos enriquecidos por argila.

Retisols. Solos de textura arenosa, com línguas desse material mais claro e arenoso, que penetram no horizonte argiloso abaixo, do tipo B textural ou equivalente. fortemente colorido.

Acrisols. Solos muito ácidos, com argilas de baixa atividade e baixa saturação por bases (acris [latim] = muito ácido).

Lixisols. Solos com argilas de baixa atividade e alta saturação por bases.

Alisols. Solos com argilas de alta atividade e com baixa saturação por bases

Luvisols. Solos com, argilas de alta atividade e alta saturação por bases.

G) Solos com pouca ou nenhuma diferenciação no perfil.

Cambisols. Solos moderadamente desenvolvidos, com mudanças em cor, estrutura e consistência resultando de intemperização “in situ” (cambiare [latim] = mudança).

Arenosols. Solos de textura grossa - arenosos (arena [latim] = areia).

Fluvisols. Solos de planícies inundáveis e depósitos estratificados aluviais (fluvius [Latim] = rio), marinhos ou lacustres.

Regosols. Solos fracamente desenvolvidos em um manto de material solto se sobrepondo ao material consolidado (rhegos [grego] = coberta, manta), sem significativo desenvolvimento do perfil.

Estas classes principais estão divididas em unidades de solos pela adição de um adjetivo, *p.e.*, *gleissolo* calcárico, mólico, húmico,

respectivamente, gleissolo rico em cálcio, com horizonte A chernozêmico e com horizonte A húmico, etc. Existem algumas inconsistências no sistema mas estas são de menor importância, *p.e.* podzoluvisols podem não ser considerados com uma classe principal, e sim como unidades (espodossolo transicional para luvisolo e luvisolo transicional para espodossolo - podzolic luvisol e luvisol podzol).

Mapa de solos do mundo, de acordo com o Sistema de Classificação de Solos da FAO – UNESCO é apresentado na Figura 46A.

5 1 1 3 2 Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS)

(Adaptado de Lepsh, 2011).

A elaboração do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) baseia-se em dados de solos do Brasil, a maior parte descrita no campo e analisada em laboratórios com métodos estabelecidos pelo órgão oficial federal que coordena a maior parte desses levantamentos: o Centro Nacional de Pesquisas de Solos da Embrapa (CNPS).

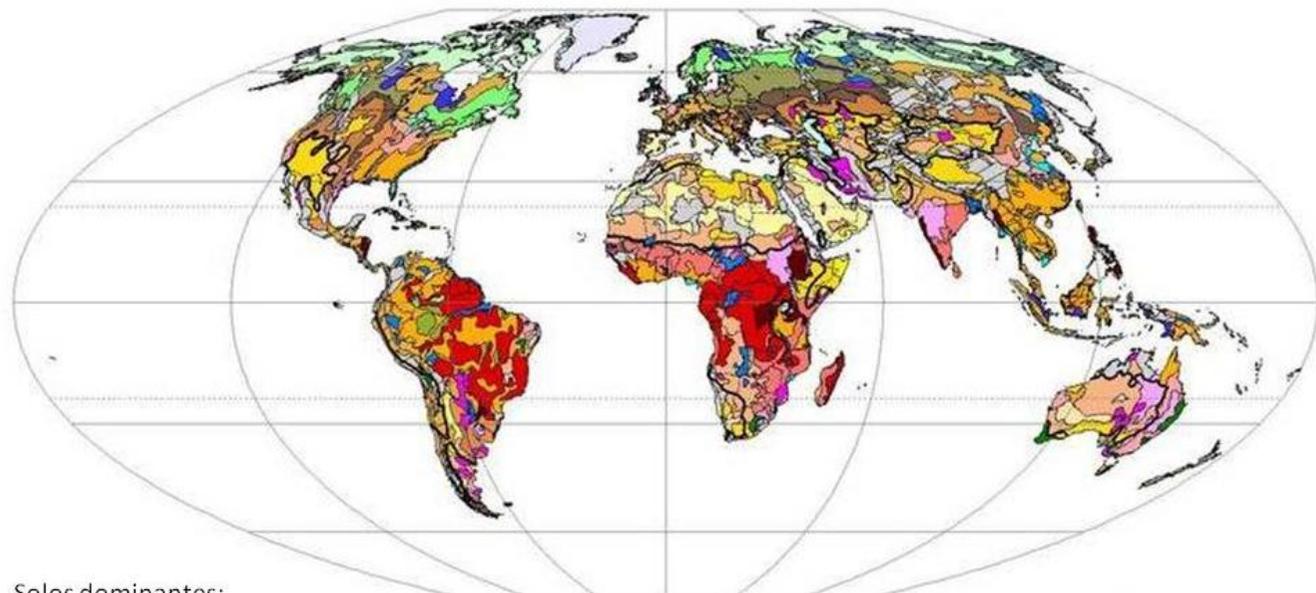
O CNPS/Embrapa iniciou seus trabalhos na década de 1950, com a denominação de Comissão de Solo do CNEPA (Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agrônômicas de Ministério da Agricultura). Os trabalhos tiveram início com o levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Rio de Janeiro, quando foi adotada uma legenda,

que teve como base, conceitos elaborados nos Estados Unidos e sintetizados em publicações de 1938 e 1949. Durante muitos anos, um sistema adaptado dessas publicações foi utilizado para elaborar as legendas e organizar as descrições de solos nos relatórios de dezenas de levantamento de solos, substituindo nomes populares (Tabela 18) antes utilizados em vários trabalhos.

Tabela 18. Nomes populares de solos utilizados no Brasil, antes de 1950 e suas respectivas rochas de origem.

Nome popular	Rocha de origem
Salmorão	Granitos e gnaisses pegmatíticos
Massapé	Gnaisses e xistos
Terra arenosa branca	Arenitos
Terra arenosa catanduva	Arenitos
Terra roxa de campo	Basaltos e arenitos (solos de baixa fertilidade)
Terra roxa misturada	Basaltos e arenitos (solos de média fertilidade)
Terra rocha legítima	Basaltos e diabásio (solos de alta fertilidade)
Fonte: Setzer, 1949.	

A esse tempo, reconheceu-se que muitas classes então utilizadas não estavam bem definidas e hierarquizadas. Além disso, os levantamentos de solos mais modernos necessitavam de precisão maior na definição dos táxons, bem como de chaves sistemáticas para o seu reconhecimento. Por outro lado, centros acadêmicos de ensino da Ciência do Solo necessitavam de tal sistema para melhor organizar e ensinar sobre os solos do Brasil.



Solos dominantes:

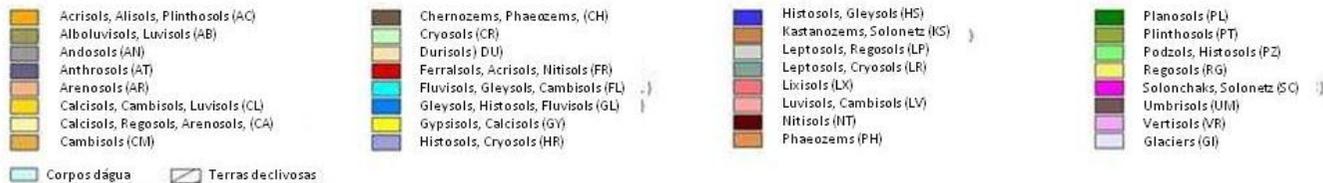


Figura 46A. Solos do mundo de acordo com a legenda da FAO.

Como resultado, depois de anos ininterruptos de estudos de solos, surgiu, em 1999, o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), com várias mudanças em relação aos conceitos originais, à nomenclatura e às definições de classes utilizadas nos levantamentos de solos publicados antes daquele ano.

Como a maior parte das demais classificações de solos, o SiBCS utiliza uma estrutura hierarquizada, em que os solos são separados em classes que se inserem em diferentes níveis categóricos. Assim, o número de classes aumenta à medida que a hierarquia decresce (Figura 47).



Figura 47. Estrutura de hierarquização do atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS).

Dentro da concepção de um sistema multicategórico e hierárquico, o SiBCS foi estruturado em seis níveis. O primeiro nível – ordem – engloba 13 classes, separadas principalmente pela presença ou ausência de horizontes diagnósticos que refletem diferenças relacionadas a processos pedogenéticos. A nomenclatura adota termos consagrados em outras taxonomias de solos, boa parte das quais são também utilizadas no sistema de classificação da FAO/UNESCO. Para se ter uma ideia, o número de classes aumenta de 13 para 43, quando estamos na categoria taxonômica de ordem para a de subordem, e para 188 e 447, quando nos referimos aos grandes grupos e subgrupos, respectivamente.

Classes, dentro de qualquer uma dessas categorias, ainda podem ser subdivididas de acordo com algumas feições que têm importância e caráter prático, como classe de relevo, vegetação ou pedregosidade.

Os critérios para distinção das diversas classes de solos baseiam-se na presença ou ausência de horizontes diagnósticos, bem como de algumas de suas características mais especiais, denominadas atributos diagnósticos. São os diferentes tipos de horizontes diagnósticos, combinados com algumas de suas características específicas e bem definidas, que indicarão a que classe pertence um determinado perfil de solo. Os principais horizontes diagnósticos são apresentados na Tabela 19. Um resumo das 13 ordens do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) é apresentado a seguir:

Tabela 19. Principais horizontes diagnósticos do solum e suas principais características no sistema brasileiro de classificação (EMBRAPA, 2013).

Horizonte	Resumo dos atributos mais notáveis
Horizontes diagnósticos superficiais	
Hístico	Essencialmente orgânico com até 40 cm de espessura
A chernozêmico	Mineral superficial muito espesso (mais de 25 cm) escuro e rico em húmus e cálcio
A proeminente	Mineral superficial, também escuro e espesso (entre 25 e 75 cm), com baixos teores de cálcio
A húmico	Semelhante ao A proeminente, porém mais espesso (mais de 75 cm).
A antrópico	Muito modificado pelo uso contínuo de solo pelo homem
A ócrico*	O mais comum (moderado), sem destaques (que não se enquadra nas definições anteriores)
Horizontes diagnósticos subsuperficiais	
B textural	Com acúmulo de argila iluvial (removida do A e E)
B plânico	Tipo especial de B textural adensado com mudança textural abrupta
B nítico	Sem aumento de argila e com estrutura em blocos e com nítidas superfícies brilhantes
B latossólico	Muito intemperizados com acúmulo residual de óxidos e sem aumento de argila
B incipiente	Pouco desenvolvido e/ou parcialmente intemperizado
B espódico	Com acúmulo iluvial de húmus e/ou ferro e alumínio
Vértico	Horizonte (B ou C) com rachaduras e superfície de fricção, típicas de argilas expansivas
Plíntico	Com mais de 50% de plintita (ou “laterita” não endurecida)
Concrecionário	Com mais de 50% de petroplintita (ou “laterita” endurecida) na forma de concreções
Litoplíntico	Com mais de 50% de petroplintita consolidada (ou “laterita” endurecida) na forma de concreções
Glei	Acinzentado, fortemente influenciado pelo excesso de água
Plânico	Tipo especial de horizonte Bt, adensado e com mudança textural abrupta

* Na versão da SBCS (2006) consta como A moderado (incluindo A fraco).

Argissolo. Elemento formativo argi (argila [Latim] = argila). Solos com processo de acumulação de argila do horizonte B (B textural) em vinculação com atributos que evidenciam a baixa atividade da fração argila ou o caráter alítico (com alto teor de Al).

Cambissolo. Elemento formativo cambi (cambiare [Latim] = trocar, mudar). Solos em formação (transformação), com horizonte B incipiente em sequencia a horizonte superficial de qualquer natureza, inclusive A chernozêmico.

Chernossolo. Elemento formativo cherno (chern [Russo] = preto). Solos ricos em matéria orgânica, com coloração escura, alta saturação por bases no horizonte A que é chernozêmico sobrejacente a horizonte B textural ou B incipiente com argila de atividade alta.

Espodossolo. Tem um horizonte claro arenoso sobre outro escuro, também arenoso, de acúmulo eluvial de húmus e/ou compostos de ferro. Apresenta horizonte B espódico imediatamente abaixo de um horizonte E, A ou hístico.

Gleissolo. Elemento formativo glei (gley [Russo] = massa de solo pastosa). Solos com excesso de água com forte gleização que se caracteriza por intensa redução de compostos de ferro. Horizonte glei.

Latossolo. Solos muito intemperizados, com pequena diferenciação de horizontes e, na sua maior parte, sem macroagregados nítidos no horizonte B.

Luvissolo. Solos pouco desenvolvidos ou medianamente intemperizados, ricos em bases e com acumulação de argila no horizonte B.

Neossolo. Elemento formativo neo (neo [Grego] = novo). Solos com pouco desenvolvimento pedogenético, insuficiência de expressão dos atributos diagnósticos que caracterizam os diversos processos de formação do solo, exígua diferenciação dos horizontes.

Nitossolo. Elemento formativo nito (nitidus [Latim] = brilhante). Solos com horizonte B nítico (horizonte subsuperficial argiloso ou muito argiloso, argila de atividade baixa e alto teor de Al). Apresenta superfície brilhante nas unidades estruturais.

Organossolo. Elemento formativo organo (organicus [Latim] = pertinente ou próprio de compostos de carbono). Solos com maior expressão da constituição orgânica sobre os constituintes minerais, com horizonte H ou O (horizonte hístico = de coloração preta, cinzenta muito escura ou brunada).

Planossolo. Elemento formativo plano (planus [Latim] = plano). Solos desenvolvidos em planícies ou depressões com encharcamento estacional e horizonte B plânico (horizonte adensado, permeabilidade lenta a muito lenta, cores acinzentadas ou escurecidas).

Plintossolo. Elemento formativo plinto (plinthus [Grego] = tijolo). Solos com materiais argilosos coloridos que endurecem quando expostos ao ar e com horizonte plíntico. Com grandes quantidades de

segregações de óxidos de ferro na forma de nódulos e/ou concreções, ou mesmo em camadas contínuas e muito endurecidas.

Vertissolo. Elemento formativo verti (vertere [Latim] = virar, inverter). Solos com movimento de material do solo na superfície e que atinge a subsuperfície (expansão e contração) com horizonte vértico. Horizonte (B ou C) com rachaduras e superfície de fricção, típicas de argilas expansivas.

Mapa de solos do Brasil de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) é apresentado na Figura 47A. Correspondência aproximada entre vários sistemas de classificação para classes de solos (SiBCS, FAO, FAO/WRB e Soil Taxonomy), em alto nível categórico é apresentada na Tabela 19A.

5 2 Agrupamento Regional e Mapeamento de Solos

Tipos de solos vizinhos ocorrem em associação – *Associações de Solos* - e a distribuição regional de tipos de solos é mostrada em mapas de solos.

5 2 1 Associações de Solos

A *pedosfera* (Figura 2) é construída por muitas entidades de solos os (pédons), pédons vizinhos da mesma espécie (*isopédons*) pertencentes a uma categoria definida dentro do sistema de classificação do solo pedogenética (*p.e.* tipo, subtipo; → 5.1). Tais

solos isotópicos (Figura 46) formam um *polipédon* limitado regionalmente (análogo a ‘biotipo’ ou ‘ecotipo’), usualmente “impuro” no qual os isopédons são raramente uniformes e mostram uma transição gradual para polipédons relacionados.

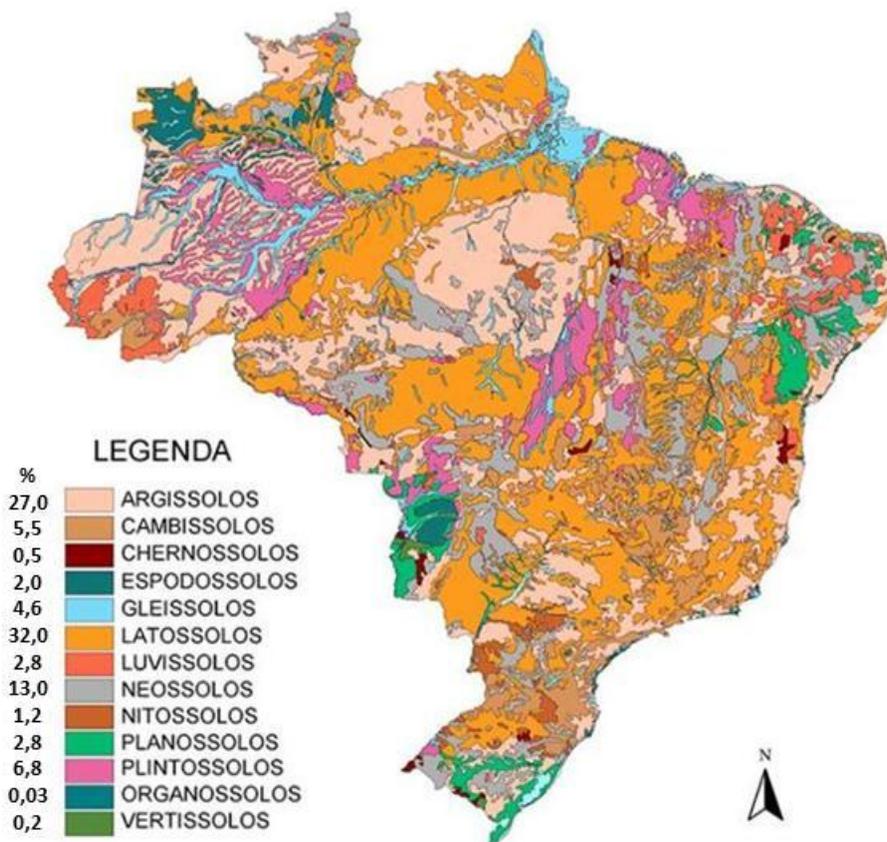


Figura 47A. Mapa de solos do Brasil de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solo.

De acordo com as maneiras pelas quais os fatores pedogenéticos variam, polipédons podem ocupar áreas contínuas muito grandes (*p.e.* espodossolos da Ucrânia, formados sob condições uniformes de

rocha, relevo, clima e vegetação) ou somente pequenas áreas (*p.e.* nas montanhas da Europa Central onde rocha, clima e vegetação mudam a uma distância pequena).

Agregados nessas mais ou menos idênticas grandes ou pequenas áreas de solos uniformes são outros pedotipos um tanto diferentes de tipos ou subtipos, de modo que é formado um *mosaico de solo* regional em uma distância pequena).

Associação de solos: grupo de solos associados à área de cada um correspondendo com a paisagem na qual se aplicam condições pedogenéticas semelhantes. A assembléia de pedotipos na “cobertura

de solos” de uma paisagem em particular é também chamada de pedopaisagem.

O agrupamento de solos em *categorias* em uma base regional (não pedogenética) pode ser como: *unidade de solo*, *distrito de solo*, *domínio de solo*, *província de solo*, *região de solo* e *zona de solo*. Exemplos de associações de solos, ilustradas como seções topográficas estão nas Figuras 48 e 49 e, mapeadas em diferentes escalas nas Figuras 50 e 51.

Unidade do solo: a menor unidade de associação que pode ser mapeada e descrita como uma forma de solo (→ 5.1131), dentro da

qual uma categoria da classificação pedogenética é posteriormente descrita por textura e material de origem.

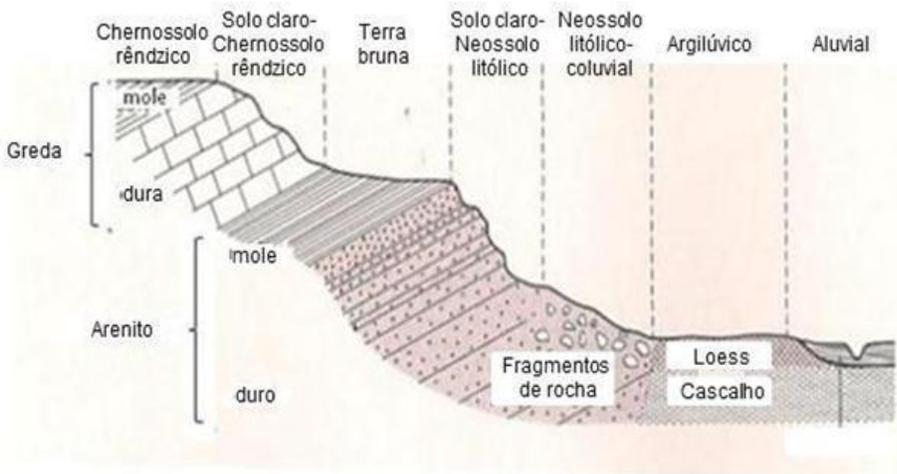


Figura 48. Exemplo de associação de solo em declive de montanha.

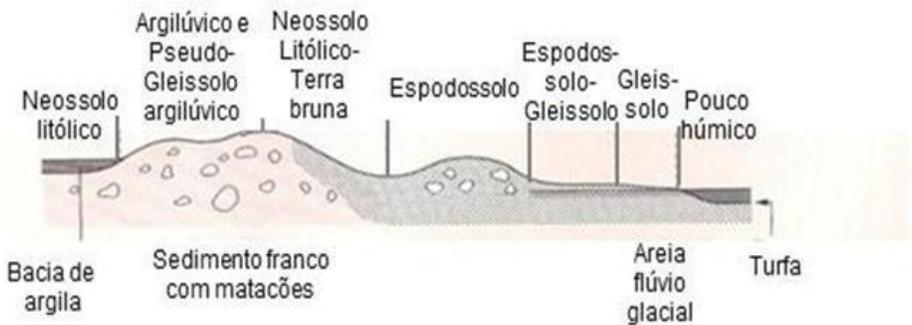


Figura 49. Exemplo de associação de solos em uma paisagem glacial.

Exemplo: Pseudogleissolo-argilúvico, franco silte-argiloso de depósitos glaciais (Figura 49).

A unidade de solo é usualmente um *pedotipo*. Entretanto, pedotipos variam muito dentro de um pequeno espaço (*p.e.* sequências de

relevo; Figuras 48 a 49B)) e os processos correspondentes são tão intimamente conectados (→ *p.e.* 5.1421) que *pedocomplexos* (*p.e.* catenas) devem ser usados em unidades de mapeamento.

Distrito: uma associação de solo restrita composta de várias unidades do solo. Nomeado pelo tipo ou subtipo de solo dominante mais o nome do lugar ou distrito.

Exemplos de associação de solos com a paisagem, comuns no Brasil, são apresentados nas figuras 49A e 49B (Resende et al., 2014). A Figura 49A mostra uma sequência de idade (cronosequência onde os solos são mais novos (menos intemperizados) em (a) e mais velhos (mais intemperizados) em (d). A Figura 49B indica que as partes mais velhas (expostas ao intemperismo há mais tempo) são justamente as grandes e altas chapadas que são comuns no território brasileiro. Nessas áreas o correm os solos mais velhos e lixiviados, geralmente cobertos por vegetação de cerrado. As partes rejuvenescidas mais baixas, e, na maioria das vezes, mais acidentadas, representam solos mais novos, com vegetação mais exuberante.

Domínio do solo: combinação de distritos de solos no mesmo ambiente natural e com o mesmo material de origem, com a mesma, ou semelhante, topografia da superfície ou paisagem. Nomeado após o tipo dominante de solo combinado com o nome especial da paisagem (Figura 50, *p.e.* Domínio do chernossolo do Hildesheimer Börde, SE de Hannover).

Tabela 19A. Correspondência aproximada entre SiBCS, FAO/WRB e Soil Taxonomy para classes de solos em alto nível categórico.

SiBCS (2013)	FAO ⁽¹⁾	FAO/WRB (FAO, 2006 ⁽²⁾)	Soil Taxonomy (EUA - 1999 ⁽³⁾ , 2010 ⁽⁴⁾)
	Acrisols	Acrisols	Ultisols
Argissolos	Lixisols	Lixisols	Oxisols (Kandic)
	Alisols	Alisols	-----
Cambissolos	Cambisols	Cambisols	Inceptisols
	Chernozems	Chernozems	-----
	Kastanozems	Kastanozems	Molisols (apenas os Ta)
	Phaeozems	Phaeozems	-----
	Greyzems	-----	-----
Espodossolos	Podzols	Podzols	Spodosols
Gleissolos	Gleysols	Gleysols	Entisols (Aquepts), Alfisols (Aqualfs) e Inceptisols (Aquepts)
(Gleissolos Sálícos)	Solonchaks	Solonchaks	Aridisols e Entisols
Latossolos	Ferralsols	Ferralsols	Oxisols
Luvisolos	Luvisols	Luvisols	Alfisols, Aridisols, (Argids)
Neossolos	-----	-----	Entisols
(Neossolos Flúvicos)	Fluvisols	Fluvisols	Entisols (Fluvents)
(Neossolos Litólicos)	Leptosols	Leptosols	Entisols (Lithic... Orthents; Lithic... Psamments)
(Neossolos Quartzarênicos)	Arenosols	Arenosols	Entisols (Quartzpsamments)
(Neossolos Regolíticos)	Regosols	Regosols	Entisols (Psamments e Orthents)

(Continua)

Tabela 19A. (Continuação)

	Nitisols	Nitisols	
	Lixisols	Lixisols	Ultisols, Oxisols (Kandic), Alfisols
	Alisols	Alisols	
Organossolos	Histosols	Histosols	Histosols
Planossolos	Planosols	Planosols	Alfisols
(Planossolos Nátricos)	Solonetz	Solonetz	Alfisols (Natrustalfs e Natrudalfs))
(Planossolos Háplicos)	Planosols	Planosols	Ultisols (Albaquults e Plintaquults) e Alfisols (Albaqualfs e Plintaqualfs)
			Alfisols (Plintaqualfs), Ultisols (Plintaquults) e subgrupos Plinthic de várias classes de Oxisols, Ultisols, Alfisols, Entisols e Inceptisols
Vertissolos	Vertisols	Vertisols	Vertisols
	-----	Cryosols	Gelisols
	Arthrosols	Arthrosols	-----
	Andosols	Andosols	Andisols
	-----	Umbrisols	-----
	Gypsisols	Gypsisols	Vários grupos de Aridisols
	-----	Durisols	Vários grandes grupos Dura de Alfisols, Andisols, Aridisols, Inceptisols, etc.
	Calcisols	Calcisols	Vários subgrupos de Vertisols, Molisols, Inceptisols, Alfisols, etc.
	Podzoluvisols	Albeluvisols	Alfisols (Glossaqualfs, Grossocryalfs, Glossudalfs, etc).

⁽¹⁾ O sistema FAO/Unesco de classificação de solos não é mais usado como um sistema independente.

⁽²⁾ Desde 1998, a FAO endossou a World Reference Base for Soil Resources (WRB) como o sistema universal, reconhecido pela International Union of Soil Science (IUSS). Mais informações sobre o WRB estão disponíveis em:

<<http://www.fao.org/nr/land/soils/soil/wrb-documents/em/>>.

⁽³⁾ Disponível em: <http://soils.usda.gov/technical/classification/taxonomy/>>.

⁽⁴⁾ Disponível em: <http://soils.usda.gov/technical/classification/taxkeys/>>.

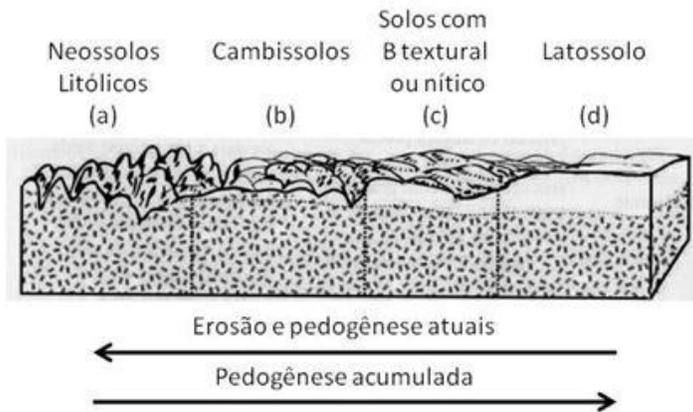


Figura 49A. Bloco diagrama ilustrando a influência do relevo na idade dos solos taxa/pedogênese/erosão. As setas indicam o aumento da erosão e da pedogênese (Fonte: Resende et al., 2014).

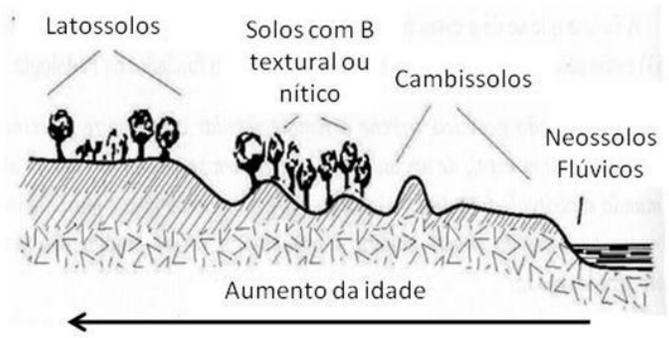


Figura 49B. Solos e relevo: algumas tendências na paisagem brasileira (Fonte: Resende et al., 2014).

Província de solo: combinação de domínios com a mesma paisagem geral. Nomeada após a paisagem (Figura 50, p.e. Província Setentrional de Solos das Terras Baixas Alemãs).

Região de solo: coleção de províncias do solo dentro de regiões maiores ou países, p.e. Escandinávia, Mediterrâneo.

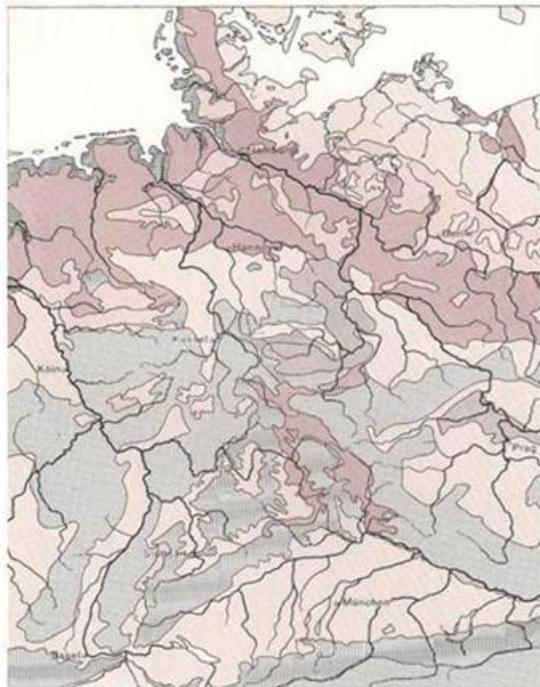
Zona do solo: compreende regiões do solo dentro de áreas muito grandes com clima e vegetação semelhante (Figura 51).

5 2 2 Mapas de Solos

Estes mapas mostram a *distribuição regional* dos solos. Mapas em grande escala (1:5.000 a 1:25.000) mostram unidades do solo. Eles são de interesse pedológico e também de valor prático para o planejamento de uso do solo, nivelamento, limpeza da terra, uso de água, etc. (usado juntamente com mapas topográficos, geológicos, climáticos e de vegetação). Aspectos pedológicos são as principais considerações na confecção de mapas de escala média (1:100.000 a 1:500.000) e escalas menores (acima de 1:1.000.000). Mapas em escalas pequenas envolvem muita generalização e somente podem mostrar associações de solos nas categorias mais elevadas.

O critério usado em mapeamento de solos varia muito e pode ter como base associações de solos, tipos de solos, material de origem, capacidade de uso da terra, etc.

Exemplo de um mapa na escala de 1:2,5 milhões é dado na Figura 50. A distribuição das grandes zonas de solo na Terra é mostrada na Figura 51, enquanto a Figura 52 mostra a proporção da superfície de terra do mundo coberta por cada grande zona de solos. Mapa dos principais solos do mundo, de acordo com a US Soil Taxonomy é apresentado na Figura 52A.



- Domínio de Chernossolo**
 (Chernossolo associado com Terra Brunas Argilúvicas Pseudogleissolo, etc.)
- Domínio de Pântano**
 (Pântanos associados com charnecas Gleissolos, etc.)
- Domínio de solos argilúvicos**
 (Solos argilúvicos associados com Terra Brunas, Pseudogleissolos, etc.)
- Domínio de Chernossolo Rêndzico**
 (Chernossolo Rêndzico associado com solos desnudos, Terras Brunas, Solos argilúvicos, etc.)
- Domínio de Neossolo Litólico**
 (Neossolo Litólico associado com Solos desnudo, Terras Brunas, Espodossolos, etc.)
- Domínio de Espodossolo**
 Espodossolos fracamente desenvolvidos associados com Terra Brunas, Solos argilúvicos, etc.)
- Domínio de Espodossolo**
 Espodossolos fortemente desenvolvidos associados com charnecas, Gleissolos, etc.)

Figura 50. Associações de solos na Europa Central (modificado do Mapa de Solos da FAO na Europa, 1:2,5 milhões).

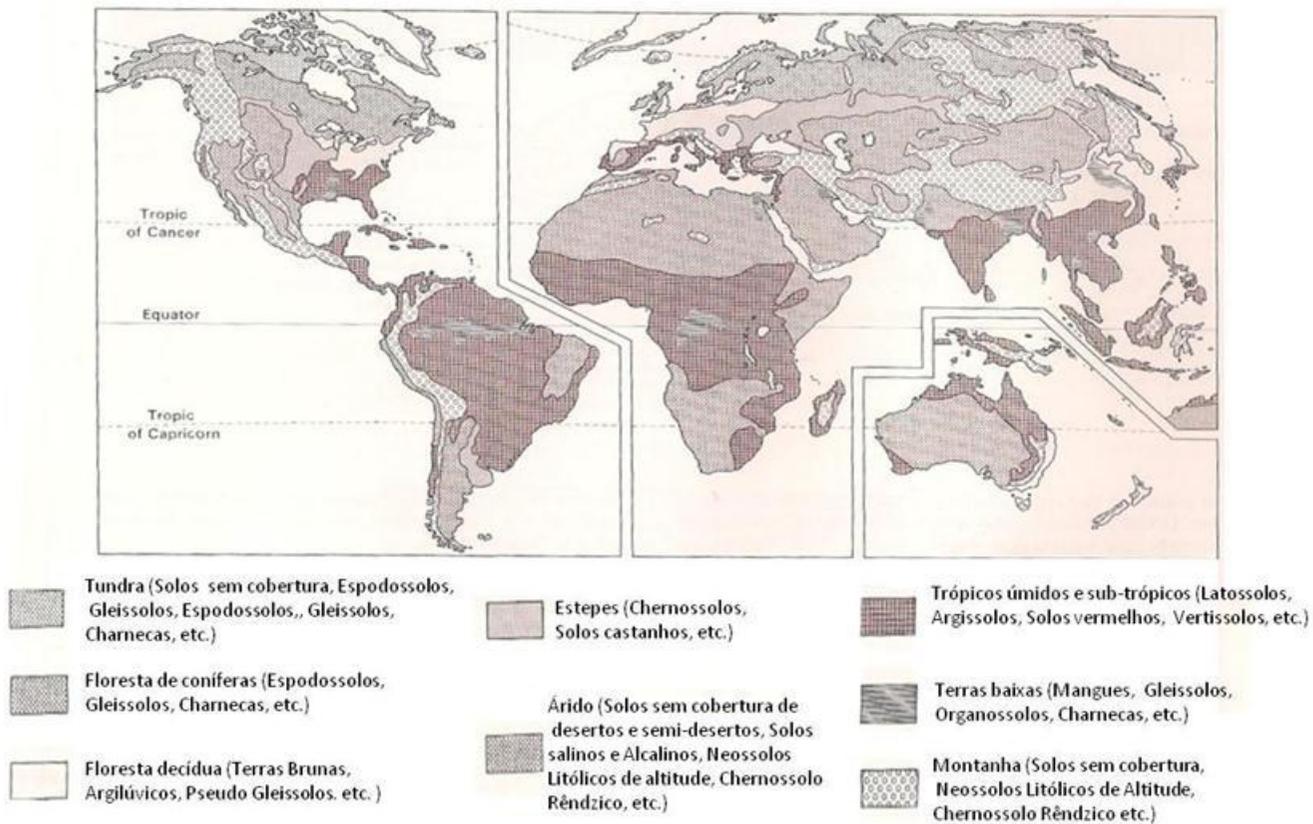


Figura 51. As grandes zonas de solos na terra (adaptado do Mapa de Solos do Mundo da FAO).

6 Valor Ecológico dos Solos

O solo, um **pedossistema** (→ 3), com as plantas superiores crescendo nele, forma um **ecossistema aberto e dinâmico** no qual ocorre fluxo de energia e material (calor, água, nutrientes, material orgânica e mineral, organismos; Figuras 25, 53 e 54).

As raízes das plantas utilizam o oxigênio do solo para produção de energia que auxilia na absorção de nutrientes (necessários para síntese de matéria orgânica) e absorvem água (para turgescência celular, transpiração foliar e uso na fotossíntese). A parte aérea das plantas absorve energia luminosa e calor usando-os na fotossíntese para assimilar CO₂. A *fotossíntese* é o processo básico de criação da vida.

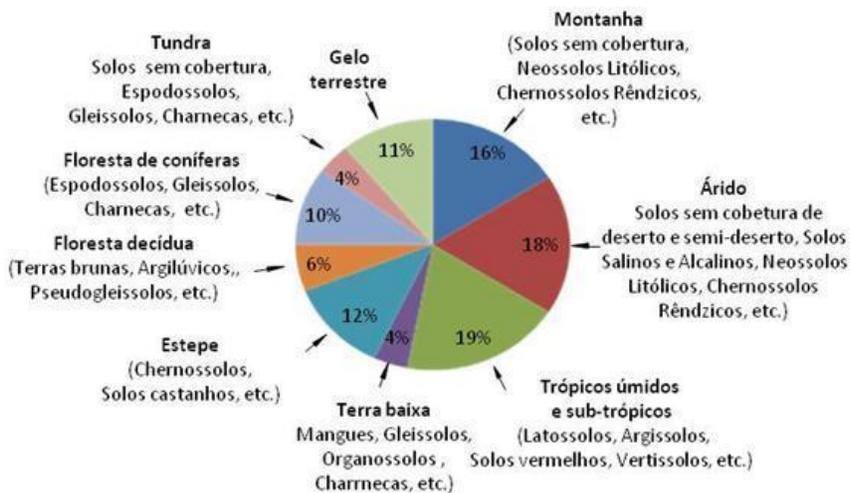


Figura 52. Proporções da superfície da Terra ocupadas por grandes zonas de solos.

Além de ser o habitat das plantas, o solo exerce outras *funções ecológicas* (→ 7). É o resultado de condições ecológicas dominantes no passado (→ 4), que dominam hoje e que podem ser modificadas pela atividade do homem. É o ambiente onde vivem animais e o homem.

As propriedades mais importantes no solo que afetam o crescimento das plantas, são aquelas que determinam sua adequação como meio para o desenvolvimento de raízes (“espaço radicular”): economia de *água*, *ar* e *calor* e o suprimento de *nutrientes*. Juntos eles determinam a *fertilidade do solo*.

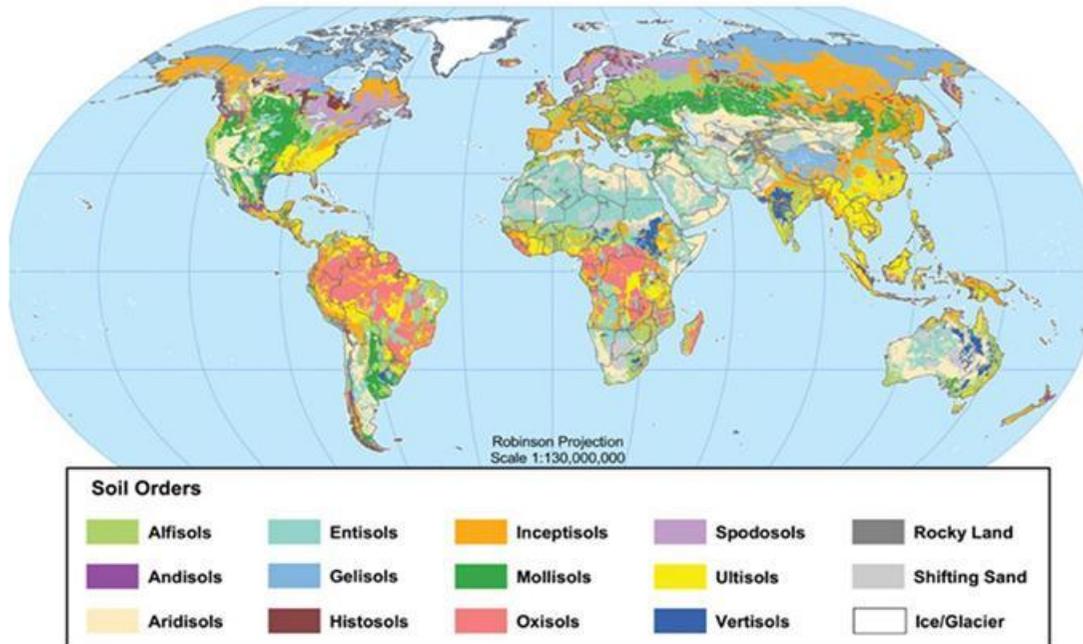
6 1 Fertilidade do Solo

A capacidade do solo de servir como um habitat para as plantas e produzir materiais de plantas para a colheita constitui, a *fertilidade* ou, alternativamente, a *capacidade produtiva* ou *produtividade*.

Uma distinção pode ser feita, particularmente pelos professores de agricultura e nutrição de plantas, entre *fertilidade do solo*, diretamente atribuível ao solo como tal, e *fertilidade local* que inclui as contribuições do clima, situação e manejo.

A expressão de fertilidade é *produtividade*, medida no *solo natural* pela produção anual de matéria seca por unidade de área e pode ser amplificada pela descrição da diversidade da vegetação e variação sazonal na produtividade; alta produtividade total, grande diversidade botânica e baixa variação ano a ano indica alta

Global Soil Regions



US Department of Agriculture
Natural Resources
Conservation Service

Soil Survey Division
World Soil Resources
soils.usda.gov/use/worldsoils

November 2005

Figura 52A. Mapa das ordens de solos do mundo de acordo com a US Soil Taxonomy.

produtividade da cultura (toneladas de matéria seca por hectare) e *qualidade* (p.e. conteúdo de açúcar, amido, proteína e vitaminas) e variação destes ano a ano. Solos férteis não atingem, de modo consistente, boas produtividades sem a aplicação de fertilizantes e são responsivos ao aumento de produção pela aplicação de fertilizantes minerais, esterco e irrigação, se estes são necessários. Solos podem ter uma alta fertilidade natural e, mesmo assim, produzir pobremente por que outros fatores limitam o crescimento de modo que existe uma distinção entre:

Fertilidade potencial do solo: i.é. máximo atingido com otimização de todos os fatores, e

Fertilidade atual do solo: i.é. estado de fertilidade sob condições não melhoradas.

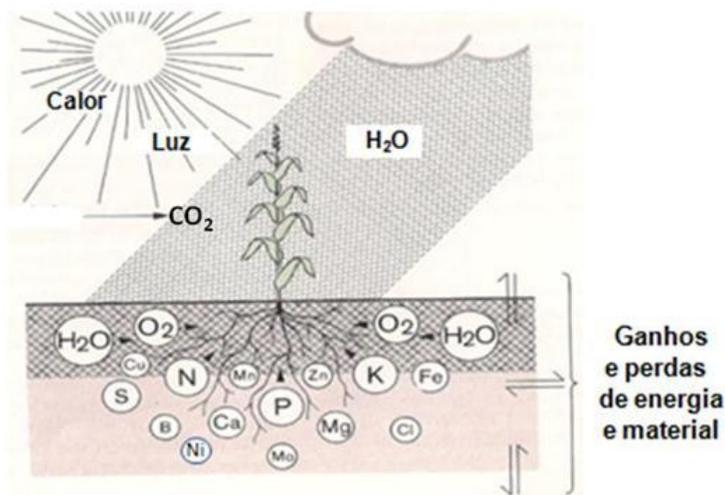


Figura 53. O ecossistema aberto solo-planta.

Chernossolo arável da Rússia, por exemplo, tem alto potencial, mas, quando não melhorado atinge apenas produtividades moderadas. As produtividades podem ser muito melhoradas por: irrigação, quando o clima é muito seco; por adubação; variedades melhoradas das culturas; melhor cultivo e proteção das culturas onde os métodos de produção são relativamente primitivos. Em contraste, o chernossolo degradado ao redor de Hildesheim na Alemanha Oriental tem um potencial de fertilidade mais pobre (relativamente raso, baixo em calcário, etc.), mas as produtividades obtidas na prática são maiores do que aquelas obtidas nos solos por herança mais férteis da Rússia por causa de maior pluviosidade, maior uso de fertilizantes, variedades melhoradas das culturas, cultivos com um maior padrão de qualidade e adoção de medidas fitossanitárias.

6 2 Rizosfera

Em rocha matriz compacta, o volume de solo que a raiz penetra é usualmente limitado pela profundidade do solo (→ 4.3), apesar de poucas raízes poderem penetrar nas fendas e fissuras da rocha. Em sedimentos soltos as raízes penetram no subsolo. A facilidade no desenvolvimento de raízes depende muito da estrutura e consistência do solo (→ 3.2.2). Pães, concreções de ferro, horizontes B_t , B_s e G_o muito espessos e com poucos poros grandes, lençol freático elevado ou impedimento na drenagem, salinidade e mudanças abruptas no potencial redox podem fazer com que as

raízes fiquem confinadas em pequenos volumes de solo. Um solo em que as raízes penetram somente 10 cm seria descrito como muito raso, de 10-25 cm seria raso, de 25-50 corresponde a médio, de 50-100 seria profundo e acima de 100 cm muito profundo para estas. A profundidade que as raízes penetram também depende, obviamente, do tipo de planta.

6 3 Água, Aeração, Temperatura

Água. As necessidades de água pelas plantas dependem do teor disponível desta na zona de desenvolvimento das raízes ($\rightarrow 2.3$) e da permeabilidade ($\rightarrow 2.32$). A água disponível total (Figura 27), em um solo bem drenado, é igual ao teor desta na capacidade de campo (CC) subtraído o teor de água no ponto de murcha permanente (PMP) e multiplicado pela profundidade das raízes ($TAD = [\text{teor na CC} - \text{teor no PMP}] \times \text{profundidade de raízes}$); Tabela 20). Solos muito argilosos, apesar de terem uma alta capacidade de campo (45%) podem suprir as plantas pouco mais água do que areias de Solos Castanhos porque eles contêm muita água não disponível (30%) e as raízes são confinadas aos 50 cm superficiais (75 mm comparados com 70 mm). Por causa da maior profundidade (150 cm) chernossolo com a mesma água disponível de um solo argilúvico (20%) pode suprir duas vezes mais água (300 mm).

Em climas temperados, solos são encharcados até a capacidade de troca de ânions durante o inverno, e o teor de água disponível cai

durante o verão como resultado da evapotranspiração, com ocasional recuperação da umidade pela chuva. A média de requerimento de água pelas plantas para uma estação de crescimento, é cerca de 300 mm e, assim, os teores de água disponível podem ser descritos por:

< 100 mm baixo

100 - 200 mm médio

200 - 300 mm alto

> 300 mm muito alto

Baixa capacidade de água disponível significa que as plantas encontram-se mais dependentes da quantidade e frequência das chuvas.

Aeração. A disponibilidade de ar do solo está intimamente conectada com as relações de água (→ 2.4). Uma medida do possível suprimento de O₂ é a capacidade de ar do solo, mas isto só tem sentido quando o teor de O₂ do ar do solo não é diminuído (2.4). Se a capacidade de ar (volume de ar contido em poros > 10µm que não estão cheios com água na CC [→ 3.11; Figura 28]) é abaixo de 10%, a respiração das raízes é restrita. Em qualquer tempo em particular, o conteúdo de ar depende do estado de umidade então existente; de zero quando o solo é inundado (todos os poros cheios com água) para a condição de solo completamente seco, quando todos os poros são cheios de ar.

Temperatura (→ 3.2.3). Importante em relação à germinação,

respiração e absorção de nutrientes pelas plantas superiores para a atividade dos microrganismos do solo (→ 2.2.1). As condições para os processos fisiológicos das plantas se deterioram do ótimo, à medida que a temperatura cai para um mínimo abaixo do qual o crescimento cessa, ou aumenta para um máximo acima do qual as plantas secam irreversivelmente com coagulação do conteúdo celular. Os limites variam com o tipo de planta e com os processos fisiológicos. Na zona temperada, o mínimo é de cerca de 5 °C, o ótimo de 20-30 °C e o máximo para entre 40 e 50 °C.

6 4 Suprimento de Nutrientes

Fora o O₂ para a respiração, CO₂ para a fotossíntese e, para leguminosas somente, N, que são supridos pelo ar, as plantas obtêm seus nutrientes do solo. O solo natural é a reserva de nutrientes, ou eles podem ser adicionados através dos esterco ou sais fertilizantes como NH₄NO₃, MgSO₄, KCl, etc. Plantas absorvem esses nutrientes do solo na forma iônica.

6 4 1 Nutrientes Minerais

Todos os 118 elementos conhecidos são encontrados nos solos. Nas plantas são encontrados 40-50 elementos, mas, exceto C, O e H, somente 14 destes são tidos como essenciais para o crescimento. Os outros são não essenciais, não tendo função específica no

Tabela 20. Teor de água disponível na região das raízes em solos selecionados.

Solo	Teor médio de água na*:		Teor médio de água disponível* (AD) na capacidade de campo (CC):	Profundidade de raízes	Média de água <i>utilizável</i> da capacidade de água* na zona radicular
	Capacidade de campo (CC)	Ponta de murcha (PM)			
-----Volume (%)-----				cm	mm
Terra Bruna (arenoso)	10	3	7	100	70**
Chernossolo (siltoso)	30	10	20	150	300
Solo argilúvico (franco)	35	15	20	75	150
Neossolo litólico (argiloso)	45	30	15	50	75

*Média de todos os horizontes na zona das raízes. Teores de água de horizontes em separado devem ser somados para dar com precisão a capacidade de água na profundidade de raízes.

**Volume de 1% de água na capacidade de campo (CC) = 1 ml/ 100 ml de solo = 1 mm (l/ m²) por 10 cm de profundidade de raízes.

metabolismo da planta, apesar de alguns apresentarem algum valor e serem essenciais para a fauna do solo e animais.

Nutrientes minerais em solos naturais se originam do intemperismo de minerais de rochas ou da mineralização da matéria orgânica (N, P, S, → 2.2.3.1). Em solos cultivados eles são adicionados pelos esterco, fertilizantes e materiais calcários. Os elementos essenciais são listados na Tabela 21.

Nutrientes são divididos em *macronutrientes* ou macro elementos – N, P, K, Ca, Mg, S ou *micronutrientes* ou elementos traços – B, Cl, Cu, Fe, Mn, Mo, Ni e Zn. Ambos são *igualmente essenciais*, a distinção sendo meramente baseada nas quantidades contidas nas plantas.

O teor de nutrientes nas plantas (ou a importância para elas) não é refletido pelo seu teor total no solo. Alguns micronutrientes, *p.e.*, Fe, são muito abundantes no solo e alguns elementos, *p.e.* Al, que é abundante no solo, não tem finalidade para a planta.

6 4 2 Formas de Ocorrência dos Nutrientes

Compostos minerais. Na estrutura cristalina dos minerais (*p.e.* K no ortoclásio, mica, ilita; P na apatita) ou em moléculas de substâncias amorfas (*p.e.* Fe em $\text{Fe}[\text{OH}]_3$), a energia de ligação é dependente da estrutura do mineral (→ 2.1.1.1). A mobilização depende da estabilidade dos minerais ao intemperismo (→2.1.2.1.2).

Compostos orgânicos. Exemplos: N e S nas proteínas, N e P no ácido nucléico, N e Mg na clorofila, Fe em enzimas. A energia de ligação

Tabela 21. Sumário dos elementos nutrientes nos solo (vermelho aniônicos, preto catiônicos).

	Elemento	Forma iônica Absorvida	Fontes mais importantes	Teor usual
Macroelementos	Nitrogênio, N	NO_3^- , NH_4^+	matéria orgânica, N_2 da atmosfera	0,03 - 0,3%
	Fósforo, P	H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-}	fosfato de Ca-, Al-, Fe-	0,01 - 0,1%
	Enxofre, S	SO_4^{2-}	sulfeto-Fe, sulfato-Fe	0,01 - 0,1%
	Potássio, K	K^+	micas, ilita, feldspato K	0,2 - 3,0%
	Cálcio, Ca	Ca^{2+}	Feldspato Ca, augita, hornblenda, CaCO_3 , CaSO_4	0,2 - 1,5%*
	Magnésio, Mg	Mg^{2+}	augita, hornblenda, olivina, biotita, MgCO_3	0,1 - 1,0%**

* Exceto solos formados de greda. ** Exceto solos dolomíticos.

(continua)

Tabela 21. Sumário dos elementos nutrientes nos solo (vermelho aniônicos, preto catiônicos). (continuação).

	Elemento	Forma iônica Absorvida	Fontes mais importantes	Teor usual
Micro elementos	Boro, B	$H_2BO_3^-$, HBO_3^{2-} , $B[OH]_4^-$	turmalina, acessório em silicatos e sais	5 - 100 ppm
	Molibdênio, Mo	MoO_4^{2-}	acessório em silicatos, óxidos e hidróxidos de Fe e Al	0,5 - 5 ppm
	Cloro, Cl	Cl^-	vários cloretos	50 – 1.000 ppm
	Ferro, Fe	Fe^{2+} , Fe^{3+}	augita, hornblenda, biotita, olivina, óxidos e hidróxidos de Fe	0,5 - 4,0%*
	Manganês, Mn	Mn^{2+} ,	manganita, pirolusita, acessório em silicatos	200 – 4.000 ppm
	Zinco, Zn	Zn^{2+}	fosfato de Zn, $ZnCO_3$, hidróxido de Zn, acessório em silicatos	10 - 300 ppm
	Cobre, Cu	Cu^{2+} , Cu^+	sulfeto de Cu, sulfato de Cu, carbonato, acessório de silicatos	5 - 100 ppm
	Níquel, Ni			

* Exceto horizontes enriquecidos com Fe.

depende da estrutura do composto (N no ácido nucléico é mais fortemente retido do que N em aminoácidos, P em nucleotídeos mais fortemente do que P na fitina). A mobilização depende da resistência à decomposição (→ 2.3.1)

Adsorvido. Elementos nutrientes adsorvidos como íons *trocáveis* nos colóides minerais e orgânicos (→ 3.31). A “Capacidade de Troca de Cátions” depende das características dos íons e colóides (→ 3.3.1.1, 3.3.1.2).

Na solução. Íons livres na solução do solo.

De longe, a maioria de nutrientes presentes no solo ocorre como compostos minerais e orgânicos e somente cerca de 2% apresentam-se nas formas trocáveis e na solução do solo. Entretanto, em solos que não contêm CaCO_3 livre, mas, com alta capacidade de troca e alto pH, mais que 40% do Ca total podem estar na forma adsorvida enquanto, em solos salinos sob condições úmidas, a maior parte do SO_4 e Cl está na solução. A maioria dos nutrientes encontra-se sob a forma mineral, no entanto, acima de 98% do N, 60-95% do S e 25-60% do P estão em combinação orgânica. As amplitudes aproximadas de concentração na solução do solo são:

200-10 ppm	10-5 ppm	< 1 ppm	< 0,1 ppm
NO_3 , SO_4 Ca, Mg	K	P	Microelementos exceto Cl

A relação entre nutrientes adsorvidos e na solução varia de 10 para 1. A proporção dos adsorvidos depende da capacidade de troca e da % de saturação em relação ao elemento relevante (v→3.3.1; Figura 31).

6 4 3 Disponibilidade de Nutrientes

Mobilização de materiais de origem ocorre por *intemperização* das rochas (todos os nutrientes exceto N [→ 2.1.2.1]), *mineralização* e rochas (todos os nutrientes exceto N [→ 2.1.2.1]), *mineralização* e transformação de matéria orgânica (→ 2.2.3.1) afetando principalmente N, S, P, mas também ocorre com outros elementos, e por troca de íons adsorvidos (→ 3.3.1).

Imobilização ocorre por meio de fraca adsorção (→ 3.3.1), por fixação em compostos minerais afetando principalmente P, K, NH₄ (→ 3.3.1.1.4; 3.3.1.2) e Fe, Mn, Zn, Cu, Mo (Figura 38; → 3.3.3) e por incorporação de N, S e P e pequenas quantidades de outros elementos em *material orgânico* vivo ou morto.

Alguns fatores importantes que influenciam a mobilização e imobilização são:

Condições de umidade do solo. Encharcamento – aumenta a mobilização; seca – mais imobilização. Mas, observe adsorção diferencial de cátions mono e divalentes (→ 3.3.1.1.6).

pH. Ver Figura 38.

Potencial redox (→ 3.3.3).

A planta absorve os nutrientes da solução do solo, mas, a quantidade

total de nutriente disponível para a planta por um período, não é confinada àquela quantidade contida na solução a um momento em particular. À medida que um nutriente é removido da solução ele é repostado de fontes menos imediatamente disponíveis, da fração trocável. O suprimento total de um nutriente no solo é dividido entre quatro (arbitrários) compartimentos, em ordem de diminuição de disponibilidade:

Solúvel em água. Forma iônica: imediatamente disponível.

Fração trocável (→ 3.3.1). Nutrientes adsorvidos tornam-se disponíveis por troca iônica com a solução do solo ou diretamente com íons H^+ , OH^- e HCO_3^- produzidos pelas raízes *p.e.* Ca^{2+} , NH_4^+ , $H_2PO_4^-$. *Disponibilidade:* fácil e dentro de pouco tempo (rápida).

Fração lentamente disponível. Em fraca combinação mineral e orgânica, ou adsorvido em locais menos acessíveis nos minerais de argila (→ 2.1.3.1). Mobilizável por uma ou duas estações de crescimento pela intemperização e mineralização ou por um agente ativo das raízes das plantas (excreção de H^+ e citrato e malato formadores de complexos e outros íons orgânicos). Exemplos são: Mg da dolomita, Fe da superfície de hidróxidos amorfos, K das posições de borda da ilitas, N e S das proteínas. *Disponibilidade:* moderada no *médio prazo*.

Fração de reserva. Fortemente retida em combinações minerais e orgânicas e somente liberadas após longo intemperismo e mineralização, *p.e.* K do ortoclásio, P da apatita, N de compostos em

anéis heterocíclicos. A *disponibilidade* é baixa e somente ocorre no *longo prazo*. Em relação aos nutrientes iônicos, existe um equilíbrio entre os vários compartimentos de nutrientes (Figura 55) que é estabelecido mais lentamente entre formas menos disponíveis do que entre as formas mais prontamente disponíveis.

Levando em consideração estes pontos, conclui-se que a disponibilidade de nutrientes para as plantas é um assunto complexo. Ela depende das *quantidades* presentes em cada compartimento, da *velocidade* (ou facilidade) com a qual é atingido o equilíbrio entre os compartimentos relevantes e a *taxa de transporte* na solução do solo. Pode-se dizer que isto depende da taxa pela qual as plantas absorvem os nutrientes (taxa de decaimento da solução do solo). A taxa de absorção pode ser elevada nos períodos de pico de crescimento e, embora a necessidade total da planta possa ser relativamente modesta, o crescimento pode ser temporariamente limitado por falta de nutrientes porque a taxa de restabelecimento do equilíbrio com o compartimento menos disponível (trocável) é lenta. Por outro lado, se a taxa de absorção é lenta, mas, contínua durante um longo período, fazendo com que a quantidade total absorvida seja maior, haverá tempo para reposição do compartimento imediatamente disponível e o crescimento não é impedido.

Quando os nutrientes são adicionados ao solo pela liteira superficial, dos estercos ou fertilizantes minerais os processos (Figura 54) são

revertidos. A concentração na solução do solo é aumentada, um novo equilíbrio com o complexo de troca é estabelecido rapidamente, o que, por sua vez, é equilibrado mais lentamente com as frações de reserva, levando em alguns solos à “fixação” dos nutrientes aplicados (cátions nas posições das entre camadas dos minerais de argila, P precipitado como fosfatos insolúveis).

6 4 4 Medidas de Disponibilidade

Disponibilidade é complexa (→ 6.4.3), de modo que a avaliação da disponibilidade dos nutrientes no solo por análises é difícil. Nenhum método simples, como por exemplo, determinação da quantidade total do elemento no solo, é capaz de produzir informação útil. Para obter uma informação completa, devem-se avaliar três parâmetros:

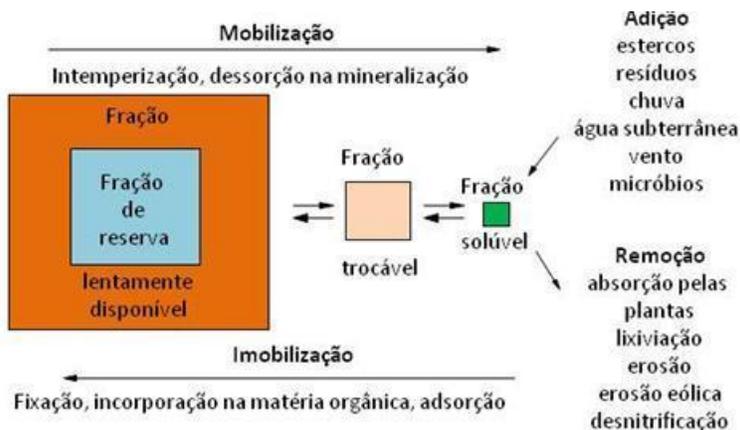


Figura 54. Níveis de disponibilidade de nutrientes e mecanismos que influenciam no processo.

Quantidade. A quantidade contida na solução do solo, na zona radicular, as formas trocáveis e as lentamente disponíveis.

Intensidade. A concentração (atividade) na solução do solo. Em relação a isso, a relação quantidade/intensidade (Q/I) (→ 3.3.1.1.6; Figura 36) também produz informações úteis.

Mobilidade. A taxa pela qual um nutriente é transportado para a superfície das raízes por fluxo de massa em resposta à absorção de água pela planta e difusão na solução do solo.

A natureza complexa da disponibilidade e a multiplicidade de parâmetros envolvidos torna virtualmente impossível fazer uma avaliação completa do poder de suprimento de nutrientes. Alguns métodos padrões de análises de solos permitem obtenção de resultados reproduzíveis para as frações solúveis e trocáveis, mas, não existe um bom método para caracterização das formas menos disponíveis das quais o compartimento trocável é repostado. Medidas da absorção pelas plantas por certo período podem ser úteis, mas são muito trabalhosas, caras e não aplicáveis para uso prático.

O que é preciso é um método dinâmico que possa descrever todo o equilíbrio e, que, para ser de valor prático, fosse razoavelmente rápido e adequado para uso na rotina. O método da eletro-ultrafiltração é promissor.

Análises de solo práticas, atualmente, utilizam-se métodos tradicionais com soluções extratoras de várias concentrações para determinar frações retidas com aumento na força de retenção

(Figura 55) e, algumas vezes, supostos extratores que imitam o comportamento das raízes das plantas. Estes métodos arbitrários podem ser verificados por análise de plantas e *experimentos de campo* com fertilizantes. Análises de solos confiáveis são de grande valor para a formulação de *recomendações de fertilizantes*.

Vários *extratores* são usados nas análises práticas do solo. Na Alemanha, por exemplo, uma mistura de lactato de Ca e HCl a pH 3 para P e K. Na Inglaterra, 1 M NH_4NO_3 para K e Mg; NaHCO_3 a pH 8,5 para P. Todos esses métodos extraem, além do nutriente da solução, o adsorvido mais uma parte das formas menos disponíveis.

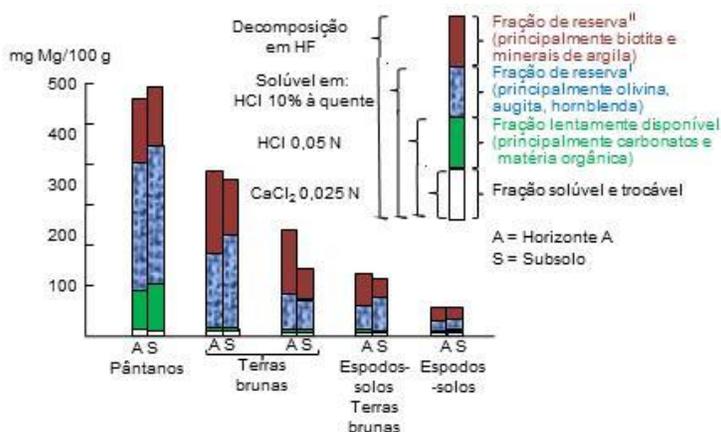


Figura 55. Proporção de Mg com disponibilidades diferentes em solos diferentes.

Os resultados das análises de solos são usualmente expressos como mg do elemento nutriente por 100 g de solo (ou $\text{mg } 1.000 \text{ mg}^{-1} = \text{ppm}$) que pode ser convertido em kg ha^{-1} de nutrientes contidos na

zona de raízes, levando em conta variações em profundidade e corrigindo para a densidade do solo (→ 3.2.1). Muitos dão os resultados em mg L^{-1} .

6 5 **Uso Prático dos Solos – Manutenção e Melhoria da Fertilidade**

Quando os solos são explorados pelo homem para agricultura e reflorestamento, eles podem ser degradados se manejados erroneamente; no entanto eles podem ser melhorados pela adoção de boas práticas culturais.

Erosão. (→ 4.1.1.3) Grandes porções de terra têm sido degradadas porque o agricultor não considerou o perigo ao qual o solo foi exposto quando se removeu a sua cobertura natural. Os efeitos da erosão em área declivosa podem ser minimizados pelo cultivo em nível, pela confecção de terraços para controlar o escoamento superficial e por manter plantas de cobertura durante a estação de crescimento; na estação de pousio deixando uma cobertura de palhada ou pela rebrota natural. Erosão eólica (→ 4.1.13) pode ser minimizada pelo plantio de cercas vivas e mantendo o solo coberto; o perigo pode ser aumentado quando se remove as sebes que protegem os terrenos.

Estrutura do solo. As boas propriedades estruturais podem ser danificadas por métodos de cultivo incorretos. Sérios danos em solos argilosos são causados por aração ou cultivo quando o solo está

muito encharcado: criando uma camada impermeável devido ao espelhamento (→3.2.2); promovendo uma compactação, etc. O uso de máquinas pesadas e potentes têm aumentado esses perigos. A boa estrutura do solo (→ 3.1.3.4) pode ser preservada por: adoção de *rotação de culturas* adequadas, pelo retorno dos *resíduos culturais* para o solo e pelo plantio de gramíneas por um período e, em sistemas primitivos como tradicionalmente praticado na agricultura itinerante permitindo um longo período sob rebrota natural da vegetação arbustiva e arbórea. A *calagem* pode melhorar a estrutura do solo.

Drenagem e irrigação. *Drenagem* pode ser necessária para abaixar o lençol freático ou para acelerar o processo de secagem do solo com impedimento de drenagem. O planejamento de trabalhos de drenagem depende das características de umidade do solo (→ 2.3). Por meio da *Irrigação* é possível o crescimento das culturas em áreas áridas e é usada na zona temperada para corrigir déficits hídricos temporários que ocorrem durante a estação de crescimento (→ 4.1.2.3). A irrigação pode ser acompanhada por drenagem para a remoção do excesso de água – é desejável ser capaz de baixar o lençol freático para 2 m. Em áreas áridas, a irrigação pode aumentar a *salinidade do solo*, por causa tanto dos sais contidos na água de irrigação como pelo movimento ascendente dos sais junto com a água em ascensão (→ 2.3.2.2). *Salinidade* pode ser reduzida por uma drenagem bem planejada.

Reação do solo. O solo deve ser mantido dentro de uma amplitude ótima de pH, uma vez que o pH afeta a disponibilidade de nutrientes (→ 3.3.2.4) e a floculação das argilas (→ 4.2.2.2). Usualmente para se corrigir a acidez, é feita a aplicação de materiais calcários. A alcalinidade pode ser melhorada pela aplicação de S ou gesso. A maioria das culturas da região temperada se desenvolve melhor na faixa de pH 6,0-6,5, embora o limite inferior dessa amplitude seja preferido para gramíneas, em solos minerais, e um pouco mais baixos nos solos húmicos. A maior parte das culturas tropicais prefere condições um pouco mais ácidas e a calagem elevando a um pH > 6 pode reduzir a disponibilidade de P (fosfatos de Ca insolúveis) e de outros nutrientes (Figura 38;→ 3.3.2.4). A quantidade de calcário necessária para elevar o pH a um nível desejado depende da CTC do solo (maior quantidade em solos argilosos).

6 6 Classe de Solo e Avaliação Geral da Fertilidade do Solo

A definição pedológica de tipos de solo fornece informações sobre propriedades **qualitativas**. Apesar de um sistema de classificação apropriado considerar fatores *ecológicos* e *pedogenéticos*, e indicar a fertilidade *potencial*, ele requer levantamentos muito detalhados (e demorados) e o resultado pode, a não ser que o solo seja muito uniforme em grandes áreas, ser muito detalhado para uso prático. Nem a descrição formal da morfologia do solo inclui a influência da

situação, clima local, etc., ou as possibilidades herdadas de um bom tratamento cultural. Naturalmente, entretanto, tentativas têm sido feitas para desenvolver sistemas simples de *avaliação de terras* que colocam os solos em 7 categorias. Em tal sistema, terra de Classe 1 é aquela na qual não há, ou existem somente pequenas limitações para o uso, como pode ser exemplificado por um solo bem drenado de textura média, com raízes profundas, boa capacidade de retenção de água, em terreno plano, com a melhor estrutura do solo e boas condições químicas. No outro extremo, a Classe 7 tem deficiências muito sérias, tais como profundidade muito limitada, extremamente pedregoso, inundável, declive muito acentuado, pobres condições físicas e químicas, que a faz não adequada para uso agrícola, mesmo para pastoreio.

Alguns países, *p.e.* Alemanha usam um enfoque quantitativo mais detalhado levando em consideração características do solo herdadas: classe textural, origem geológica, situação, etc., e relacionando o potencial de produtividade aquelas do solo de mais alto potencial. Neste caso, um número de solo de 70 significaria que o potencial do local é estimado em ser 70% daquele solo de maior potencial (o Magdeburg Börde chernossolo = 100). A Figura 56 mostra como os principais tipos de solo da Alemanha tem relação às 7 categorias de classes de capacidade de uso.

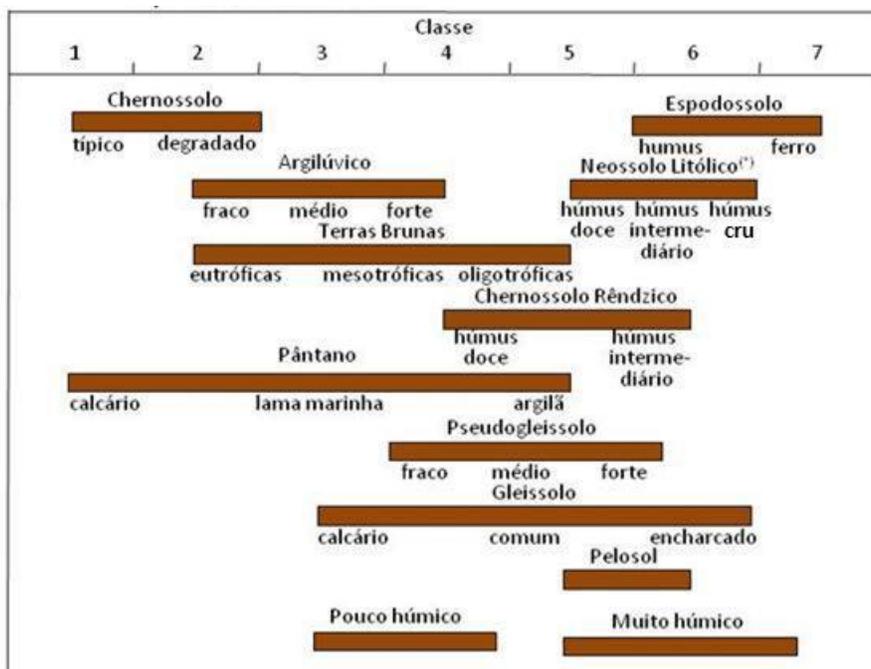
O sistema bastante simples de fazer avaliações quantitativas do potencial do solo é valioso para planejamento agrícola e

desenvolvimento do uso da terra e podem ter um valor particular, onde poucas informações detalhadas do solo são disponíveis.

7 Solo no Ambiente Humano

O solo, o *pedossistema* aberto, é significativo não somente como parte do ecossistema de plantas (Figura 53), mas também do ecossistema animal (→ 2.2.1.2) incluindo o homem. O solo ocupa uma posição central no *ambiente do homem*, que no total compreende litosfera, hidrosfera, atmosfera, biosfera e pedosfera (Figura 1). É o substrato no qual vivem as plantas, as quais, pela fotossíntese, suprem de alimentos o homem e os animais (→ 6). As águas também são essenciais para produzir alimento, mas, sem o solo como uma situação estável na qual, plantas, animais e homem podem viver, a humanidade não se sustentaria por um longo tempo. Atualmente, o solo tem importantes funções auxiliares como um filtro, sistema tampão e de transformação, protegendo-nos dos efeitos da *poluição* da indústria moderna.

Função de filtro. Muitos resíduos sólidos e potenciais poluentes em potencial tais como poeira, sedimentos e os constituintes sólidos dos lodos de esgoto e efluentes de fábricas, podem conter substâncias tóxicas como flúor, mercúrio, cádmio, chumbo, zinco, cobre, etc. Esses resíduos são retidos no solo de modo que o subsolo e a água potável são mantidos puros. Solos argilosos e siltosos possuem granulação fina e, tem um grande efeito filtrante, mas com



(*) **Húmus intermediário:** Húmus florestal entre húmus doce e húmus cru; **Húmus cru:** Qualquer forma não desejável de húmus, em solos com baixos teores de nutrientes e biologicamente inativos. As formas mais resistentes de resíduos de plantas formam um manto sobre o solo mineral, não se misturando com o mesmo; **Húmus doce:** uma forma desejável de húmus encontrada em solos ricos em nutrientes e biologicamente ativos. O material vegetal depositado é decomposto rapidamente, humificado e intimamente misturado ao solo pela fauna ou pelo cultivo.

Figura 56. Qualidade agrícola (grau) dos tipos de solos mais importantes na Alemanha.

permeabilidade limitada (→ 2.3.1.1). A capacidade de filtragem corresponde à quantidade de água purificada por unidade de tempo; ela é baixa em solos argilosos e siltosos e mais alta em solos de textura média. Solos arenosos são relativamente ineficientes como filtros, mas a água passa rapidamente por eles.

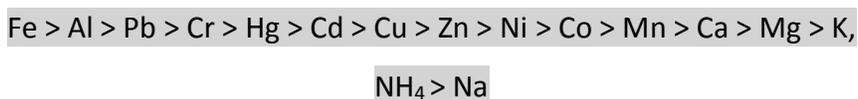
Função tampão. A capacidade tampão de pH e de íons nutrientes foi discutida em 3.3.1 e 3.3.2. A capacidade tampão do solo é também importante no contexto ambiental uma vez que os colóides do solo

adsorvem substâncias solúveis em água na água de chuva, *p.e.* óxidos de nitrogênio e enxofre; (→ 3.3.2.2), elementos tóxicos solúveis (como anteriormente), biocidas sólidos (produtos químicos protetores de plantas) e poluentes industriais (→ 3.3.1). Ainda, esses compostos podem ser precipitados quimicamente dependendo do pH (→ 3.32) e potencial redox (→ 3.3.3). Capacidade tampão é alta com alto teor de argila e rocha silicatada e com alto teor de matéria orgânica.

Transformação. Poluentes orgânicos, *p.e.* urina, fezes, esterco, efluentes de silagem, lodos, biocidas orgânicos, podem ser transformados e degradados para substâncias não perigosas pela ação de microrganismos do solo na decomposição e humificação (→ 2.2.3).

Os potenciais de filtragem, tamponamento e transformação dos solos são importantes na batalha contra o aumento da poluição ambiental e contra eutrofização, *i.é.* enriquecimento de nutrientes da água de lagos e rios, que conduz a um indesejável crescimento de plantas (*p.e.* algas). O solo é eficiente na prevenção da poluição até quando sua capacidade em relação a isso não for ultrapassada e sua atividade biológica preservada.

Cátions potencialmente poluentes são retidos pelo solo na seguinte ordem:



e ânions como segue:

As = P > Mo > F > Se > B > S(SO₄) > Cl = N(NO₃)

Finalmente é preciso ser dito que o solo exerce uma função auxiliar no ambiente do homem, fornecendo amenidades importantes: *vida no campo, reservas naturais e resorts de saúde.*

Literatura^(*)

Bonneau and Souchier: Pédologie, Masson, Paris, Part I, 1977; Part II, 1979.

Brady: The nature and properties of soils. 8th edition, MacMillan, New York, 1974.

Duchaufour: Soils of the world, Masson, New York, 1978.

Duchoufour: Pedology, Allen and Unwin, London, 1982.

EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, 3ed., Embrapa: Brasília, Brasil, 2013.

Fairbridge and Finkl: Encyclopedia of soil science, Dowden, Stroudsburg, Pennsylvania, Part I, 1979; Part II in preparation.

FAO/UNESCO: Soil map of the world, UNESCO, Paris, 1979.

Fitzpatrick: Soil. Their formation, classification and distribution. Longman, London and New York, 1980.

Foth and Turk: Fundamentals of soil science, 5th edition, Wiley, New York, 1972.

(*) Esta é somente uma pequena seleção dos mais recentes (desde 1970) trabalhos padrões; isto irá servir como uma introdução para a literatura e como fontes de outras referências.

IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.

Jenny: The soil resource. Origin and behaviour. Springer, New York, 1980.

Lepsch, I.F. 19 lições de pedologia. São Paulo: Oficina de Textos. 2011. 456p.

Mückenhausen: Die bodenkunde, DLG, Frankfurt, 1975.

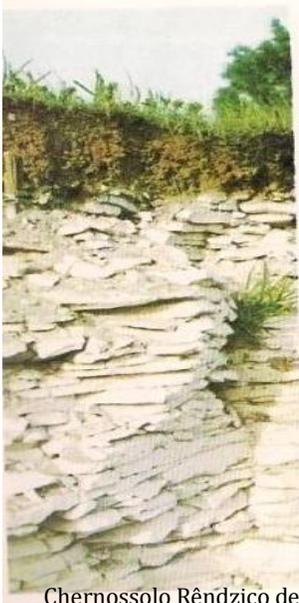
Resende, M.; Curi, N.; Rezende, S.B.; Corrêa, G.F.; Ker, J.C. Pedologia: base para distinção de ambientes. 6. Ed. Lavras: Editora UFLA, 2014. V.1. 378p.

Scheffer and Schachtschabel: Lehrbuch der bodenkunde, 11th edition, Enke, Stuttgart, 1982.

Soil Survey Staff. 2015. Illustrated guide to soil taxonomy, version 2. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, Nebraska.

White: Introduction to the principles and practice of soil science, Blackwell, Oxford, 1979.

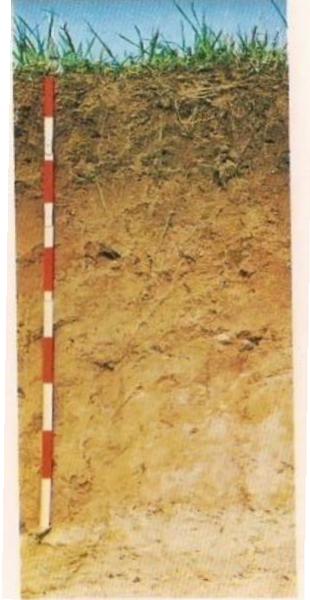
Anexo 1. Fotos coloridas de perfis de solos.



Chernossolo Rêndzico de greda acima, sob cultivo arável; perfil $A_h - C$; Wodislaw (entre Kielce e Cracow, Polônia).



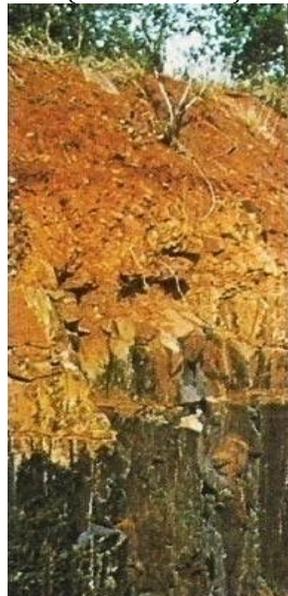
Chernossolo de loess, sob estepe de gramínea alta; perfil $A_h - AC - C_{ca} - C$ com crotovinas e pseudomicélio; Estepe; Kursk (União Soviética)



Terra Bruna Mesotrófica de areia glacial sob cultivo arável; perfil $A_p - B_w - Bw C - C$ Lutjenburg/ Alemanha



Espodossolo Ferro-Húmico de areia aeólica sobre areia glacial sob vegetação de charneca; perfil $O - A_h - E_{h's} - B_h - B_s - C$; Moselund, Jutland,



Latossolo Vermelho de basalto sob floresta tropical úmida; perfil $A_{ox} - B_{ox} - Cb_{ox} - C$; Campinas, próximo a São Paulo, Brasil.



Gleissolo de material de terraço de pastagem; Perfil $A_h - G_{o1} - G_{o2} - G_r$ (bog iron ore no G_{o2}); Lathen próximo a Lingen, Emsland/Alemanha.

Anexo 2. As 12 ordens de solos da US Soil Taxonomy.



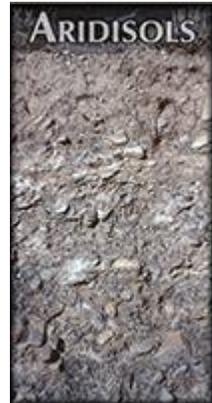
Alfisol ocorrem em áreas semiáridas a úmidas. Esses solos resultam de processos de intemperismo que lixiviam argilo minerais e outros constituintes para fora da camada superficial, dentro do subsolo, onde eles podem ser retidos e suprir umidade e nutrientes para as plantas. Eles são formados principalmente sob floresta ou cobertura de vegetação mista e são produtivos para a maioria das culturas.

Alfisol ocupam cerca de 10% da superfície da terra livre de gelo.



Andisols são formados por processos de intemperismo que geram minerais com pouca ordenação da estrutura cristalina. Esses minerais podem resultar em uma não usual capacidade de retenção de água e nutrientes. Como um grupo, os Andisols tendem a ser solos muito produtivos. Eles incluem solos pouco intemperizados com muito vidro vulcânico assim como solos mais intensamente intemperizados. Eles são comuns em áreas frias com precipitação moderada à alta, especialmente aquelas áreas associadas com materiais vulcânicos

Andisols ocupam cerca de 1% da superfície da terra livre de gelo.



Aridisols são solos que são muito secos para o crescimento de plantas mesofíticas. A falta de umidade restringe grandemente a intensidade do intemperismo e limita a maioria dos processos de desenvolvimento dos solos. Aridisols geralmente acumulam gesso, sais, carbonato de cálcio e outros materiais que são facilmente lixiviados de solos em ambientes mais úmidos.

Aridisols ocupam cerca de 12% da superfície da terra livre de gelo.



Entisols são solos que mostram pouco ou não mostram evidências de desenvolvimento de horizonte pedogenético. Entisols ocorrem em áreas de materiais de origem depositados recente ou em áreas onde as taxas de erosão e deposição são mais rápidas do que as taxas de desenvolvimento do solo tais como dunas, encostas íngremes e planícies de inundação. Eles ocorrem em muitos ambientes.

Entisols ocupam cerca de 16% da superfície da terra livre de gelo.



Gelisols são solos que tem camada permanentemente gelada próximo à superfície do solo e/ou evidência de crioturbação ou mistura pelo gelo e/ou segregação de gelo. Gelisols são comuns em grandes latitudes ou grandes elevações

Gelisols ocupam cerca de 9% da superfície da terra livre de gelo.



Histosols tem um alto teor de matéria orgânica e não apresentam camada permanentemente congelada. A maioria é saturada de água o ano inteiro, mas uns poucos apresentam drenagem livre. Histosols são comumente chamados de turfas, ou solos orgânicos com maior ou menor decomposição do material orgânico. Histosols são formados em resíduos de plantas decompostas que se acumulam na água, liteira de florestas, ou musgos mais rápidos do que se decompõem. Se esses solos forem drenados e expostos ao ar, decomposição microbiana é acelerada e os solos podem afundar dramaticamente.

Histosols ocupam cerca de 1% da superfície da terra livre de gelo.

(continua).

Anexo 2. As 12 ordens de solos da US Soil Taxonomy. (continuação).



Inceptisols são solos dos ambientes semiáridos a úmidos que geralmente exibem apenas graus moderados de intemperismo e desenvolvimento do solo. Inceptisols têm uma grande amplitude de características e ocorrem em uma ampla variedade de climas.

Inceptisols ocupam cerca de 17% da superfície da terra livre de gelo.



Mollisols são solos que apresentam um horizonte superficial de cor escura e relativamente alto teor de matéria orgânica. Estes solos são ricos em bases e em consequência são muito férteis.

Mollisols são caracteristicamente formados sob gramíneas em climas que têm um déficit hídrico sazonal moderado a pronunciado. Eles são solos extensivos nas estepes da Europa, Ásia, América do Norte e América do Sul.

Mollisols ocupam cerca de 7% da superfície da terra livre de gelo.



Oxisols são solos altamente intemperizados das regiões tropicais e subtropicais. Eles são dominados por minerais de baixa atividade, tais como quartzo, caulinita e óxidos de ferro. Eles tendem a ter horizontes não muito distintos.

Oxisols ocorrem caracteristicamente em superfícies de terra que têm permanecido estáveis por muito tempo. Eles têm baixa fertilidade natural assim como baixa capacidade de reter as aplicações de calcário e fertilizantes.

Oxisols ocupam cerca de 8% da superfície da terra livre de gelo.



Spodosols são formados por processos de intemperismo que formam camadas de matéria orgânica combinada com alumínio (com ou sem ferro) da camada superficial que são depositadas no subsolo. Em áreas não perturbadas, um horizonte iluvial cinzento que apresenta a cor de quartzo não revestido se coloca acima do subsolo castanho avermelhado ou preto. Spodosols ocorrem comumente em áreas de depósitos de textura grosseira sob floresta de coníferas das regiões úmidas. Eles tendem a ser ácidos e inférteis.

Spodosols ocupam cerca de 4% da superfície da terra livre de gelo.



Ultisols são solos das áreas úmidas. Eles são formados por intemperismo bastante intenso e processos de lixiviação que resultam em um subsolo enriquecido de argila dominada por minerais tais como quartzo, caulinita e óxidos de ferro. Ultisols são solos tipicamente ácidos nos quais a maior parte dos nutrientes se concentram nas primeiras polegadas. Eles têm uma capacidade moderada para reter as aplicações de calcário e fertilizantes.

Ultisols ocupam cerca de 8% da superfície da terra livre de gelo.



Vertisols tem alto teor de argilo minerais expansivos. Eles sofrem mudanças pronunciadas em volume com alterações do teor de umidade. Eles apresentam fendas que se abrem ou fecham periodicamente, e isto mostra evidências de movimento do solo no perfil. Por expandirem quando encharcados, os vertisols transmitem a água lentamente e por isso estão sujeitos a pouca lixiviação. Eles tendem a apresentar uma fertilidade natural muito alta.

Vertisols ocupam cerca de 2% da superfície da terra livre de gelo.

Anexo 3. Fotos de alguns perfis de solos brasileiros de acordo com o SiBCS. Cortesia de Sérgio Hideiti Smimizu.



Latossolo Bruno
(Vacaria, RS)



Latossolo Amarelo
(Cruzeiro do Sul, AC)



Latossolo Vermelho
(Campo Grande, MS)



Argissolo Vermelho
(Viamão, RS)



Argissolo Vermelho-Amarelo
(Viçosa, MG)



Cambissolo Húmico
(Água Doce, SC)



Cambissolo Háplico
(Ouro Branco, MG)



Neossolo Litólico
(Água Doce, SC)



Neossolo Regolítico
(Itapuíuna, CE)

(Continua)

(Continuação)



Neossolo Quartzarênico
(Imbituba, SC)



Nitossolo Bruno
(Curitibanos, SC)



Nitossolo Vermelho
(Bodoquena, MS)



Nitossolo Háptico
(Santa Cecília, SC)



Luvissole Crômico
(Cabrobó, PE)



Chernossolo Rêndzico
(Chapa do Apodi, RN)



Chernossolo Háptico
(Corumbá, MS)



Planossolo Nátrico
(Corumbá, MS)



Planossolo Háptico
(Pelotas, RS)

(Continua)
227

(Continuação)



Plintossolo Pétrico
(Romaria, MG)



Plintossolo Háplico
(Camaquã, RS)



Vertissolo Háplico
(Irecê, BA)



Gleissolo Háplico
(Margem do Rio Tucutu, RR)



Organossolo Fólico
(Bom Jardim da Serra, SC)



Organossolo Háplico
(Indianópolis, MG)



Espodossolo Humilúvico
(Florianópolis, SC)



Espodossolo Ferri-humilúvico
(Goiana, PE)

Índice remissivo

O leitor na busca de informações deve primeiro consultar a lista de conteúdo que mostra todos os tópicos e sub-tópicos do texto. Estes tópicos não estão incluídos no índice que segue.

No índice, números das páginas escritos em **negrito** se referem a definições ou lugares no texto nos quais o tópico é principalmente discutido. Números das páginas em itálico indicam que a informação está contida em tabela ou figura. Resumos de informações úteis na forma de tabelas e figuras são indicados em negrito do decorrer do texto.

acidez 60, 105, 110, **122**, 126, 128, 129, 136, 144, 216

acidólise 26, 28

acrisol **175**

acúmulo de sal (s) 84, 174

actinobactérias **58**, 59, 60

adsorção 36, 42, 43, 52, 68, 74, 78, 104, 112, 113, 117, 121, 208

aeração 51, 52, 59, 60, 65, 66, 80, 201

afinidade de troca 114, 120

agregado 45, 52, 79, 83, 87, 90, **91**, 92, 94, 96, 97, 98, 134, 141, 147, 161, 182, 186

água capilar 76, 78

albita 50

alfisol **169**, 171, **224**

alga **59**, 60, 220

alisol **175**
alofana 33, **43**, 106, 121, 173
análises de solos **212**, 213
andisol **170**, **224**
andosol 43, **173**
anortita 28, 30
anthrosol **172**
apatita 21, 30, 204, 209
apedal 91
areia 46, 53, 54, 83, 87, 89, 90, 92, 94, 107, 126, 128, 137, 138, 139,
145, 163, 164, 175, 200, 223
arenito 136
arenosol **175**
argila de depósitos glaciais, 126
argilã **92**, 151
argilomineral (s) 21, 31, 32, **34**, 36, 37, 38, 53, 108
argissolo **181**, 226
aridisol **170**, **224**
árido (a) (s) 84, 122, 128, 142, 170, 215, 225
artrópode 60, 64
associação de solos 186, 187, 188
atividade biológica 65, 68, 73, 97, 98, 220
augita 29, 43
autotrófico 57, 59

azotobacter **58**

bactéria 56, 57, 58, 59, 60, 98

basalto 126, 136, 137, **223**

beidelita **40**

biosfera 14, 218

biotita 30, 34, 38, 39

bioturbação **155**

calcário 54, 126, 128, 129, 136, 144, 146, 150, 163, 164, 165, 199,
204, 216, 225

calcisol **174**

calcita 21, 30

cambisol **175**

cambissolo **182, 226**

capacidade de água disponível (CAD) **79, 80, 83, 201**

capacidade de ar **85, 90, 201**

capacidade de calor **101**

capacidade de campo (CC) **78, 79, 85, 200**

capacidade de troca de ânions (CTA), 108, **119, 120, 121, 200**

capacidade de troca de cátions (CTC) 31, **105, 119, 207**

carboidrato 62, 67, 71

carbonato de cálcio 224

carboxílico 106

carga 38, 39, 40, 41, 42, 43, 55, 75, 95, 107, 108, 109, 110, 112, 113,
114, 119, 120

carga negativa 38, 39, 40, 41, 55, 75, 106, 107, 108, 109 , 112, 113, 119, 121

carga positiva 38, 39, 41, 42, 112, 119, 120

catena **163**, 165, 188

caulinita 36, 37, 53, 79, 106, 109, 121, 174, 225

celulose 58, 59, 65

chernossolo 155, 163, 171, **182**, 188, 199, 200, 217, 223, 227

chernozem **174**

chuva 33, 59, 74, 76, 78, 81, 86, 118, 127, 139, 140, 141, 142, 143, 201, 220

classe textural 46, 49, 50, **51**, 172, 217

classificação de solos do mundo (FAO – UNESCO) 172

clima 16, 45, 52, 55,72, 101, 117, 126, 128, 135, 158, 139, **140, 141**, 142, 143, 144, 145, 146, 153, 155, 157, 158, 163, 164, 165, 168, 169, 170, 171, 186, 192, 196, 199, 200, 217, 225

clorita 21, **43**, 79, 106

colóides 27, 68, 79, 94, 95, 96, 107, 111, **113**, 115, 116, 117, 118, 122, 124, 126, 127, 129, 150, 151, 152, 207, 219

concha de hidratação 112, 113

concreções 45, 155, 184, 199

condutividade de calor **102**

condutividade hidráulica 52, **82**

consistência 49, 91, 99, **100**, 101, 175, 199

contração 26, 36, 40, 42, 94, **96**, 97, 114, 155, 170, 184

correspondência entre sistemas de classificação de solos 189, 190

cronossequência 164

cryosol **173**

cutãs 92 156

deflação **139**, 156

densidade de partículas 88, 91, 99

densidade do solo (DS) 88, **99**, 100, 214

desnitrificação 58

dickita 36

dioctaedral 37, 38, 39, 41, 43

diorito 126

dipolo 26, 75, 98, 113

dissolução 26, 27, 32

distribuição do tamanho de partículas 46 ,49, 51, 78, 79, 83, 87, 89,
100, 136, 138, 157, 160

distrito de solo 186, **188**

dolomita 21, 30, 128, 209

domínio de solo **188**

drenagem 52, 74, 78, 79, 82, 83, 110, 145, 150, 152, 154, 157, 160,
161, 174, 199, 215, 224

dupla camada difusa 118

durisol **174**

ecossistema 195. 198, 218

edaphon 56

elevação capilar 82
eluviação 161
entisol **170**, 171, **224**
equação de Gapon **111**, 112, **115**
erosão 138, 139, 141, 144, 145, 156, 191, 214, 224
erosão eólica **139**, 215
esmectita 41
espaço poroso 85, 88, 89, 91, 92, 99
espodossolo 127, 128, 152, 153, 163, 176, **182**, 185, 223, **228**
estagnação 138, 154
estepe 143, 146, 169, 174, 223, 224, 225
estrutura do solo 55, 68, 71, 78, 79, **88**, 90, 91, 92, 100, 214, 215, 217
estrutura em faixa ou corrente (ver inosilicato) 18
estrutura em ilha (nesosilicato) 18
estrutura em grumos 98
expansão 26, 28, 40, 42, 43, 96, 97, 155, 170, 183
evaporação 74, 82, 140, 141, 142
evapotranspiração 82, 101, 140, 141, 142, 143, 201
fatores 14, 49, 51, 94, 113, 115, 134, 135, 145, 147, 149, 156, 157,
162, 163, 167, 168, 169, 171, 172, 185, 198, 208, 216
fatores na pedogênese **135**
fauna 17, 55, 56, 57, **60**, 61, 64, 68, 70, 98, 144, 149, 204
feldspato 30, 31, 32
ferralsol **174**

fertilidade 13, 51, 55, 196, **198**, 199, 214, **216**, 225

fixação 208 211

fixação biológica 66

fixação (K) 114 208

fixação (NH₄⁺) 114, 208

fixação (P) 121 173, 208

flora 17, 55, **56**, 57, 59, 60, 61, 64

fluvisol **175**

força de van der Waal's 95

**fotos de alguns perfis de solos brasileiros de acordo com o SiBCS
226, 227, 228**

**fotos e descrição das 12 ordens de solos da US Soil Taxonomy 224,
225**

fragmentos 17, 22, 45, 46, 53, 64, 90, 91, 92, 94, 97, 139, 173

fungo **59**, 60, 98

gabro 136, 137

gel 95

gelisol **170, 224**

gesso 26, 27, 30, 161, 174

gibbsita 36, 32, 152

glaciais 126, 128, 187, 230

glauconita **40**

gleissolo 162, 171, 175, 176, **182**, 187, 223, **228**

gleysol **173**

granito 126, 136, 137

gypsol **174**

hematita 36

heterotrófico 59

hidratação 31, 40, 75, 79, 95, 112, 113, 120, 150

hidrólise 26, **27**, 28,29, 31, 64, 66, 125

hidrônio 31, 122

hidrosfera 14, 219

hidróxidos 21, 28, 30, 31, **33**, 34, **45**, 90, 95, 96, 119, 120, 155, 210,

hidróxidos de ferro 120

hidroturbação **155**, 156

histerese **119**

histosol **170**, **172**, **224**

horizonte 161, 162

horizonte A 73, 160, 170, 176, 183, 184

horizonte B 183, 184

horizonte C 159

horizonte E 152, 158, **160**

horizonte G 159, **161**, 183

horizonte H **160**, 184

hornblenda 30, 43

humato 79, 106, 151, 152

húmico 67, 73, 79, 95, 106, 127, 160, 175,176, 216, 223

humificação 72, 141,157

humina 79, 95, 96, 98, 106

húmus 17, 55, **69, 70, 71**, 72, 73, 74, 79, 98, 100, 102, 106, 121, 128, 133, 143, 146, 147, 151, 152, 154, 157, 158, 170, 173, 183

húmus cru 71, 219

húmus doce 70, 219

húmus intermediário 71, 219

ilita 38, **39**, 40, 42, 79, 106, 107, 108, 109, 114, 118, 119, 205, 210

imobilização 134, 147, 149, 150, 153, 154, 208

inceptisol **170**, 171, **225**

infiltração 74, 79, **82**, 142

irrigação 145, 199, 200, 214, 216

inosilicato 18, 234

intensidade **29**, 30, 100, 101, 116, 127, 131, 145, 213, 224

interestratificação 42

intrusiva 22

íons 18, 19, 26, 27, 28, 29, 31, 32, 33, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 46, 65, 68, 71, 75, 95, 96, **103**, 104, 112, 114, 126

kastanozem **174**

latossolos 52, 79, 146, **182**, 223, **226**

leptosol **173**

lignina 58, 59, **62**, 65, 67, 71

litosfera 14, 22, 218

lixiviação 110, 120, 127, 144, 151, 225

lixisol **175**

loess 52, 54, 96, 107, 146, 163, 164, 223

luvisol **175**, 176

luvissolo 176, **182**, 227

macronutriente **204**

magnetita 21, 30

mapa de solos do Brasil de acordo com o sistema brasileiro de classificação de solos 185

material esquelético 53

mesofauna 60, 64

mica 20, **31**, 37, 38, 40

microclima 139, 140, 143

micronutriente 120, 204, **206**

minerais acessórios, **21**

minerais de argila **31**, **32**, 33, 34, 38, 43, 45, 53, 67, 68, 75, 95, 96, 98, 104, 106, **107**, 108, 109, 110, 114, 117, 119, 120, 150, 155, 209, 211

minerais de transição 42, 79, 106, 107, 108, 109, 114, 118, 119,

minerais dimórficos **36**, 37

minerais secundários 18, 23, 31, 34

minerais trimórficos 32, **37**, 38, 42

minerais trioctaedrais **37**, 38

minhocas 60, 61, 64

mobilização 74, 134, 147, 149, 150, 153, 154, 204, 207, 208

mollisol **170**, 171, **225**

montmorilonita 38, 40, 41, 42, 79, 106, 108, 109, 113, 114, 119, 155

mosaico de solo 187
mosqueado 155, 158, 160, 161
nematoide 60
neossolo 163, **183, 228**
nitisol **173**
nitossolo **183, 227**
nitrosomonas **58**
octaedro 18, 19, 32, 33, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 107, 119
olivina 30, 43
organossolo **183, 228**
ortoclásio 27, 30, 204, 209
óxidos de ferro 184, 225
óxidos e hidróxidos 21, **33, 34, 45**, 96, 122
oxisol **170, 225**
paleossolo 146
pedalfer 169
pedogênese 3, 14, 84, 134, **135, 147**, 156, 162, 163, 166, 167, 168,
191
pedologia 13, 16, 222
pedosfera 14, 15, 16, 184, 218
pedossistema 87, 195, 218
pF **77**, 79, 80, 82, 83
phaeozem **174**
planosol **174**

planossolo **183, 227**
plinthosol **173**
plintossolo **183, 228**
podzol 107, **173**, 176
poluição 13, 127, 218, 220
ponto de murcha (PM) 83, 200
potencial de água **77**, 80, 82
potencial redox **132**, 133, 134, 153, 154, 199, 208, 220
pressão de sucção **77**, 78, 79, 81, 82, 83, 84
pressão parcial 87
província de solo 186, **191**
quartzo 20, 21, 30, 33, 53, 103, 136, 225
quelato 152, 153
redução 58, 64, 85, 95, 130, 131, 132, 134, 140, 153, 154, 155, 182
regosol **175**
relação de atividade (RA), 116, **117, 132**
relação C/N **65**, 66
relação Q/I (quantidade/intensidade) **116, 117**, 119, 212
rêndzico 163, 171, 223
reserva de nutrientes 202
retenção de umidade 79
retisol **175**
riolito 136, 137
rizóbio 58

rizosfera 56, **199**

rochas calcárias 136

rochas ígneas 18, 20, 21, 22, 23, **24**, 34, 126

rochas metamórficas 21, **23**

rochas sedimentares 21, 22, 23, **25**, 34

rocha silicatada 220

salinidade 199, 215

saturação por bases **105**, 107, 111, 124, 169, 170, 174, 175, 175, 182

sazonal 196, 225

sedimentos 21, 22, 23, 34, 40, 126, 136, 137, 145, 163, 199, 218

sedimentos biogênicos 22

sedimentos clásticos 22

sedimentos químicos 22

seletividade **111**, 114, 118

sequência climática 163, 164

sequência de relevo (catena) 163

sequência de solo 163, 164

serpentina 21, 36

silicatos 18, 19, 20, 21, 27, 29, 31, **32**, 33, 34, 39, 45, 53, 103, 122, 137, 150, 152

silte 46, 53, 79, 83, 87, 89, 90, 92, 139, 187

sistema brasileiro de classificação de solos (SiBCS) **176**, 179

solonchak **173**

solonetz **173**

solos ácidos 61, 68, 117, 121, 145

solos antropomórficos 144

solos calcários 150

solos fósseis 139, **146**

solos hidromórficos 80, 133, 134, 138, 155, 159, 171

solos isomorfos 166

solos salinos 27, 77, 97, 122, 150, 152, 173, 207

solos zonais **168**

mapa de solos do mundo de acordo com a legenda da FAO 178

solução do solo 85, 105, 110, **114**, 115, 117, 120, 122, 129, 133, 207, 208, 209, 210, 211, 212

spodosol **170, 225**

stagnosol **174**

substâncias húmicas 17, 63, 67, **68**, 69, 71, 75, 104, 109, 119, 120, 143, 151

substituição isomórfica **38**, 39, 41, 107, 108

sumário de rochas ígneas **24**

sumário de rochas metamórficas **23**

sumário de rochas sedimentares **25**

superfície específica 26, 29, 31, 46, 68, 78, 95, 103, 108, 109, 110

tampão 13, **128**, 129, 218, 219, 220

tampão de pH **219**

taxonomia (solo) 166, 180

technosol **172**, 180

tectosilicato 20

tensão 74, 75, 76, **77**, 82

teor de umidade 84, 87, 99, 100, 225

teoria de Donnan 118

terra bruna 162, 163, 223

terra preta 102, 162

tetraedro 18, 19, 20, 32, 33, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 107, 113, 119

textura **45**, 46, 49, 53, 83, 85, 90, 97, 129, 137, 138, 160, 175, 187, 217, 219, 225

theta (θ) 78

transicional 176

transpiração 74, 143, 195

transporte de argila **150**, 151

troca de ânions 12, 108, **119**, 120, 121, 200

troca de cátions 31, **105**, **107**, 109, 111, 118, 119, 207

umbrisol **170**, **225**

umbrisol **174**

US soil taxonomy – EUA 169, 172, **224**

tundra 72, 143, 146, 169

valência 38, 104, 111, 112, 131

vermiculita 38,**41**, 42, 79, 106, 113, 114, 118, 119

vertisol **170**, **173**, **225**

vertissolo 156, **184**, **228**

vivianita 155

vulcânico 22, 224

xisto 23

zona do solo 171, 186, **192**