

CAPÍTULO 1- CONCEITOS DE SOLO

O que é solo ?

O termo solo origina-se do Latim *solum* = suporte, superfície, base. A concepção de solo depende do conhecimento adquirido a seu respeito, de acordo com o modelo conceptual que ele representa nas diferentes atividades humanas. A Ciência do Solo desenvolveu-se através da contribuição de profissionais das mais diversas áreas (Química, Física, Geologia, Biologia, Geografia, Agronomia e outras). Mas em função da grande ênfase no estudo do solo para a produção de alimentos, ela passou quase que integralmente ao âmbito das instituições de ensino e pesquisa ligadas ao desenvolvimento agrícola. Como ciência, entretanto, o conhecimento e o estudo do solo transcende o modelo agrícola, sendo de importância à todas as atividades humanas. Além de ser um meio insubstituível para a agricultura, o solo é também um componente vital de processos e ciclos ecológicos, é um depósito para acomodar os nossos resíduos, é um melhorador da qualidade da água, é um meio para a recuperação biológica, é um suporte das infra-estruturas urbanas e é um meio onde os arqueólogos e pedólogos lêem a nossa história cultural (Miller, 1993). Entre os diversos conceitos de solo destacamos os seguintes: (1) o solo como meio para o desenvolvimento das plantas; (2) o solo como regolito; (3) o solo como corpo natural organizado; (4) o solo como sistema aberto.

O solo como meio para o desenvolvimento das plantas

Este é o conceito mais antigo de solo, provavelmente desenvolvido a partir do momento em que a humanidade passou a cultivar plantas para sua subsistência. Evidências arqueológicas indicam o início da agricultura há cerca de 7000 anos AC na Mesopotâmia e há 6500 anos AP no México. Neste contexto, o objetivo final do solo é a produção de alimentos e fibras, o que geralmente é desenvolvido nas instituições de ensino e pesquisa agrícola.

O solo como regolito

O solo compreende a porção superior da crosta terrestre (litosfera), mais precisamente a porção superior do regolito (Figura 1.1). O *regolito* é o material solto, constituído de rocha alterada e solo, que ocorre acima da rocha consolidada. A rocha alterada constitui o material de origem do solo. Daí se origina a designação do solo conforme a rocha que lhe deu origem: solo de granito, solo de basalto, solo de arenito, etc. O solo é visualizado como sinônimo de regolito ou rocha alterada pela maioria dos geólogos e engenheiros civis, sendo caracterizado de acordo com sua adequação ou não para mineração, material de construção ou suporte para edificações.

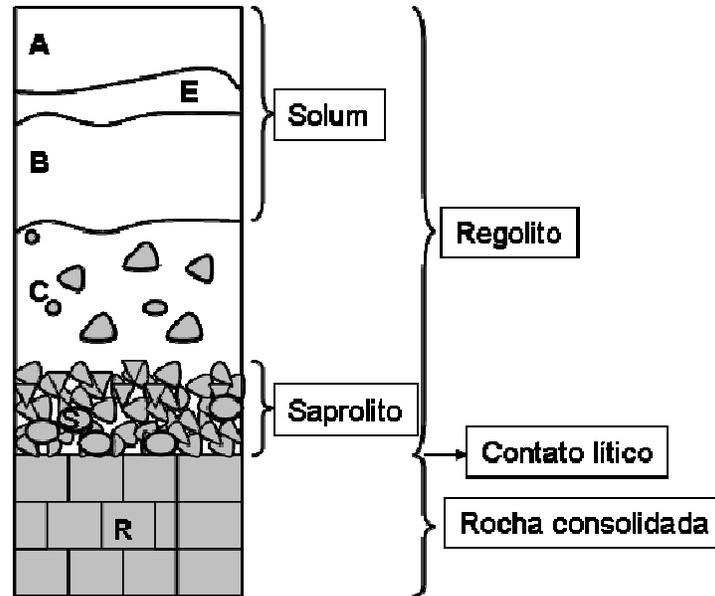


Figura 1.1. Perfil de Solo

O solo como corpo natural organizado

O reconhecimento de que o solo não é apenas o resultado da alteração das rochas, mas sim o produto das interações entre a Litosfera, atmosfera, hidrosfera e a biosfera (Figura 1.2), surgiu no final do século XIX, através dos estudos do geólogo russo V.V. Dokuchaev (1846-1903), e pode ser resumido na seguinte equação:

$$S = f (mo, cl, r, o, t)$$

a qual expressa "o solo (S) como função das interações entre os fatores ambientais *material de origem* (mo), *clima* (cl), *relevo* (r), *organismos vivos* (o), atuando ao longo do *tempo* (t)". Neste contexto, os solos são corpos naturais com características próprias desenvolvidas durante seu processo de formação, o qual é condicionado pelos fatores ambientais. Essas características podem ser visualizadas no *perfil de solo*, que consiste numa seção vertical que se estende da superfície até uma determinada profundidade do solo (Figura 1.1). Ao conjunto de fatores ambientais naturais (mo, cl, r, o) deve ser acrescentada a ação humana como *fator antropogênico* (a) atuante na alteração, degradação e construção do solo. Isto significa que qualquer material (natural ou artificial), depositado pela ação humana (por exemplo, um aterro), que seja capaz de suportar o desenvolvimento de plantas, também é considerado como solo.

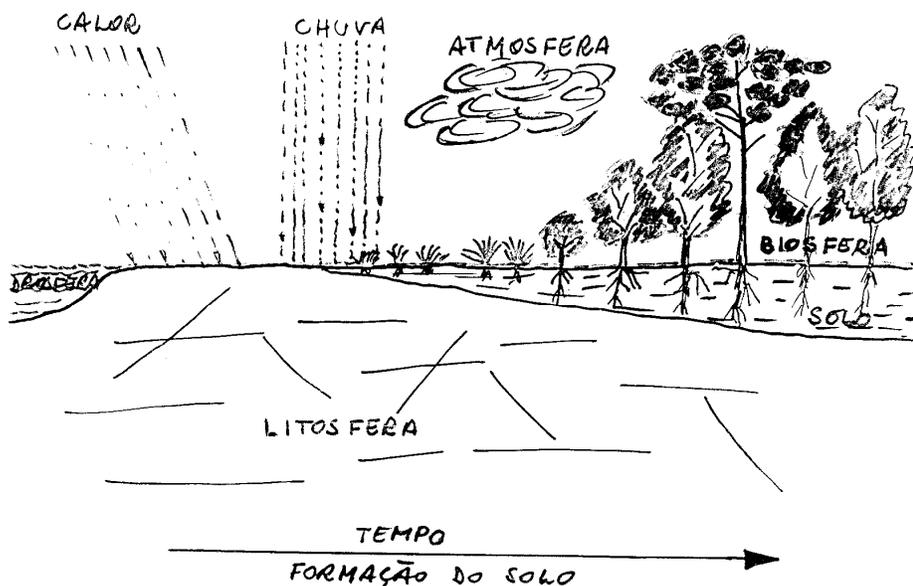


Figura 1.2. Interações entre a Litosfera, atmosfera, hidrosfera e a biosfera.

As inúmeras possibilidades combinatórias dos fatores ambientais (mo, cl, r, o) implicam numa grande diversidade de tipos de solos. Daí a necessidade de agrupá-los em um sistema de classificação, que possibilite sua identificação no terreno e o mapeamento da sua distribuição geográfica.

A parte da Ciência do Solo que trata da origem, morfologia, distribuição, mapeamento e classificação dos solos é chamada de *Pedologia* (do Grego, *pedon* = solo ou terra; *logos* = estudo) e os profissionais atuantes nessa área são os pedólogos. A raiz *pedon* é aplicada em vários termos relacionados ao estudo do solo. Por exemplo, a formação ou gênese do solo é chamada de *pedogênese* e os processos de formação do solo são *processos pedogenéticos*.

O conceito de solo como corpo natural organizado tem uma importância prática muito grande, pois estabelece relações entre os fatores ambientais e os diferentes tipos de solos, o que permite mapear a sua distribuição geográfica, avaliar o potencial de uso das terras para diversos fins e prever os efeitos da intervenção humana.

O solo como sistema aberto

O compartimento terrestre onde se dão as interações entre o solo, os organismos que nele vivem, o relevo, a atmosfera, a hidrosfera e a litosfera é definido como geocossistema. De acordo com a concepção holística (do Grego, *holos* = totalidade), um sistema consiste num *todo organizado*, constituído por um conjunto de componentes interdependentes que atuam integradamente, de

maneira que a alteração de um componente afeta os demais. Ou seja, a maneira como as partes estão integradas no todo é mais importante do que as partes isoladas.

Geossistemas e solos são *sistemas abertos*, porque trocam energia e matéria com sua circunvizinhança. No solo, fluxos de matéria e energia são continuamente transferidos entre minerais, plantas, microorganismos, compostos orgânicos e o ambiente externo (Figura 1.3). Isto significa que o solo é um sistema dinâmico, constantemente perturbado por forças internas e externas. Ocorrem adições (energia, partículas sólidas, água, O₂, MO, sais, etc.), remoções (energia, partículas sólidas, água, nutrientes, etc.), transferências (água, nutrientes, minerais, etc.) e transformações (minerais, MO, etc.). Como sistema aberto, o solo é um corpo natural que se organiza dissipando entropia para o ambiente circunvizinho.

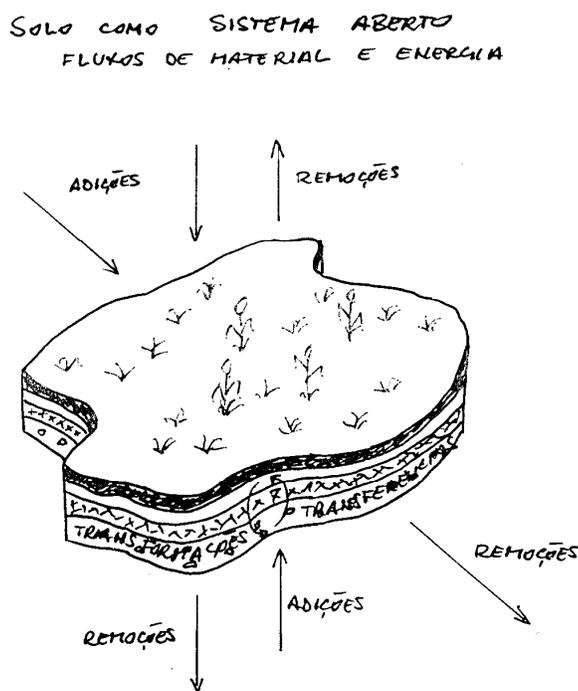


Figura 1.3. Solo como um sistema aberto.

O sistema solo é muito complexo e, portanto, difícil de ser analisado na sua totalidade. Para facilitar sua compreensão usam-se modelos que são simplificações da realidade. Assim, para fins operacionais e didáticos, o sistema solo pode ser subdividido numa hierarquia de subsistemas, com limites definidos (diversas escalas) conforme o objetivo pretendido (Figura 1.4; Quadro 1.1).

Quadro 1.1. Exemplo de hierarquia de sistemas para estudo do solo.

Nível	Sistema	Definição
1	Paisagem	Porção delimitada da superfície terrestre
2	Catena	Seqüência regular de solos associada ao relevo
3	Perfil	Seção vertical de um solo
4	Horizontes	Camadas minerais ou orgânicas aproximadamente paralelas à superfície do solo, originadas por processos pedogenéticos
5	Agregados	Agregados originais formados pela interação de minerais e compostos orgânicos
6	Minerais	Compostos inorgânicos com estrutura e composição química definida
7	Matéria orgânica	Compostos orgânicos com estrutura e composição química definida

Os termos *paisagem*, *catena*, *perfil*, *horizontes*, *agregados*, *minerais*, representam uma hierarquia de sistemas (ou subsistemas) com limites definidos. Por exemplo, no mapeamento da distribuição geográfica dos solos numa paisagem (extensões de metros à km) são usadas imagens obtidas por sensoriamento remoto; no exame de agregados estruturais no perfil do solo (dimensões de cm) a escala é visual; na análise de minerais da fração argila ($\varnothing < 0,002$ mm) utiliza-se microscopia eletrônica e a difratometria de raios-x. O conhecimento das diversas partes (ou componentes) visa facilitar a compreensão do todo.

Conclusão

Os diversos conceitos de solos podem ser incluídos na seguinte definição, que servirá de base para o nosso estudo:

Solo é o corpo natural da superfície terrestre, constituído de materiais minerais e orgânicos resultantes das interações dos fatores de formação (clima, organismos vivos, material de origem e relevo) através do tempo, contendo matéria viva e em parte modificado pela ação humana, capaz de sustentar plantas, de reter água, de armazenar e transformar resíduos e suportar edificações.

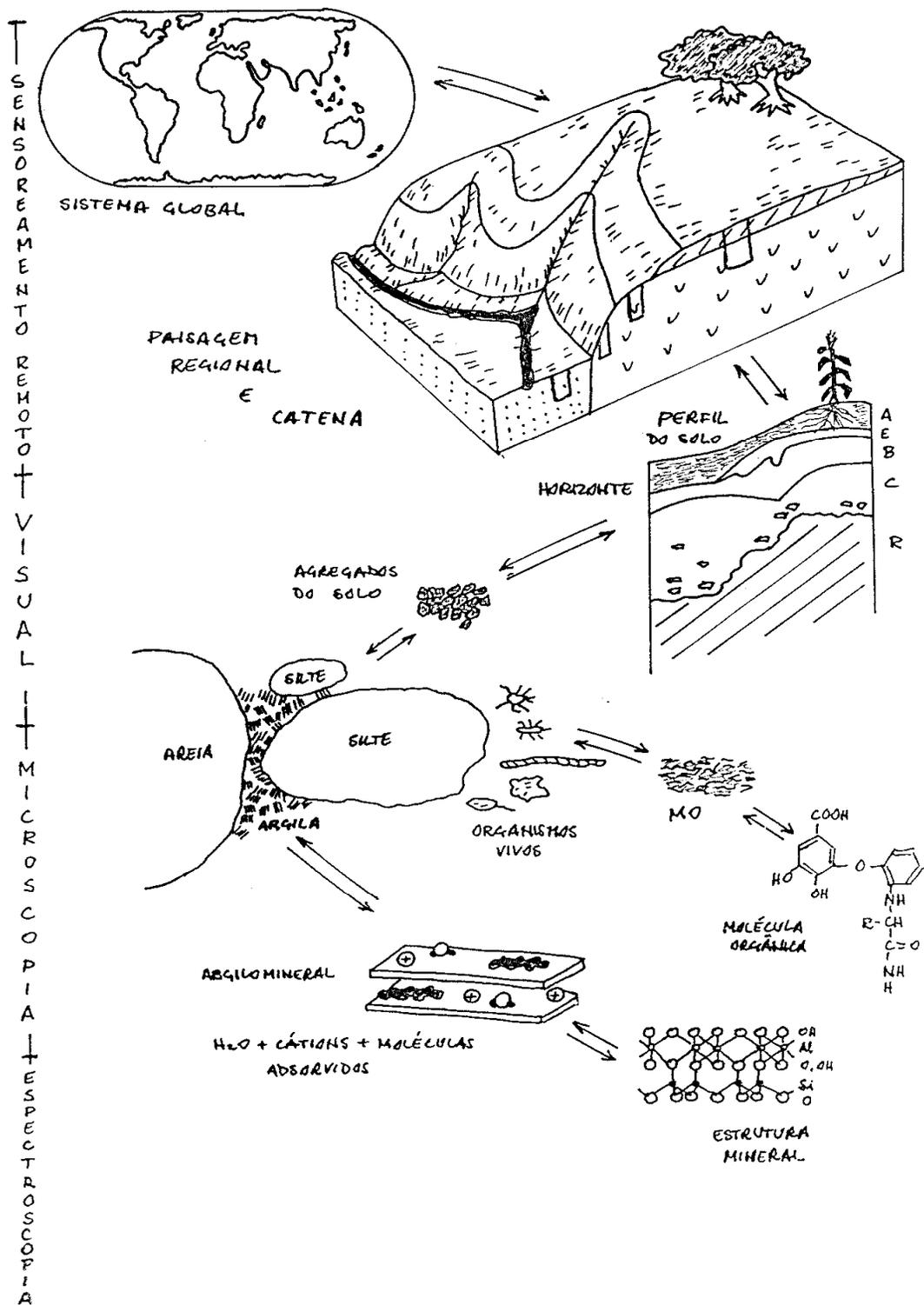


Figura 1.4. Hierarquia de subsistemas.

Bibliografia e leitura complementar

Curi, N. et al. Vocabulário de Ciência do Solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas. 1993.

Miller, F.P. Soil Science: A scope broader than its identity. Soil Sci. Soc. Am. J., 57:299 e 564, 1993.

Reichardt, K. Por que estudar o solo ? In: Moniz, A.C. (ed.) A responsabilidade social da Ciência do Solo. Campinas, SBCS, 1988. p.75-78.

Ruellan, A. Pedologia e desenvolvimento: A Ciência do Solo ao serviço do desenvolvimento. In: Moniz, A.C. (ed.) A responsabilidade social da Ciência do Solo. Campinas, SBCS, 1988. p.69-74.

GLOSSÁRIO

Ciência do Solo: é a área da Ciência que se ocupa do estudo do solo quanto à sua formação, natureza, classificação e comportamento no geocossistema, de modo a desenvolver tecnologia para o seu manejo adequado e planejar os resultados econômicos, sociais e ambientais de sua utilização.

Geocossistema: constitui a interação entre o solo, os organismos que nele vivem, o relevo, a atmosfera, a hidrosfera e a litosfera.

Terra: compreende, além do solo, todos os elementos do ambiente que abrangem a geologia, o relevo, o clima, os recursos hídricos, a flora, a fauna e os efeitos da ação humana.

Formação do solo: gênese, desenvolvimento e evolução do solo através de processos condicionados pelos fatores ambientais (clima, organismos, material de origem e relevo) e pela ação humana atuando ao longo do tempo.

Levantamento e classificação do solo: mapeamento da distribuição geográfica dos diferentes tipos de solo, os quais são identificados através de sistemas de classificação organizados com base na constituição e no comportamento do solo.

Avaliação da terra: é o processo de avaliação ambiental e de estimativa do potencial da terra, considerando as suas qualidades e limitações para usos agrícola e não agrícola, sem o risco de danos permanentes ao ambiente.

CAPÍTULO 2 - MORFOLOGIA DO SOLO

INTRODUÇÃO

Morfologia é o estudo das formas de um objeto ou de um corpo natural. Na Ciência do Solo seu objetivo é a descrição, através de metodologia padronizada, da aparência que o solo apresenta no campo, segundo características visíveis a olho nú, ou perceptíveis por manipulação. A descrição morfológica do solo é o primeiro passo para a identificação e a caracterização do mesmo, constituindo pressuposto fundamental para estudos de gênese, levantamento, classificação e planejamento do uso dos solos.

A caracterização morfológica do solo compreende duas etapas. Na primeira, é feita a descrição das características morfológicas internas, correspondendo, portanto, a “anatomia do solo”. Nesta, leva-se em conta a espessura, cor, textura, estrutura, consistência, cerosidade, porosidade, distribuição de raízes e transição entre os diferentes horizontes que formam o perfil do solo. Na segunda etapa é feita a descrição do ambiente onde se encontra o solo, constando do relevo, drenagem, vegetação, pedregosidade, erosão e uso atual, que constituem as características morfológicas externas do solo.

Esta caracterização é feita de acordo com a metodologia descrita no “MANUAL DE DESCRIÇÃO E COLETA DE SOLO NO CAMPO” editado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo e pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos.

O PERFIL DO SOLO E SEUS HORIZONTES

O solo é um corpo natural, tridimensional, com características próprias, ocupando uma seção definida da paisagem. As características próprias de cada solo podem ser analisadas e descritas no perfil do solo, que é a seção vertical que se estende da superfície até o material que lhe deu origem e com dimensão lateral suficiente para observar a variação das características (Figura 2.1).

Observando o perfil de um solo em um barranco de estrada ou na parede de uma trincheira, verifica-se que ele apresenta uma sucessão de camadas mais ou menos paralelas à superfície, diferenciadas entre si pela espessura, cor, distribuição e arranjo das partículas sólidas e poros, pela distribuição de raízes e por outras características identificadas mediante exames mais apurados.

Estas camadas, diferenciadas por processos pedogenéticos, denominam-se horizontes do solo. Camadas que possam ocorrer no perfil de um solo e que não sejam produto de processos pedogenéticos não são consideradas como horizontes do solo.

O desenvolvimento dos horizontes do solo é um processo dinâmico. Num primeiro estágio, pela alteração da rocha, forma-se uma camada de material mineral não consolidado (regolito), composta por partículas de diversos tamanhos, denominadas material de origem do solo. Sobre este material desenvolvem-se plantas e outros organismos vivos (bactérias, fungos, actinomicetos e

animais superiores) que incorporam material orgânico ao mesmo. Este enriquecimento orgânico resulta na formação de um horizonte superficial mineral, escurecido, denominado horizonte A. Em alguns locais, sobre este horizonte A ocorre deposição de resíduos vegetais e/ou animais, mais ou menos decompostos, originando um horizonte orgânico que em condições de boa drenagem é denominado de horizonte O e em condições de má drenagem de horizonte H.

Em alguns solos, as partículas mais finas encontradas no horizonte A, constituídas por micelas coloidais orgânicas ou minerais, podem ser translocadas em profundidade pela ação da água que se infiltra no perfil do solo (veja iten processos de podzolização e lessivagem). Em solos onde há eluviação muito intensa forma-se uma camada de cores claras com menor concentração de partículas finas (argila), abaixo do horizonte A. Esta camada é denominada horizonte E.

Abaixo do horizonte A e/ou E, pode se formar uma camada mineral pobre em material orgânico e enriquecida em argila, denominada horizonte B. A argila do horizonte B pode ser formada “in situ” ou pode ser proveniente do horizonte A. Este acúmulo de argila proveniente de horizontes superiores denomina-se iluviação. O conjunto de horizontes A e B denomina-se solum, que pode ser definido como a parte do solo que sofre a influência das plantas e animais.

Abaixo do horizonte B pode ocorrer uma camada de material mineral não consolidado, parcialmente alterado, onde as características dos horizontes A e B estão ausentes. Esta parte do perfil é denominada horizonte C, podendo ou não corresponder ao material de origem do solo.

O substrato rochoso não alterado, sobre o qual se encontra o perfil do solo e do qual pode ou não ser proveniente, é designado pela letra R.

A Figura 1 ilustra uma seção da paisagem ocupada por um solo individual. Mostra também o perfil deste solo e seus horizontes O, A, AB, B, C e R.

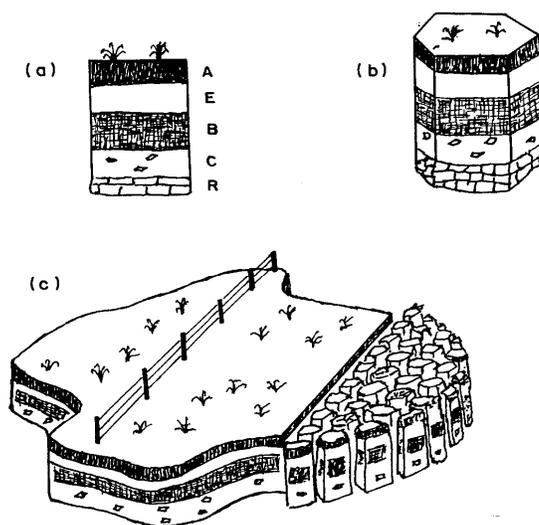


Figura 2.1. Ilustração do perfil e horizontes do solo (a), pedon (b), e polipedon (c).

Os horizontes O ou H, A, E, B e C são os horizontes genéticos principais de um perfil de solo, por refletirem a atuação dos processos que podem ocorrer nos diversos estágios de desenvolvimento do mesmo. A simbologia dos horizontes genéticos principais e suas definições adotadas pelo SNLCS a partir de 1984 são apresentadas abaixo. Publicações anteriores utilizam a simbologia antiga, cuja correlação com a atual consta no Quadro 2.1.

- O** - Horizonte orgânico situado sobre horizonte mineral superficial formado por resíduos vegetais, folhas, talos, ramos, etc..., acumulados em condições de boa drenagem. Estes resíduos podem ser bem decompostos ou não decompostos. Ocorre principalmente, sob vegetação florestal.
- H** - Horizonte orgânico superficial ou não, formado pela acumulação de resíduos orgânicos em condições hidromórficas. Os resíduos orgânicos apresentam estágios de decomposição variados.
- A** - Horizonte superficial mineral, que pode estar sob horizontes ou camada O ou H, e que apresenta coloração escurecida pelo enriquecimento com material orgânico humificado.
- E** - Horizonte mineral que ocorre sob o horizonte A, e que apresenta máxima eluviação de argilas, óxidos ou matéria orgânica, pelo que apresenta textura mais arenosa e coloração mais clara que os horizontes subjacentes.
- B** - Horizonte mineral formado sob um A ou E, por intensa alteração do material de origem com formação de argilominerais, com ou sem produção de óxidos e em conjunção ou não com iluviação de argilominerais, óxidos e matéria orgânica.
- C** - Horizonte mineral inconsolidado pouco ou não afetado pela ação de organismos e que pode ou não corresponder ao material de origem do solo. Pode corresponder a material transportado que está em alteração ou material resultante da alteração “in situ” da rocha subjacente. O C também pode representar uma camada de areia quartzosa não alterada pedogeneticamente, designando neste caso uma camada e não um horizonte genético principal.

O substrato rochoso contínuo ou praticamente contínuo pouco fendilhado, que corresponde a rocha sã ou, quando já alterada corresponde a material suficientemente coeso, não cortável com a pá, que ocorre abaixo do horizonte C, não é considerado horizonte mas camada, sendo designado por **R**. O R pode ou não corresponder ao material de origem do solo.

A variação das características morfológicas entre dois horizontes poucas vezes se dá abruptamente. Normalmente as características de dois horizontes principais transicionam de um para o outro em diferentes graus de nitidez podendo resultar entre eles horizontes nos quais as características de ambos se fundem em proporções variáveis e são designados como horizontes de transição miscigenados. Os horizontes de transição miscigenados são representados pela junção das letras dos horizontes principais entre os quais estão situados por exemplo, **AB** ou **BA**, onde o primeiro apresenta maior semelhança com o horizonte A mas possui características de B, e o segundo apresenta maior semelhança com o B mas possui características de A.

Também podem ocorrer horizontes de transição mesclados, onde ocorrem partes identificáveis mas misturadas dos horizontes principais adjacentes, por exemplo, o **A/E**, que deveria ser classificado como A, exceto pela inclusão de áreas dentro do horizonte, que constituem menos de 50% do volume, com características de E.

Quadro 2.1. Equivalência da simbologia para notação de horizontes genéticos principais e de horizontes de transição, adotada a partir de 1984, com a simbologia antiga.

Simbologia atual (SNLCS, 1984)	Simbologia antiga
Horizontes genéticos principais	
O, H	O
A	A ₁
E	A ₂
B	B ₂
C	C
Horizontes de transição miscigenados	
AE	-
AB, EB	A ₃
AC, CA	AC
BA, BE	B ₁
BC	B ₃
CB	-
Horizontes de transição mesclados	
O/A, A/O	-
A/B	AB
A/C	-
E/B	A & B
B/E	B & A
B/A	-
B/C	-

À simbologia dos horizontes são acrescentados sufixos (letras minúsculas), que indicam a presença de características específicas, originadas pela atuação de processos de desenvolvimento do solo, genéticos ou não (Quadro 2.2).

Quando a partir de certa profundidade o solo foi desenvolvido de material de origem diferente, indicando descontinuidade litológica, os horizontes recebem prefixos sob a forma de algarismos arábicos.

Quadro 2.2. Equivalência da simbologia para notação de características específicas (sufixos) dos horizontes genéticos principais e de transição, adotada a partir de 1984, com a simbologia antiga.

Características específicas		
Simbologia atual (SNLCS, 1984)		Simb. antiga
Sufixo	Significado	Sufixo
a	propriedades ândicas	-
b	horizonte enterrado; ex: Ab	b
c	concreções ou nódulos endurecidos de Fe, Al, Mn ou Ti; ex: Bc	cn
d	avançada decomposição do material orgânico; ex: Od, Hd	-
e	escurecimento da parte externa dos agregados por matéria orgânica não associada a óxidos; ex: Ae	-
f	material plintico e/ou bauxítico brando; ex: Bf, Cf	-
g	glei; ex: Bg, Cg	g
h	acumulação iluvial de matéria orgânica; ex: Eh	h
i	incipiente desenvolvimento do horizonte B; ex: Bi	-
j	tiomorfismo; ex: Bj	-
k	presença do carbonatos; ex: Ck	ca
m	extremamente cimentado; ex: Bm	m
n	acumulação de sódio trocável; ex: Bn	-
o	material orgânico pouco ou nada decomposto; ex: Oo, Ho	-
p	aração ou outras pedoturbações; ex: Ap	p
q	acumulação de sílica	si
r	rocha branda ou saprolito; ex: Cr	-
s	acumulação iluvial de óxidos de Fe, Al com matéria orgânica; ex: Bs	ir
t	acumulação de argila; ex: Bt	t
u	modificações e acumulações antropogênicas; ex: Au	-
v	características vérticas; ex: Bv	-
w	intensa alteração com inexpressiva acumulação de argila, com ou sem acumulação de óxidos; ex: Bw	-
x	cimentação aparente, reversível; ex: Bx	x
y	acumulação de sulfato de cálcio	-
z	acumulação de sais mais solúveis em água fria que sulfato de cálcio	-

Linhas de pedras, variações abruptas da discriminação do tamanho de partículas do solo e mudanças acentuadas de cor são algumas das características que podem indicar mudanças de material de origem. Por exemplo: numa seqüência de horizontes como: A, AB, BA, 2B, 3C... tem-se uma mudança de material de origem entre os horizontes BA e B e outra de B para C, indicando que os horizontes A, AB e BA desenvolveram-se de material diferente de 2B e este, diferente de 3C.

Cada solo apresenta uma seqüência de horizontes relacionada com seu grau de desenvolvimento pedogenético. Solos pouco desenvolvidos apresentam seqüência de horizontes A, C, R ou A, R. Solos com desenvolvimento intermediário, como, por exemplo, os de regiões temperadas, podem apresentar seqüência de horizontes O1, O2, A, E, Bhs, C, R. Solos muito desenvolvidos de regiões tropicais, normalmente apresentam seqüência de horizontes A, AB, BA, B, C e R.

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

Este item apresenta um resumo das características morfológicas. Para efetuar a descrição de um perfil de solo deve-se utilizar o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SBCS/SNLCS).

Espessura e transição entre horizontes

A espessura e a profundidade dos horizontes são determinadas com fita métrica colocada em posição vertical, ajustando-se o zero com a superfície do solo, quando o mesmo não tiver horizontes orgânicos, ou com a transição entre os horizontes orgânicos e os minerais. A espessura dos horizontes minerais é medida de cima para baixo, enquanto que as espessuras dos horizontes orgânicos são medidas de baixo para cima, a partir do contato do horizonte orgânico com o mineral.

As características morfológicas, que definem um horizonte de um solo, podem não mudar abruptamente nas linhas traçadas para separá-lo de horizontes adjacentes. Normalmente estas mudanças se fazem em faixas de espessura variável nas quais as características morfológicas graduam de um horizonte para outro. Esta faixa é utilizada para determinar a transição entre os horizontes. Na determinação da transição, utilizam-se dados de espessura ou nitidez da faixa e a topografia da mesma.

Cor do solo

A cor do solo é uma característica facilmente perceptível e determinável, por isso utilizada para identificar, descrever e diferenciar solos a campo. Apesar de ter pequena influência no comportamento do solo, a cor permite a avaliação indireta de propriedades importantes, além de refletir a ação combinada dos fatores de formação do solo. Assim, as cores podem ter os seguintes significados:

-cores escuras: indicam acumulação ou presença de matéria orgânica e estão relacionadas com o horizonte A, a não ser que a matéria orgânica tenha sido translocada, sob a forma dispersa e/ou solúvel, para os horizontes inferiores. Cores pretas em horizontes B e C podem indicar a presença de óxidos de manganês, sob forma de revestimentos ou nódulos;

-cores vermelhas: indicam condições de boa drenagem e aeração do solo e estão relacionadas com a presença de hematita (Fe_2O_3);

-cores amarelas: podem indicar condições de boa drenagem, mas um regime mais úmido e estão relacionadas com a presença de goethita (FeOOH);

-cores acinzentadas: indicam condições de saturação do solo com água e estão relacionadas à redução de ferro. Em condições anaeróbicas, podem formar-se cores azuladas ou esverdeadas, devidas a compostos de Fe (II) e sulfeto;

-cores claras ou esbranquiçadas: normalmente se relacionam com a presença de minerais claros como caulinitas, carbonato de cálcio, quartzo, calcedonia e outros, porém podem significar perda de materiais corantes. Estas cores são comuns em horizontes E e Ck;

-horizontes mosqueados ou variegados: são caracterizados pela presença de manchas amarelas, vermelhas, pretas ou de outras cores, em uma matriz ou fundo normalmente acinzentado. São encontrados em horizontes onde ocorrem oscilações do lençol freático ou podem ser herdados do material de origem do solo.

Numa catena (veja fatores de formação do solo: relevo) as cores vermelhas são encontradas, normalmente, em solos de superfícies convexas, elevadas e bem drenadas; as cores amarelas e horizontes mosqueados, em solos de superfícies côncavas, do terço inferior das elevações, com drenagem imperfeita; e as cores cinzentas, escuras e horizontes mosqueados, nas partes baixas mal drenadas.

A determinação da cor se processa por simples comparação da cor do solo com as cores da Escala de Munsell. Nesta escala as cores são arranjadas com base no matiz, no valor e no croma, que têm os seguintes significados:

-matiz (hue): corresponde à cor do espectro de cores, varia em função de uma escala radial (Figura 2.2) e esta relacionada com o comprimento de onda da luz. Cada página da escala de Munsell corresponde a um matiz, cuja simbologia se encontra no canto superior direito da página, conforme ilustra a Figura 2.3.

-valor ou tonalidade (value): refere-se a luminosidade relativa da cor. Assim, em cada página o valor varia verticalmente, no sentido descendente de um máximo (branco = 8) até o mínimo (preto = 0), passando pelo acinzentado (valor 5) (Figura 2.3).

-croma ou intensidade de saturação (chroma): é a pureza relativa do espectro de cores, em relação ao cinza e, em cada página, aumenta da esquerda (croma = 0) para a direita (croma = 8), na medida em que diminui a proporção de cinza, tornando a cor mais pura (Figura 2.3).

A notação da cor de um horizonte de solo, determinada por comparação com as cores da Escala de Munsell, é registrada na seqüência: nome da cor, matiz, valor e croma. Por exemplo: vermelho escuro, 2,5YR 3/6 (úmido).

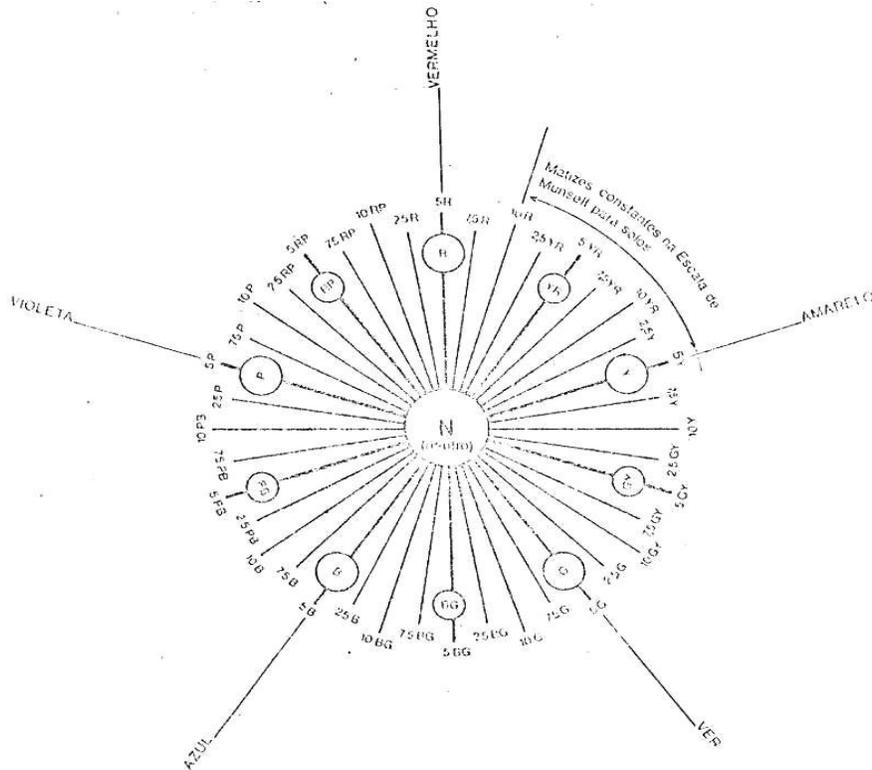


Figura 2.2. Símbolos dos matizes (hue) na Escala Munsell de classificação de cores.

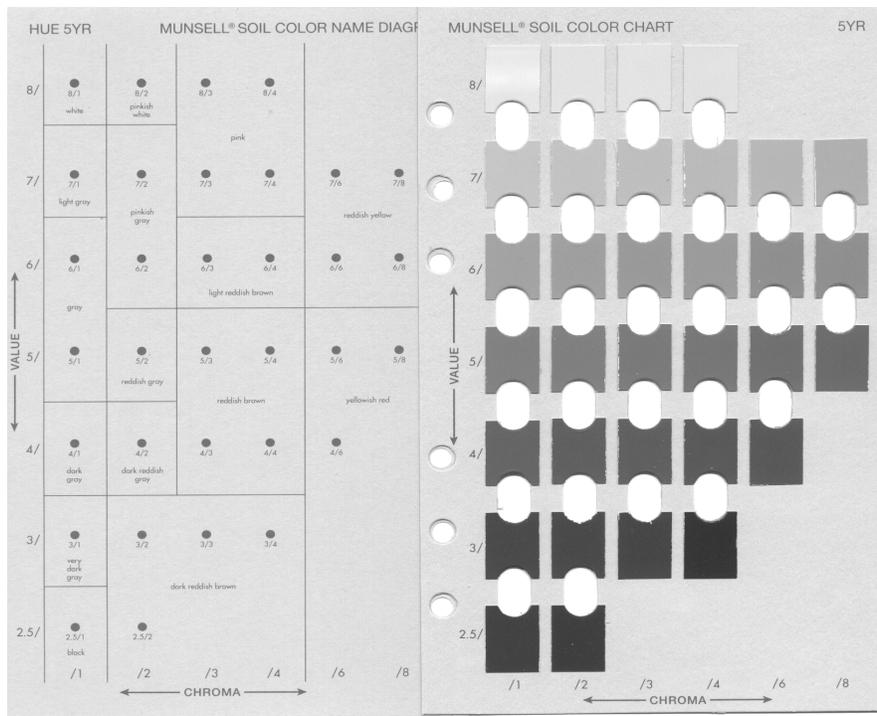


Figura 2.3. Nome das cores para as diversas combinações de valor e cromagem, no matiz 5YR, que constitui uma página da Escala de Munsell.

Como as cores de um solo podem variar com a umidade do mesmo, é necessário especificar a condição de umidade (seco, úmido, e úmido amassado) em que a cor foi determinada. É necessário determinar sempre a cor em condição úmida, pois, caso um solo esteja seco, é fácil umedecê-lo. Nos horizontes superficiais, além da cor do solo úmido, determina-se a cor do solo seco; para horizonte B é descrita a cor também em amostra seca triturada.

Quando o horizonte de um solo se apresenta mosqueado, determina-se, inicialmente, a cor de fundo ou matriz, e, depois, as cores das manchas ou dos mosqueados. Uma descrição completa dos mosqueados inclui a quantidade de manchas, o tamanho e, o contraste das cores dos mosqueados com a cor de fundo.

Quando o horizonte não apresentar predominância de uma determinada cor (cor de fundo), ele será descrito como tendo coloração variegada. Na descrição do variegado, simplesmente se caracterizam uma por uma as cores que o compõem. Por exemplo: coloração variegada, composta de vermelho (2,5YR 4/6 úmido), bruno (10YR 5/3 úmido), etc.

Textura do solo

Desagregando uma porção de solo seco na palma da mão, pode-se observar que ele é composto por partículas sólidas de diferentes tamanhos. A Proporção relativa destas partículas com diversos tamanhos que compõem a massa do solo denomina-se textura do solo. Quanto ao tamanho, estas partículas são agrupadas entre limites definidos de diâmetro, formando as frações texturais ou granulométricas, denominadas areia, silte e argila (Quadro 2.3).

A determinação quantitativa destas frações pode ser executada em laboratório, utilizando-se métodos que se baseiam nas diferentes velocidades de sedimentação que partículas de diferentes tamanhos apresentam, depois de dispersas em líquidos e associadas ao uso de peneiras com aberturas de diferentes diâmetros.

No campo, a textura é estimada, de maneira empírica, através do tato, trabalhando-se uma amostra de solo úmida e amassada entre o dedo polegar e o indicador.

Este método baseia-se nas diferentes sensações que as diversas frações (areia, silte e argila) oferecem ao tato, conforme descritas no Quadro 2.3.

É importante considerar que a sensação ao tato pode ser mascarada pela presença de elevado teor de matéria orgânica ou devido ao tipo de argilominerais que compõe a fração coloidal do solo, o que dificulta o estabelecimento mais preciso de sua textura. Assim, a matéria orgânica tende a tornar os solos argilosos menos plásticos e, inversamente, mais plásticos e mais pegajosos os solos arenosos. Em solos com argilominerais do tipo 2:1, a sensação de pegajosidade e plasticidade é mais intensa do que em solos com argila 1:1. Os óxidos de ferro, em alta proporção, tendem a diminuir a plasticidade do solo. A presença de mica torna o solo mais macio, “micáceo” ao tato.

Quadro 2.3. Diâmetro de partículas e sensação ao tato das frações areia, silte e argila, utilizadas na determinação da textura do tato.

Fração Granulométrica	Diâmetro de partícula (mm)	Sensação ao tato
Areia	2,0 – 0,05	Sensação de aspereza. Não plástica e não pegajosa, quando molhada; grãos simples quando seca.
Silte	0,05 – 0,002	Sensação de sedosidade. Ligeiramente plástica e não pegajosa quando molhada.
Argila	<0,002	Sensação de sedosidade. Plástica e pegajosa, quando molhada.

Normalmente, o solo é constituído pela mistura de frações granulométricas. A percentagem de ocorrência de cada fração na mistura determina a classe textural. Para determinar a classe textural, utiliza-se o triângulo de classes texturais (Figura 2.4)

Na determinação da textura pelo tato, além das frações que compõem a terra fina, leva-se em conta também a presença da fração cascalho (2 a 20 mm).

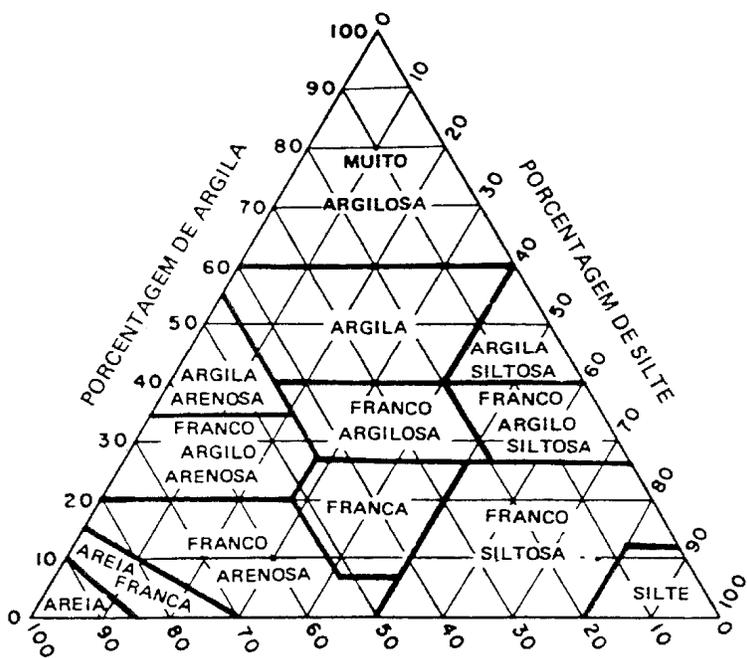


Figura 2.4. Triângulo utilizado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, mostrando as treze classes texturais em relação as percentagens de areia, silte e argila do solo.

Estrutura do solo

Em condições naturais, na maioria dos solos, as partículas sólidas (areia, silte, argila e matéria orgânica) estão ligadas entre si formando agregados. As forças que tendem a manter estas partículas ligadas entre si, dentro de um mesmo agregado, são mais intensas do que as forças de ligação entre agregados adjacentes, definindo, assim, planos de fraqueza onde os agregados podem ser separados. O conjunto destes agregados forma a estrutura do solo. Agregados naturais individuais também são denominados peds, ou unidades estruturais.

A estrutura do solo é uma característica morfológica que varia de um solo para outro e também entre os horizontes de um mesmo solo, constituindo um critério usado para separação de horizontes do perfil do solo. Para a descrição da estrutura são levados em conta o grau de desenvolvimento das unidades estruturais, a classe e o tipo de estrutura.

O grau expressa a intensidade das ligações dentro e entre os agregados e é determinado pela nitidez com a qual os agregados se apresentam no perfil e pela resistência que oferecem à desagregação quando são removidos e manipulados.

A classe refere-se ao tamanho dos agregados. O tipo refere-se a forma dos agregados. Os diferentes tipos de agregados que podem ocorrer no solo estão representados na Figura 2.5.

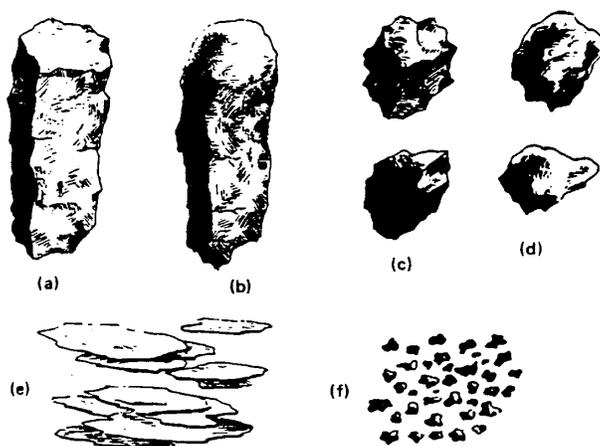


Figura 2.5. Tipos de agregados estruturais. (a) prismática; (b) colunar; (c) bloco angular; (d) bloco subangular; (e) placas; (f) granular.

A descrição de estrutura é feita no campo, observando-se detalhadamente os agregados por ocasião de sua remoção do perfil. A anotação é feita na seguinte ordem: grau, classe e tipo. Por exemplo: fraca, média, blocos subangulares.

Consistência do solo

Um agregado de solo argiloso, quando seco, apresenta resistência à desagregação ao ser comprimido entre as mãos. Esta resistência tende a diminuir a medida que o agregado é umedecido. Se o umedecimento é feito até o encharcamento, verifica-se que, em vez de desagregar-se, o agregado tende a amassar-se e torna-se moldável, com tendência a aderir aos dedos.

A resistência do solo à desagregação e à moldagem e sua tendência a aderir a outros objetos correspondem à consistência do solo. Ela é condicionada pelas forças de coesão e adesão que atuam na massa do solo, em diversos teores de umidade.

A força de coesão resulta da atração de partículas da mesma fase. Por exemplo: atração entre si de partículas de argila. A força de adesão resulta da atração de moléculas de água por superfícies sólidas do solo. Ambas as forças variam com o teor de água do solo. A manifestação e intensidade destas forças determinam as diferentes formas de consistência, cujo grau de intensidade é descrito quando o solo está seco, úmido e molhado.

A consistência do solo seco é caracterizada pela dureza ou tenacidade, ou seja, pela resistência a ruptura ou fragmentação dos seus agregados quando comprimidos entre o dedo polegar e o indicador. No solo úmido caracteriza-se pela friabilidade do solo, sendo determinado num estado de umidade intermediário entre seco ao ar e a capacidade de campo, observando-se a resistência oferecida a aplicação de pressão e a capacidade do material fragmentado tornar a agregar-se sob nova pressão conforme a Figura 2.6. A consistência do solo molhado caracteriza-se pela plasticidade e pegajosidade. É determinada em amostras pulverizadas, homogeneizadas e amassadas com conteúdo de umidade pouco superior à capacidade de campo. Pode ser avaliada quando da determinação da textura. A plasticidade é a propriedade que possui o solo de mudar de forma quando submetido à ação de uma força e de manter a forma imprimida quando cessa a ação da mesma (Figura 2.7). Já a pegajosidade é a propriedade que o solo tem de aderir a outros objetos, quando molhado e homogeneizado (Figura 2.8).

Porosidade do solo

A porosidade é o espaço existente entre as partículas sólidas do solo. Ela serve para circulação do ar e retenção e circulação da água do solo. Aproximadamente 50% do volume total de um solo corresponde ao seu espaço poroso.

A porosidade é determinada a campo pelo exame de unidades estruturais, onde são avaliados o tamanho e a quantidade de poros. Para sua determinação usa-se lupa ou estima-se a porosidade com base na absorção de água pelo solo.

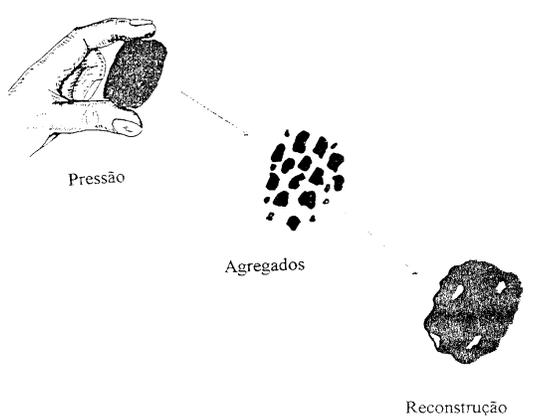


Figura 2.6. Determinação da friabilidade do solo.

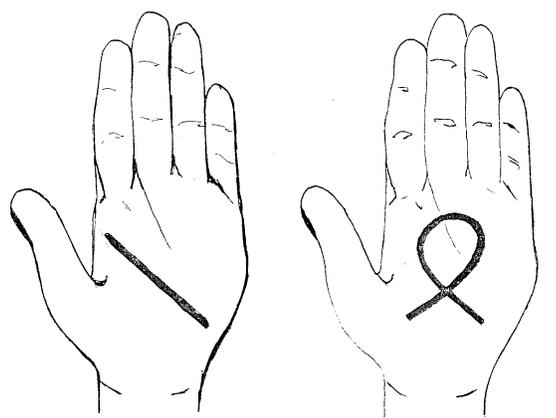


Figura 2.7. Determinação da plasticidade do solo.

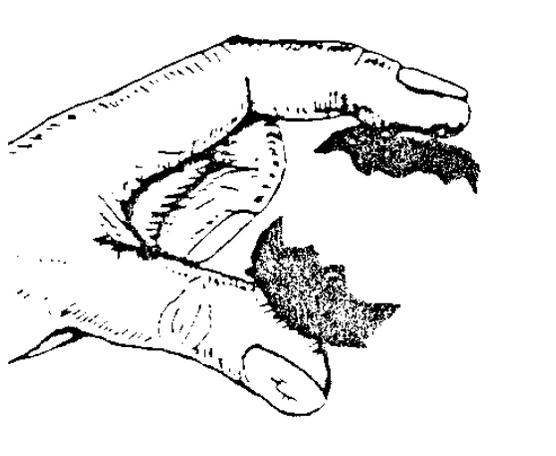


Figura 2.8. Determinação da pegajosidade do solo.

Cerosidade do solo

Cerosidade é o aspecto brilhante, ceroso, observado na superfície das unidades estruturais dos horizontes iluviais do solo. Ela compreende uma fina película de argila depositada nas superfícies das unidades estruturais e nas paredes dos poros pelos processos de eluviação-iluviação (veja processos de formação do solo). É uma característica de horizonte iluvial (Bt).

Superfícies foscas (Coatings)

São revestimentos, ou películas tênues resultantes da deposição de matéria orgânica, ferro e manganês, ou compostos organometálicos, sobre a superfície dos poros e unidades estruturais, apresentando aspecto embaçado ou fosco, não podendo ser identificadas como cerosidade.

Superfícies de deslizamento (Slickensides)

São superfícies lisas e lustrosas, com estrias paralelas encontradas na superfície das unidades estruturais. São causadas por deslizamentos e atritos entre distintas porções da massa do solo devido ao processo de contração e expansão resultante de umedecimento e secagem. São inclinadas (mais ou menos 45^o) em relação ao prumo do perfil do solo, sendo características de solos com argilominerais expansíveis do tipo 2:1 (esmectitas) como, por exemplo, nos Vertissolos.

Superfícies de compressão

São superfícies lisas e lustrosas, sem estrias, formadas pela compressão entre as unidades estruturais durante a contração resultante da secagem e umedecimento. Normalmente não se apresentam inclinadas por não haver deslocamento entre as unidades. São características de solos com textura argilosa.

Nódulos ou Concreções Minerais

Nódulos ou concreções são unidades granulares com dureza e composição química diversa, que ocorrem em diversos solos, normalmente formados pela precipitação ou cristalização de algum elemento químico (Fe, Al, Mn, Ca, etc...). A descrição dos nódulos inclui informação sobre quantidade, tamanho, dureza, forma, cor e natureza dos nódulos.

Raízes

É difícil uma definição satisfatória de termos para quantificar as raízes por observação do perfil do solo. Entretanto, o objetivo principal é a descrição relativa da quantidade de raízes nos diferentes horizontes. A distribuição anômala das raízes em relação à seqüência de horizontes pode indicar camadas compactadas, cimentadas ou outras condições físicas ou físico-químicas que impeçam o livre desenvolvimento das mesmas.

CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS

As características ambientais, a seguir relacionadas, são avaliadas e relatadas na descrição dos perfis de solos:

Localização

Registra os detalhes necessários para permitir a identificação do local.

Situação e Declive

Descreve a situação na paisagem em que foi descrito o perfil. Por exemplo: área plana, encosta, topo de morro, etc.

Altitude

Registra a altitude em que o solo ocorre.

Litologia

Formação geológica da qual se originou o solo.

Vegetação

Indica o tipo de cobertura vegetal característica do solo (mato, cerrado, campo, pastagem, etc), designando os respectivos gêneros predominantes.

Atividade biológica

Registra a ação de termitas, formigas, minhocas e outros.

Relevo

O relevo é a configuração da superfície local ou regional onde o solo se encontra. Ele é importante porque condiciona o processo evolutivo do solo, ou seja, a remoção de partículas por erosão, o movimento de massas do solo, a drenagem, etc.. (veja fatores de formação do solo).

Drenagem

A drenagem indica a capacidade de absorção e/ou velocidade de remoção de água do solo.

Erosão

Erosão significa o movimento físico de partículas de solo de um lugar para outro pela água (erosão hídrica) ou vento (erosão eólica). Em relação a erosão hídrica são distinguidos os seguintes

tipos: a) erosão laminar: tende a rebaixar uniformemente a superfície do solo, pela perda gradativa das camadas superficiais; b) erosão em sulcos: consiste na perda de material do solo no caminho preferencial das águas de escoamento, causando a formação de sulcos; c) erosão em voçorocas: ocorre quando a perda nos sulcos é tão intensa que estes se alargam e aprofundam, atingindo o horizonte C e mesmo a camada R.

Pedregosidade e Rochosidade

Pedregosidade e rochosidade referem-se ao número de pedras (matacões) com mais de 20 cm de diâmetro ou de afloramentos de rochas, que ocorrem numa determinada área. Sua determinação é importante, pois influem nas práticas de manejo de solos e culturas, principalmente impedindo o uso de máquinas e implementos agrícolas.

Uso atual

O uso atual do solo consiste na descrição de como o mesmo está sendo usado. Por exemplo: pastagem, culturas anuais, etc...

EXEMPLO DE DESCRIÇÃO DE PERFIL DO SOLO

Projeto- Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Rio Grande do Sul.

Perfil- (IGRA-1)

Classificação- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

Unidade- Camaquã

Localização- Município de Camaquã-RS, a 8,7 km da cidade, na Vila Aurora.

Situação e Declive- Corte de estrada, na meia encosta de uma elevação com 5% de declive.

Altitude- 85 metros.

Litologia e Formação Geológica- Rochas graníticas da Formação Cambaí.

Material Originário- Produto da intemperização de rochas graníticas.

Relevo- Ondulado, formado por elevações arredondadas com pendentes de dezenas e centenas de metros.

Erosão- Laminar ligeira.

Drenagem- Bem drenado.

Vegetação- Campo modificado pelo uso agrícola. Gramíneas dos gêneros *Paspalum sp.*, *Axonopus sp.*, *Piptechaetium sp.*, *Brisa sp.* e *Aristida sp.* Ocorrem alguns arbustos esparsos e mata de galeria.

Uso Atual- Pastagem natural.

Descrição do Perfil

- A 0-30; bruno escuro (10YR 3/3, úmido), bruno amarelado escuro (10YR 3/4, seco); franco arenosa; fraca pequena granular; muito poroso e poros médios; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição gradual e plana.
- AB 30-42; bruno (10YR 4/3, úmido); franco arenosa; fraca pequena blocos subangulares; poroso e poros médios; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.
- BA 42-58; bruno avermelhado (5YR 4/4, úmido), mosqueado grande e comum, bruno (10YR 4/3, úmido) e grande pouco, bruno forte (7,5YR 5/6, úmido); franco argilosa; fraca pequena e média subangulares; poroso e poros pequenos; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
- Bt1 58-90; vermelho amarelado (5YR 4/6, úmido); argila; moderada média blocos subangulares; cerosidade forte e pouca; dura, plástica e pegajosa; transição difusa e plana.
- Bt2 90-120; vermelho amarelado (5YR 4/8, úmido); argila; moderada média blocos subangulares; cerosidade forte e pouca; pouco poroso; dura, firme, plástica e pegajosa; transição gradual e plana.
- BC 120-150+; vermelho amarelado (5YR 4/8, úmido); argilo arenosa ; moderada grande blocos subangulares; grande quantidade de grãos de quartzo; pouco poroso; dura, firme, ligeiramente plástica.

Raízes- Abundantes no A e AB; raras no BA, Bt1 e Bt2 e ausentes no BC.

Observações- Presença de minerais primários intemperizados.

CAPÍTULO 3- ROCHAS E MINERAIS PRIMÁRIOS

Os solos são constituídos basicamente de sólidos, que compreendem os compostos minerais e os compostos orgânicos, e um espaço poroso, preenchido por água, que forma a solução do solo, e de gases que compreendem o ar do solo.

Composição mineral

Os compostos minerais do solo são herdados e/ou originam-se a partir dos constituintes minerais das rochas (Figura 3.1). As rochas são, portanto, o material de origem dos solos e a fonte primária da maioria dos nutrientes das plantas. Desta forma, para melhor compreender certas diferenças entre os solos e as suas potencialidades agrícolas é fundamental conhecer-se alguns aspectos básicos sobre rochas e seus minerais componentes. As rochas são definidas como agregados naturais formados de um ou mais minerais. Por sua vez, os minerais são sólidos que possuem uma composição química característica ou composições variáveis dentro de certos limites.

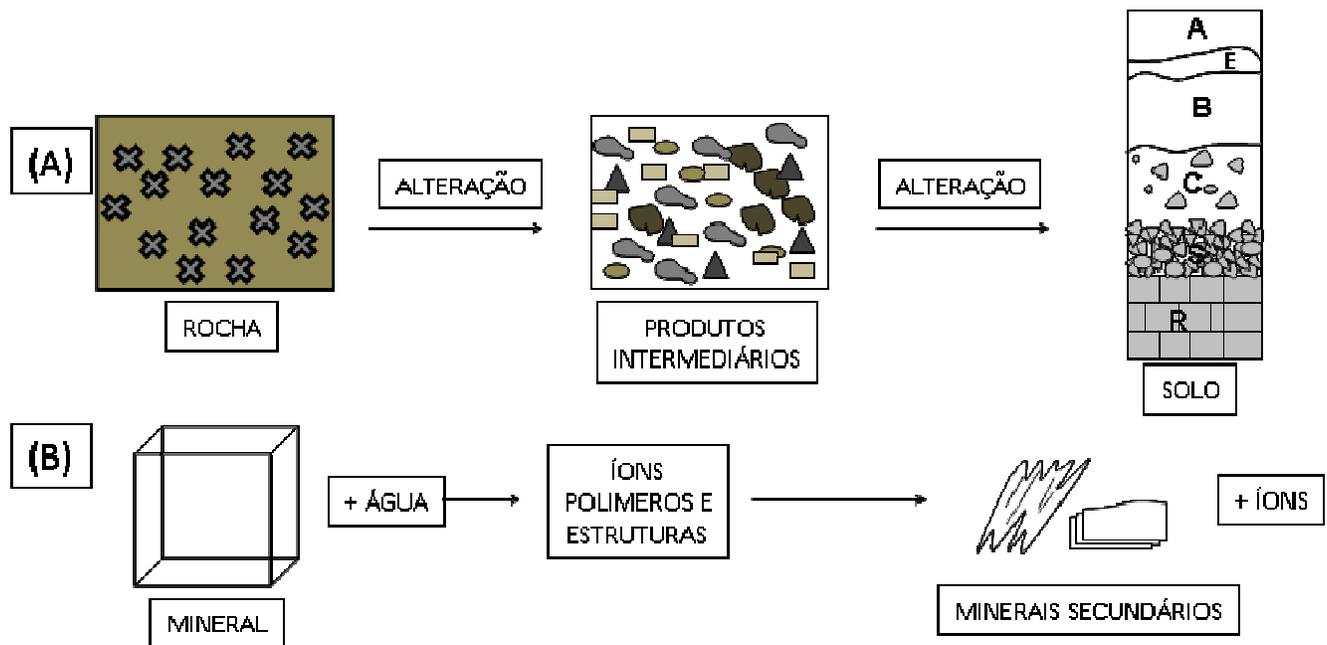


Figura 3.1. Representação esquemática da alteração (a) da rocha em solo e (b) de minerais primários em minerais secundários.

O mineral é considerado cristalino quando apresenta uma ordenação atômica tridimensional sistemática, isto é, uma estrutura interna definida que se repete sistematicamente (Figura 3.2 a, b);

quando não há esta ordenação, o mineral é considerado não cristalino (= amorfo) (Figura 3.2 c, d). Assim, por exemplo, a rocha calcário é constituída principalmente do mineral cristalino calcita, cuja composição química é CaCO_3 ; a rocha granito é constituída pelos minerais cristalinos quartzo (SiO_2), feldspatos (KAlSi_3O_8 e $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e mica ($\text{K}(\text{MgFe}^{2+})\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$); cinzas vulcânicas são constituídas principalmente por minerais amorfos do tipo alofana e vidros.

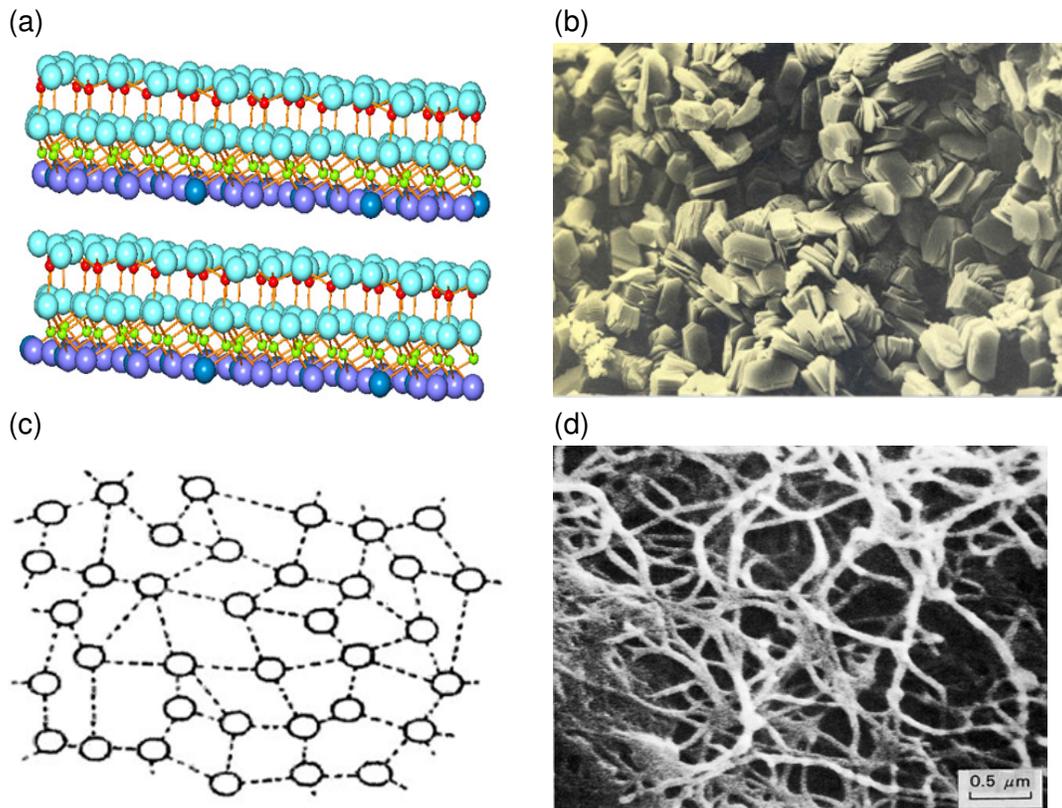


Figura 3.2. Representação esquemática de (a, b) estrutura cristalina (c, d) estrutura não cristalina.

Minerais

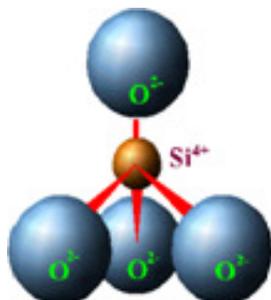
A composição química da crosta terrestre (litosfera) indica que os minerais mais comuns devem conter silício e oxigênio (Quadro 3.1), constituindo o grupo de minerais denominados silicatos.

A estrutura fundamental dos silicatos é condicionada pelo arranjo geométrico entre silício e oxigênio: o silício, devido ao seu raio iônico menor ($= 0,40 \text{ \AA}$), está rodeado por quatro oxigênios (raio iônico $= 1,40 \text{ \AA}$), originando uma configuração tetraédrica, cuja composição é SiO_4^{4-} (Figura 3.3 a).

Quadro 3.1. Abundância de elementos químicos na crosta continental.

Elemento	Símbolo	% em peso	% atômica
Oxigênio	O	47,2	61,7
Silício	Si	28,2	21,0
Alumínio	Al	8,2	6,4
Ferro	Fe	5,1	1,9
Cálcio	Ca	3,7	1,9
Sódio	Na	2,9	2,6
Potássio	K	2,6	1,4
Magnésio	Mg	2,1	1,8
Hidrogênio	H	-	1,3

(a)



(b)

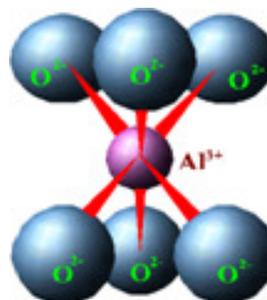


Figura 3.3. Configuração tetraédrica do Si^{4+} e O^{2-} (a) e configuração octaédrica do Al^{3+} e O^{2-} (b).

A carga negativa (-4) resultante desse arranjo tetraédrico é compensada por ligações com íons positivos (Si^{4+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , etc), restabelecendo o equilíbrio eletrostático. A união dos tetraedros SiO_4^{4-} entre si, com adição ou não de outros cátions, forma os vários tipos de minerais silicatos. Alguns silicatos, denominados filosilicatos devido sua morfologia em camadas, apresentam além da configuração tetraédrica, uma outra denominada octaédrica, onde um íon central (Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+}) está rodeado por 6 oxigênios ou hidroxilas (Figura 3.3 b).

O Quadro 3.2 relaciona os principais silicatos encontrados na litosfera.

Quadro 3.2. Principais minerais silicatos e sua proporção média na litosfera.

Silicato	Proporção (% volume)
Quartzo	12
Feldspatos	51
Micas	5
Anfibólios	5
Piroxênios	11
Olivina	3
Argilominerais	5

O quartzo é um mineral incolor, sendo o silicato com a composição química mais simples: SiO_2 ; o arranjo estrutural compacto dos tetraedros lhe confere uma grande resistência à alteração; não contém nutrientes essenciais para as plantas, mas tem participação importante na formação do esqueleto do solo.

Os feldspatos são minerais de cores claras, nos quais parte dos tetraedros contém Al^{3+} em lugar do Si^{4+} do que resulta uma deficiência de carga positiva que é compensada pela presença de cátions como Ca^{2+} , Na^+ e K^+ . Os principais feldspatos são o ortoclásio (KAlSi_3O_8), a albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Na alteração dos feldspatos há liberação de nutrientes essenciais às plantas (K^+ , Na^+ , Ca^{2+}) e de Al^{3+} , Si^{4+} e O^{2-} para a formação de novos minerais.

Os anfibólios e piroxênios são minerais escuros, onde também há substituição parcial de Si^{4+} por Al^{3+} , compensando-se a carga pela presença de Ca^{2+} , Mg^{2+} e Fe^{2+} . São minerais facilmente alteráveis, liberando nutrientes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}) e/ou elementos (Fe^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , Mg^{2+} , O^{2-}) para formação de novos minerais.

As micas são silicatos onde os tetraedros estão unidos formando lâminas, cujo empilhamento forma camadas; por isso, as micas tem um aspecto plano estratificado. As micas mais comuns são a muscovita $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ de cores claras, e a biotita $\text{K}(\text{Fe},\text{Mg})_3\text{Si}_3\text{Al}_0(\text{OH})_2$ de cores escuras. As micas contém de 5 a 9% de K, constituindo uma fonte potencial desse nutriente para as plantas.

Outros minerais (não-silicatos) importantes são: os carbonatos, onde se destaca a calcita (CaCO_3) e a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) como fontes de Ca^{2+} e Mg^{2+} para as plantas e como corretivos da acidez do solo; as apatitas $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ como a principal fonte natural de fosfatos nos solos. Devido a sua maior importância nos solos os argilominerais e os óxidos serão tratados em um item específico.

Rochas

As rochas são agrupadas quanto à sua origem em: (a) rochas ígneas ou magmáticas, (b) rochas sedimentares e (c) rochas metamórficas.

Rochas ígneas ou magmáticas

As rochas ígneas constituem aproximadamente 80% do volume da litosfera e resultam da solidificação de uma fusão de silicatos, denominada magma, proveniente do interior da Terra. A cristalização de minerais a partir do resfriamento do magma ocorre entre 1200 e 600 °C.

Há dois tipos principais de rochas ígneas: extrusivas ou vulcânicas e intrusivas ou plutônicas. (Figura 3.4).

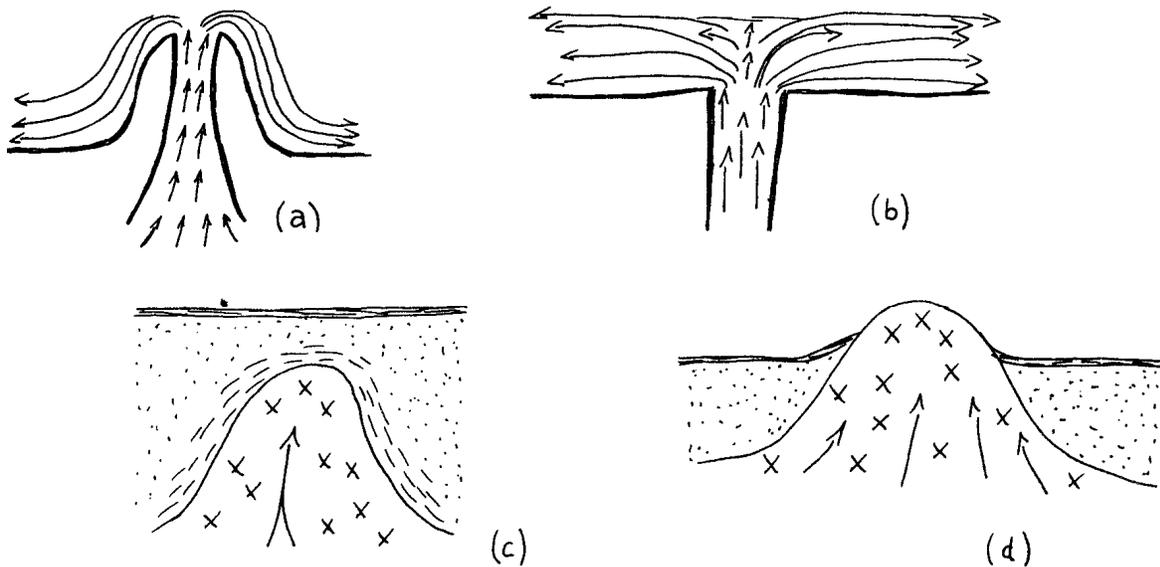


Figura 3.4. Representação esquemática da formação de rochas ígneas extrusivas (a) por extravasamento de magma em vulcões, (b) em fissuras da crosta; (c) de rochas ígneas intrusivas e (d) seu afloramento por soerguimento e erosão.

As rochas ígneas extrusivas são originadas pelo extravasamento de magma à superfície da crosta terrestre, através de vulcões ou de fissuras na crosta (ex. derrames de lavas). Rochas ígneas intrusivas são produzidas pela cristalização de magmas que não atingiram a superfície da crosta terrestre; essas rochas, geralmente, sofrem um resfriamento mais lento do que as ígneas extrusivas quimicamente equivalentes e contém mais seus constituintes voláteis dissolvidos. Estas condições afetam a textura da rocha, a qual é definida pelo tamanho, a forma e o arranjo dos minerais na massa

da rocha. Assim, as rochas ígneas intrusivas apresentam minerais grandes (textura fanerítica), pois o crescimento dos cristais é favorecido pelo resfriamento lento, enquanto que as rochas extrusivas apresentam cristais pequenos não visíveis a olho nu (textura afanítica). Quando o período de resfriamento envolve duas fases, uma de resfriamento lento, com formação de cristais grandes e outra de resfriamento rápido com formação de cristais pequenos, a rocha resultante terá uma textura chamada porfirítica.

Um resfriamento extremamente rápido do material extrusivo pode até impedir a formação de cristais e a rocha resultante será constituída de minerais amorfos (textura vítrea). Por outro lado, materiais sólidos expelidos por vulcões podem formar rochas de textura fragmental, onde as partículas maiores são cimentadas por uma massa fina. As relações entre o local e a velocidade de resfriamento do magma com a textura das rochas ígneas, e respectivos exemplos, constam no Quadro 3.3.

Quadro 3.3. Relação entre o local, a velocidade de resfriamento, as características dos cristais, a textura e o tipo de rocha ígnea.

Local e velocidade de resfriamento	Características dos cristais	Textura	Tipo de rocha ígnea
Resfriamento lento em profundidade	grandes	fanerítica	intrusiva
Resfriamento rápido na superfície	pequenos	afanítica	extrusiva
Resfriamento em 2 fases: lento e rápido	grandes e pequenos	porfirítica	intrusiva ou extrusiva
Resfriamento extremam/ rápido na superfície	sem formação de cristais	vítrea	extrusiva
Material sólido expelido por vulcões	fragmentos de rocha	fragmental	extrusiva

O principal constituinte das rochas ígneas é o silício, e conforme o seu teor (expresso como % SiO₂), essas rochas são classificadas em: ácidas (> 65% SiO₂), intermediárias ou neutras (55 a 65% SiO₂), básicas (35 a 55% SiO₂) e ultrabásicas (< 35% SiO₂). Em rochas ígneas com baixo conteúdo de silício são, geralmente abundantes, minerais escuros contendo ferro e magnésio, como olivinas, piroxênios e anfibólios; essas rochas são denominadas máficas. Em rochas ígneas com mais de 60%

de silício em peso, ocorre quartzo associado com feldspatos alcalinos, com pequena quantidade de minerais ferro-magnesianos; essas rochas tem coloração clara e são denominadas félsicas.

A denominação específica das rochas ígneas baseia-se na sua composição mineral efetiva. O Quadro 3.4 resume a classificação das rochas ígneas conforme a origem, a textura, o teor de SiO₂, a cor e a composição mineral.

Quadro 3.4. Classificação de rochas ígneas conforme a origem, a textura, o teor de SiO₂, a cor e a composição mineral.

Origem	Textura	Composição Mineral		
Extrusiva	Piroclástica ou Fragmental	Tufo vulcânico ou brecha		
	Vítrea	Obsidiana (maciça); Pomice (porosa)		
	Afanítica	Riolito	Andesito	Basalto
Intrusiva	Fanerítica	Granito	Diorito	Gabro
% SiO ₂		> 65 (ácidas)	55-65 (neutras)	35-55 (básicas)
Propriedades		Claras e leves	Intermediárias	Escuras e pesadas

Rochas sedimentares

As rochas sedimentares constituem apenas 5% do volume da litosfera, mas recobrem 75% da sua superfície. Sedimentos são deposições de materiais que resultam da decomposição, desagregação e retrabalhamento de rochas existentes e de várias origens. Os sedimentos depositam-se estratificadamente, camada sobre camada, na superfície da litosfera, em temperaturas e sob pressões relativamente baixas. Cada camada de sedimento vai se enterrando sempre mais profundamente quando as camadas que se sucedem depositam-se sobre sua parte superior. Assim, as rochas sedimentares podem acumular-se em espessuras de muitos milhares de metros (Figura 3.5).

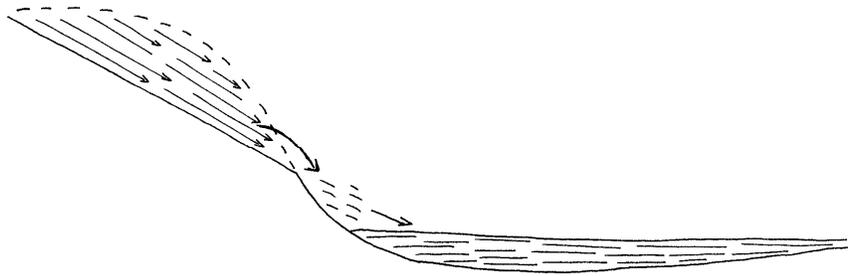


Figura 3.5. Erosão, transporte e deposição estratificada de sedimentos

Durante o transporte e a deposição do sedimento ocorre a seleção mecânica e química do material original. Assim, por exemplo, material grosseiro (matacões, seixos, cascalho) são depositados próximo à área fonte, enquanto que materiais mais finos (areia, silte, argila) são depositados sucessivamente a distâncias maiores; por sua vez, materiais solúveis, como carbonato de cálcio são dissolvidos, transportados em solução e precipitados em ambientes específicos (Figura 3.6).

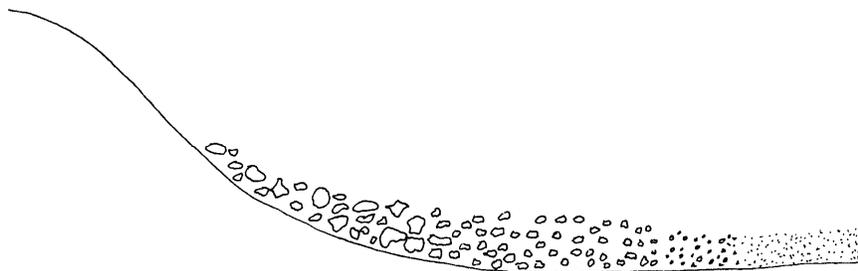


Figura 3.6. Seleção mecânica e química de sedimentos pelo transporte.

Devido as variações físicas ou químicas durante o transporte e a deposição do material, os sedimentos tendem a adquirir uma estrutura estratificada ou em camadas, que podem ser horizontais ou cruzadas; esta última indica as diferentes direções do movimento de deposição.

A textura das rochas sedimentares informa quanto a distância do transporte e quanto ao ambiente de deposição, sendo reconhecidos os seguintes tipos:

(a) textura clástica - presença de fragmentos de rochas; considera o tamanho dos grãos, o grau de arredondamento, a seleção e a cimentação.

(b) textura cristalina - presença de cristais formados a partir da solução.

(c) textura esquelética - presença de fragmentos de esqueletos de organismos ou de conchas.

Conforme o processo de formação, as rochas sedimentares são classificadas em: clásticas quando resultam da deposição mecânica; ou química-orgânicas quando são provenientes da precipitação de soluções inorgânicas. Sedimentos clásticos podem conter algum material precipitado quimicamente, da mesma forma que sedimentos químicos compõem-se de algum material clástico.

As rochas sedimentares clásticas são classificadas conforme o tamanho das partículas, com uma divisão subsequente baseada na composição (Quadro 3.5). As rochas sedimentares química-orgânicas são classificadas conforme sua composição, com subdivisões baseadas na textura ou outras características.

Quadro 3.5. Classificação das rochas sedimentares levando em conta o tipo, composição e textura dos sedimentos.

Textura	Composição	Nome
	CLÁSTICAS	
Grãos grossos (> 2 mm)	Fragmentos arredondados de quartzo, calcedônia	Conglomerado
	Fragmentos angulares de qualquer mineral ou rocha: quartzo, quartizito, ardósia	Brecha
Grãos médios (1/16 a 2 mm)	Quartzo + minerais acessórios	Arenito
	Quartzo + 25% feldspato	Arcózio
Grãos finos (1/256 a 1/16 mm)	Quartzo e argilas	Siltito
Grãos muito finos (1/256 mm)	Quartzo e argilas	Folhelho ou argilito
	QUÍMICA-ORGÂNICAS	
Grãos médios a grossos		Calcário
Fósseis em matriz de calcário	Calcita (CaCO_3)	Calcário fossilífero
Grãos médios a grossos	Dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)	Dolomita
Criptocristalino	Calcedônia (SiO_2)	Calcedônia

Rochas metamórficas

As rochas metamórficas constituem aproximadamente 15% da litosfera; originam-se de rochas ígneas, sedimentares ou mesmo metamórficas que sofreram transformação na composição mineralógica, na estrutura e na textura, provocadas por modificações devidas ao calor, a pressão e ação química no ambiente em que foram geradas.

Os principais processos de metamorfismo distinguidos são: deslocamento mecânico e recristalização química. O deslocamento mecânico consiste na deformação e rotação dos minerais, devido a ação de pressões diferenciais. A recristalização química pode consistir na recombinação química e no crescimento de novos minerais pela adição ou não de novos elementos e na recristalização dos minerais originais em cristais maiores. Quase todas as rochas metamórficas evidenciam a influencia conjunta dos dois processos, diferindo quanto à intensidade de atuação de cada um. A maioria das rochas metamórficas exibe feições planares (fraturas ou laminações), que recebem a denominação geral de xistosidade (= foliação).

Na classificação das rochas metamórficas é considerada a presença de foliação, a textura e a composição mineral, conforme mostra esquematicamente o Quadro 3.6.

Quadro 3.6. Classificação das rochas metamórficas de acordo com a sua estrutura, textura e composição.

	Estrutura	Textura	Composição	Nome
Foliadas	Sem camadas	Grãos muito finos	↑ Cl ↑ Qz	Ardósia
		Grãos grossos	↑ Mi ↑ Fd ↑ Pi	Xisto
	Com camadas	Grãos grossos	↓ Mi ↓ An ↓ Pi	Gnaisse
Não foliadas		Grãos grossos	Fragmentos deformados de qualquer tipo de rocha	Metaconglomerado
		Grãos finos e grossos	Quartzo	Quartzito
			Calcita ou dolomita	Mármore

Cl = clorita; Mi = mica; Qz = quartzo; Fd = feldspato; An = anfibólio; Pi = piroxênio

GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL

O Estado do Rio Grande do Sul apresenta quatro grandes províncias geológicas, relacionadas abaixo, cuja área de ocorrência consta na Figura 3.7.

- Escudo Sul-rio-grandense, situada na metade sul do RGS, é constituída por granitos, gnaisses, xistos, arenitos, quartzitos e andesitos.

- Depressão Periférica ou Central, situada numa faixa que separa o Escudo do Planalto; é constituída por arenitos, siltitos, argilitos e folhelhos.

- Planalto, situada na metade norte e no sudoeste do RGS; é constituída por basaltos, riolitos-dacito e localmente por arenitos.

- Planície costeira, abrangendo o litoral do RGS e a área entre o escudo e a lagoa dos patos; é constituída por sedimentos arenosos e argilosos.

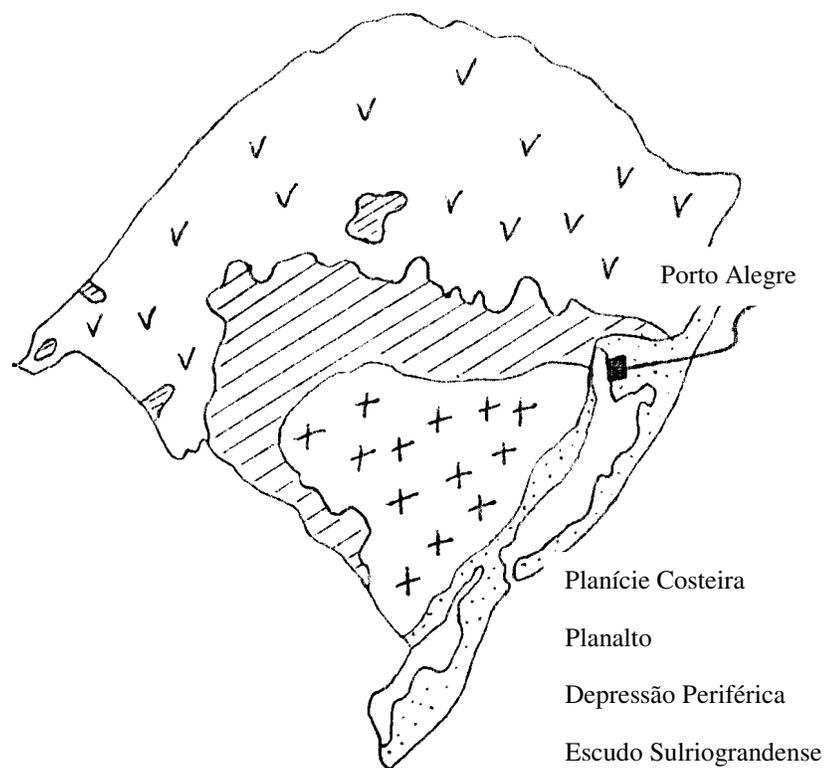


Figura 3.7. Províncias geológicas do Rio Grande do Sul.

A origem dessas províncias será descrita resumidamente, com base na Figura 3.8. A província mais antiga é o Escudo Sulriogradense, cujas rochas mais antigas (granitos, gnaisses) datam do Pré-

Cambriano, com mais de 600 milhões de anos de idade. Estas rochas, através de sucessivos ciclos de alteração e erosão, originaram no sentido sul-norte um espesso pacote de sedimentos diversos (arenitos, siltitos, folhelhos), depositados em longos períodos geológicos. Esses sedimentos constituíram a província da Depressão Periférica ou Central. A pressão desse pacote sedimentar sobre a crosta foi aliviada pelo extravasamento de magma através de fissuras, recobrendo grande parte dos sedimentos. Estes derrames vulcânicos são do período Cretáceo, datando de 112 a 135 milhões de anos atrás (são, portanto, anteriores à separação entre América e África), e formam a província do Planalto que está localmente recoberta por sedimentos arenosos mais recentes. A província da Planície Costeira é do período Quaternário, sendo a mais jovem de todas; originou-se da deposição de sedimentos erodidos principalmente dos arenitos subjacentes aos derrames vulcânicos do Planalto e depositados no mar com as regressões marinhas os sedimentos afloraram à superfície, constituindo o atual litoral do RGS.

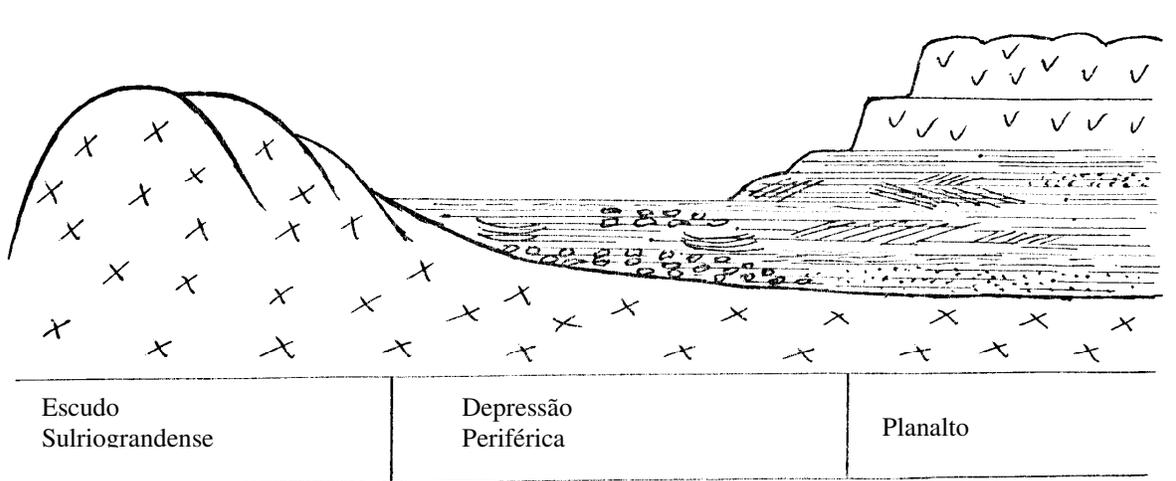


Figura 3.8. Seção Sul-Norte do RGS, ilustrando a disposição das formações geomórficas.

CAPÍTULO 4- GÊNESE DO SOLO

INTRODUÇÃO

A gênese do solo (pedogênese) estuda a origem e o desenvolvimento dos solos, suas relações com o ambiente atual e a influência de características herdadas do passado no seu comportamento. Esse conhecimento não tem apenas interesse científico, mas tem também aplicação prática pois auxilia no entendimento da distribuição dos solos na paisagem e portanto, permite o seu mapeamento. Além disso, o conhecimento dos processos que levaram o solo a sua presente condição e que estão agindo atualmente, auxiliam na predição do comportamento do solo à mudanças resultantes do seu manejo.

Na transformação de um material original em um solo, ocorrem modificações morfológicas, químicas, físicas e mineralógicas. Estas modificações resultam da atuação do intemperismo e dos processos de formação do solo, também denominados processos pedogenéticos. A ação dos processos pedogenéticos é condicionada pelos fatores ambientais denominados de fatores pedogenéticos, que compreendem o material de origem, o clima, o relevo, os organismos vivos, além do tempo de atuação dos processos pedogenéticos.

A intensidade da intemperização varia de acordo com as condições de equilíbrio prevaescentes nas diferentes regiões do globo terrestre. Este equilíbrio depende da constituição mineralógica do material de origem e das condições ambientais (representada pelos demais fatores pedogenéticos) que regulam a ação dos processos pedogenéticos.

INTEMPERISMO

As rochas situadas na superfície terrestre são vulneráveis a processos físicos, químicos e biológicos que podem transformá-las em produtos muito diferentes do material original. Assim, por exemplo, o arenito pode ser transformado num material arenoso, constituído de quartzo; o basalto, em caulinita e óxidos de ferro; o calcáreo pode desaparecer em solução deixando um resíduo insolúvel constituído de quartzo, argila e óxidos de ferro. Como a decomposição das rochas resulta do seu contato direto com as condições atmosféricas ou o “tempo” no sentido climático, usa-se a expressão intemperismo para designar esses processos.

O intemperismo pode ser físico, isto é, as rochas são fragmentadas ou desintegradas por processos físicos; ou, pode ser químico, isto é, os constituintes da rocha sofrem reações químicas que os decompõem.

O intemperismo físico consiste na fragmentação das rochas sem mudança significativa na composição química.

O intemperismo químico consiste no conjunto de reações que alteram quimicamente (transformação, dissolução/neoformação) a estrutura dos minerais que compõem a rocha, formando novos minerais.

INTEMPERISMO FÍSICO

O intemperismo físico inicia com a exposição das rochas à superfície da crosta terrestre. Rochas ígneas plutônicas, por exemplo, sofrem um alívio de pressão, quando expostas à superfície, através do soerguimento ou por erosão, que provoca a sua expansão e conseqüente fendilhamento. A fragmentação das rochas aumenta a área superficial disponível para os processos de alteração subseqüentes. Assim, a penetração e o crescimento de raízes vegetais provocam o alargamento das fendas (pressões de 10-15 kg/cm²), facilitando o acesso e a alteração da rocha pela água e pelos compostos orgânicos.

Devido a baixa condutividade térmica das rochas, a variação diária da temperatura e o aquecimento diferencial da superfície da rocha em relação ao interior produz tensões que levam ao fraturamento. Na superfície de rochas expostas em regiões tropicais foram medidas durante o dia temperaturas de até 84 °C, que diminuíram rapidamente para 20-30 °C após uma chuva, originando assim diferenças de pressão de até 500 kg/cm². As diferenças em cor e no coeficiente de expansão dos minerais constituintes das rochas aceleram esse processo.

Nas regiões temperadas e frias, o congelamento da água aumenta seu volume em, aproximadamente 10%, gerando pressões de até 2200 kg/cm². Nas regiões áridas, a evaporação da água provoca a concentração de sais na superfície das rochas. Com a cristalização dos sais, a partir de soluções supersaturadas, a soma dos volumes da solução saturada e dos cristais é maior do que a da solução supersaturada, produzindo pressões de várias centenas de kg/cm².

Após a desagregação das rochas, os fragmentos são reduzidos em tamanho e arredondados quando transportados pela água, vento ou gelo, devido ao desgaste dos minerais. Disto resulta um aumento na área superficial do material, que favorece a ação dos processos químicos e biológicos.

INTEMPERISMO QUÍMICO

Os minerais primários constituintes das rochas, formados sob condições de alta temperatura e pressão, tornam-se potencialmente instáveis quando expostos às condições de baixa temperatura e pressão da superfície terrestre. Além disso, são vulneráveis ao ataque pela água, oxigênio e CO₂, e as reações tendem a ocorrer espontaneamente em busca do equilíbrio.

A intemperização química conduz à alteração e à desintegração dos minerais, resultando na formação de novos minerais (neoformação) e na liberação de íons.

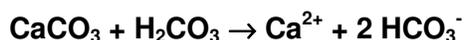
A ação da intemperização química aumenta diretamente com a área superficial dos minerais, pelo fato de iniciar na superfície dos mesmos.

A água é o principal agente da intemperização química; sua ação é reforçada pela presença de ácidos orgânicos e pela elevação da temperatura.

As principais reações no intemperismo químico são descritas a seguir:

Solução e Dissolução

A penetração de água nos poros e nas microaberturas dos minerais resulta na dissolução dos componentes mais solúveis, como exemplifica a reação simplificada do ácido carbônico dissolvido na água, com o mineral calcita (CaCO_3):



Esta reação solubiliza o cálcio, isto é, o cálcio é envolto em moléculas de água, tornando-se transportável em solução. A solubilidade é muito variável entre os íons e depende do pH da solução; por exemplo, o Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} são mais solúveis do que o Al^{3+} , Fe^{3+} , Si^{4+} , Ti^{4+} . O Quadro 4.1 mostra a concentração relativa de alguns íons em solução nas águas de drenagem. Estes valores representam uma média de amostragens efetuadas em diferentes locais, fornecendo, por isso, uma visão geral da mobilidade relativa de alguns íons nos solos.

Quadro 4.1. Concentração relativa de alguns íons em solução, nas águas de drenagem coletadas em diferentes locais e a mobilidade relativa dos mesmos.

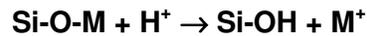
Íon	Concentração relativa	Mobilidade relativa
Cl^-	100,00	forte
SO_4^{2-}	57,00	
Ca^{2+}	3,00	
Na^+	2,40	
Mg^{2+}	1,30	moderada
K^+	1,25	
Si^{4+}	0,20	fraca
Fe^{3+}	0,40	Muito fraca
Al^{3+}	0,02	

Hidrólise

A ação mais importante da água sobre a estrutura de um mineral é através dos seus íons H^+ e OH^- , numa reação denominada hidrólise. Esta é a principal reação na formação e transformação de

argilominerais, particularmente sob condições tropicais e subtropicais úmidas; ela envolve a remoção de cátions básicos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) e de Si^{4+} (dessilicação).

O mecanismo desta alteração consiste na reação do H^+ da solução com o mineral, alterando sua composição e estrutura. Na reação são rompidas as ligações entre os metais ($\text{M} = \text{Al}^{3+}$, Fe^{2+} , Ca^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , etc...) e Si^{4+} do silicato, conforme a seguinte reação:



Nesta reação são liberados Si^{4+} na forma de ácido silícico (H_4SiO_4) e íons metálicos livres (M^+). A intensidade de alteração aumenta com o decréscimo do pH da solução, ou seja, com o aumento da concentração de H^+ . Assim, sob o ponto de vista do intemperismo, as reações ácidas são mais eficientes do que as reações neutras.

A hidrólise dos silicatos pode ser exemplificada com um feldspato potássico como o mineral ortoclásio (KAlSi_3O_8), mas é válida para outros como plagioclásios, piroxênios, anfibólios, etc... Numa primeira etapa, os íons K^+ superficiais são substituídos por íons H^+ . Na etapa seguinte, a presença do próton H^+ provoca o rompimento da ligação Si-O-Al, formando um grupo SiOH e um grupo AlOH.

O íon K^+ liberado poderá ser utilizado na formação de outro mineral (ex. illita), ser absorvido pelas plantas, ficar adsorvido nas cargas negativas do solo ou ser lixiviado. A continuidade do processo de alteração pela hidrólise leva à decomposição completa do mineral. A intensidade da alteração depende da água disponível e da remoção dos produtos solubilizados (íons e silício), para que o equilíbrio químico não seja alcançado. Assim, a alteração do feldspato pode fornecer como produto final: (1) illita, (2) caulinita ou (3) gibbsita, dependendo da intensidade de dessilicação e da permanência ou não do K^+ no sistema:



A reação (1) ocorre em condições de menor precipitação pluviométrica ou de menor lixiviação. A reação (3) representa condições extremas de alteração, sob alta precipitação pluviométrica ou ambiente de lixiviação, com dessilicação intensa que é comum em regiões tropicais úmidas. A reação (2) é a mais generalizada em ambientes bem drenados e lixiviados de regiões tropicais e subtropicais

úmidas, como por exemplo, nos latossolos do Planalto do RGS. A reação (3) é mais comum nos solos do Brasil Central.

A formação de novos minerais e/ou neoformação de minerais secundários, a partir do resíduo da reação, pode ocorrer no próprio local, ou após o transporte dos íons em solução para outro ambiente.

A adição e/ou remoção de elementos condicionará a formação do produto final. Quando o mineral presente é caulinita e a dessilicação for suficiente para manter a concentração de silício abaixo de 10^{-4} mol/L (\cong 6ppm SiO_2), há produção de gibbsita (reação 3 acima). Quando a lixiviação é menos rápida ou há presença de argilominerais do tipo 2:1 (ilitas e esmectitas), a concentração de silício pode elevar-se acima do equilíbrio da gibbsita com a caulinita, com conseqüente preservação e/ou formação de caulinita. Assim, por exemplo, nos latossolos do Planalto do RGS, a concentração de silício é suficientemente elevada para manter a caulinita estável, enquanto que, no Brasil Central (Goiás), a dessilicação mais intensa dos latossolos favoreceu a formação de gibbsita em relação à caulinita.

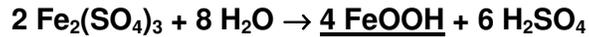
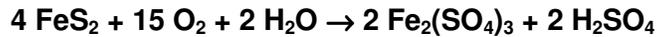
A heterogeneidade do sistema solo também permite a formação de gibbsita e caulinita em pontos distintos, mas próximos, no mesmo solo. Isto deve-se a microdiferenças locais na intensidade de lixiviação, conseqüentemente, com diferentes concentrações de silício em solução.

Oxidação

Reações de oxidação (doação de elétrons) são importantes na intemperização de minerais com elevado teor em Fe^{2+} ou Mn^{2+} , como os minerais ferromagnesianos (ex. piroxênios $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$). A água, a pH 7 e em equilíbrio com o ar atmosférico, tem um potencial redox de 0,81V, que é suficiente para oxidar Fe^{2+} a Fe^{3+} e Mn^{3+} a Mn^{4+} . Assim, a oxidação pode ocorrer em solução aquosa.

Quando a oxidação ocorre na estrutura do mineral, o aumento na carga positiva é compensado com a liberação do cátion oxidado ou de outros cátions (H^+ , K^+ , Mg^{2+}) da estrutura. Os cátions oxidados liberados da estrutura precipitam na forma de hidróxidos ou óxidos de ferro (goethita e hematita) e manganês, dando respectivamente colorações bruno ou avermelhadas (Fe^{3+}) ou pretas (Mn^{3+} , Mn^{4+}) ao material. Com este processo, a estrutura residual do mineral fica instável, facilitando sua posterior decomposição pela reação de hidrólise. As cores vermelhas e amarelas no solo indicam ambiente de oxidação, isto é, uma boa drenagem.

A ação conjunta de hidrólise e oxidação é verificada também quando da drenagem de solos ácidos-sulfatados (solos tiomórficos), que ocorrem, por exemplo, na Bacia da Lagoa Mirim-RS e nas áreas de mangue do litoral brasileiro. Estes solos contêm compostos de ferro e enxofre (pirita), que oxidam quando expostos pela drenagem, conforme as seguintes reações:



A formação do ácido sulfúrico (H_2SO_4) provoca uma diminuição do pH a níveis incompatíveis com o desenvolvimento de plantas ($\text{pH} < 3,5$). Pela inundação criam-se novamente condições de redução e o processo é revertido. Portanto, solos tiomórficos não devem ser drenados.

Redução

Em solo naturalmente saturado por água (solo hidromórfico), a difusão do oxigênio do ar para o solo diminui drasticamente; isto porque a difusão de oxigênio na água é cerca de 10.000 vezes menor do que no ar. Assim, após o consumo das reservas de oxigênio do solo pelos microorganismos aeróbios atuando na decomposição da matéria orgânica, passam a dominar microorganismos anaeróbios facultativos ou obrigatórios. Estes também utilizam a matéria orgânica disponível como doadora de elétrons e, como receptor de elétrons, em vez do oxigênio livre, utilizam combinações inorgânicas como óxidos de ferro, manganês e/ou combinações orgânicas oxidadas. Desta forma, pela atividade dos microorganismos ocorrem as reduções de NO_3^- para N_2 ; de N_2 para NH_4^+ , de Mn^{3+} e Mn^{4+} para Mn^{2+} ; de Fe^{3+} para Fe^{2+} ; de SO_4^{2-} para H_2S ; de CO_2 para CH_4 .

Solos mal drenados tendem a apresentar cores acinzentadas, devido a redução dos compostos de ferro ($\text{Fe}^{3+} + \text{e}^- \rightarrow \text{Fe}^{2+}$) e sua posterior remoção do solo. Na forma de Fe^{2+} , o ferro é solúvel e facilmente removido ou transferido de um local para outro do solo. A presença de mosqueados amarelos e/ou vermelhos em solos hidromórficos pode indicar oscilação do lençol freático, pela qual o Fe^{2+} em solução oxida nos poros onde há oxigênio, formando concentrações de óxidos de ferro (Fe^{3+}), na forma de nódulos ou concreções. Nas lavouras de arroz irrigado ou em canais de drenagem observa-se manchas ferruginosas, formadas pela oxidação de Fe^{2+} a Fe^{3+} , produzindo concentrações locais de ferrihidrita e lepidocrocita. Essas acumulações de ferro podem ter efeito tóxico no arroz.

Complexação

Na decomposição do material orgânico originam-se substâncias orgânicas, como, por exemplo, ácido cítrico e ácido fúlvico, que podem ligar-se com íons metálicos como Al^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , originando complexos organo-metálicos estáveis, solúveis ou insolúveis. Complexos são definidos como a combinação de um cátion metálico central com um ou mais ânions ou moléculas denominadas ligantes. O complexo que apresenta o cátion metálico central combinado com dois ou mais ligantes denomina-se quelato.

Os complexos ou quelatos solúveis podem ser translocados no solo. A continuidade deste processo pode originar, na parte superior do solo, um horizonte eluvial E (álbico), e sua acumulação, na parte inferior, um horizonte iluvial Bh, Bs ou Bhs (espódico).

ESTABILIDADE DOS MINERAIS À ALTERAÇÃO

A resistência ou a susceptibilidade dos minerais ao intemperismo é variável e depende de várias características intrínsecas do mineral e das condições do meio ambiente. Alguns minerais alteram-se rapidamente, como, por exemplo, olivina e plagioclásio; outros persistem no solo, como, por exemplo, zircão e quartzo. Uma maneira para verificar a resistência relativa dos minerais ao intemperismo é comparar-se a composição original das rochas com a composição do material alterado (solo) sob diferentes condições ambientais. A seqüência de desaparecimento dos minerais seria inversamente proporcional ao seu grau de resistência ao intemperismo. Verifica-se, no entanto, que esta seqüência pode variar de um local para outro, de acordo com a maior ou menor atividade dos íons em solução, a qual por sua vez é dependente da eficiência da lixiviação.

Considerando-se apenas as características dos minerais, a sua resistência a alteração depende (1) do arranjo estrutural, (2) do grau de cristalinidade, (3) do tamanho da partícula, (4) da composição química e (5) do grau de solubilidade do mineral.

Quanto ao arranjo estrutural, a estabilidade dos silicatos é aproximadamente proporcional à união dos tetraedros adjacentes, através do oxigênio comum (Figura 4.1). A resistência aumenta na seqüência: nesossilicato (olivina) < inossilicato simples (piroxênio) < inossilicato duplo (hornblenda) < filossilicato (biotita) < tectossilicato (quartzo).

A influência da composição química na resistência dos tectossilicatos é demonstrada pela resistência decrescente do plagioclásio-sódico ao plagioclásio-cálcico. A maior substituição isomórfica do Si^{4+} pelo Al^{3+} no plagioclásio-Ca enfraquece mais a sua estrutura. Nos filossilicatos, a presença de Fe^{2+} com alto potencial de oxidação, na estrutura da biotita, torna-a mais suscetível à alteração do que a muscovita, que não tem Fe^{2+} . Por sua vez, os minerais, com menor tamanho de partícula, apresentam uma área superficial específica maior para ação do intemperismo (maior superfície para reagir com a solução do solo), alterando-se mais rapidamente em comparação com os minerais de menor área superficial. Isto é, a solubilidade aumenta com a diminuição do tamanho de partícula, conforme é exemplificado para o quartzo no Quadro 4.2. A solubilidade do quartzo aumenta 17 vezes com a diminuição das partículas de 100 para 5 μm . Assim, nos solos o quartzo domina nas frações areia e silte, apresenta baixa concentração na fração argila grossa (2 a 0,2 μm) e está praticamente ausente na fração argila fina (<0,2 μm).

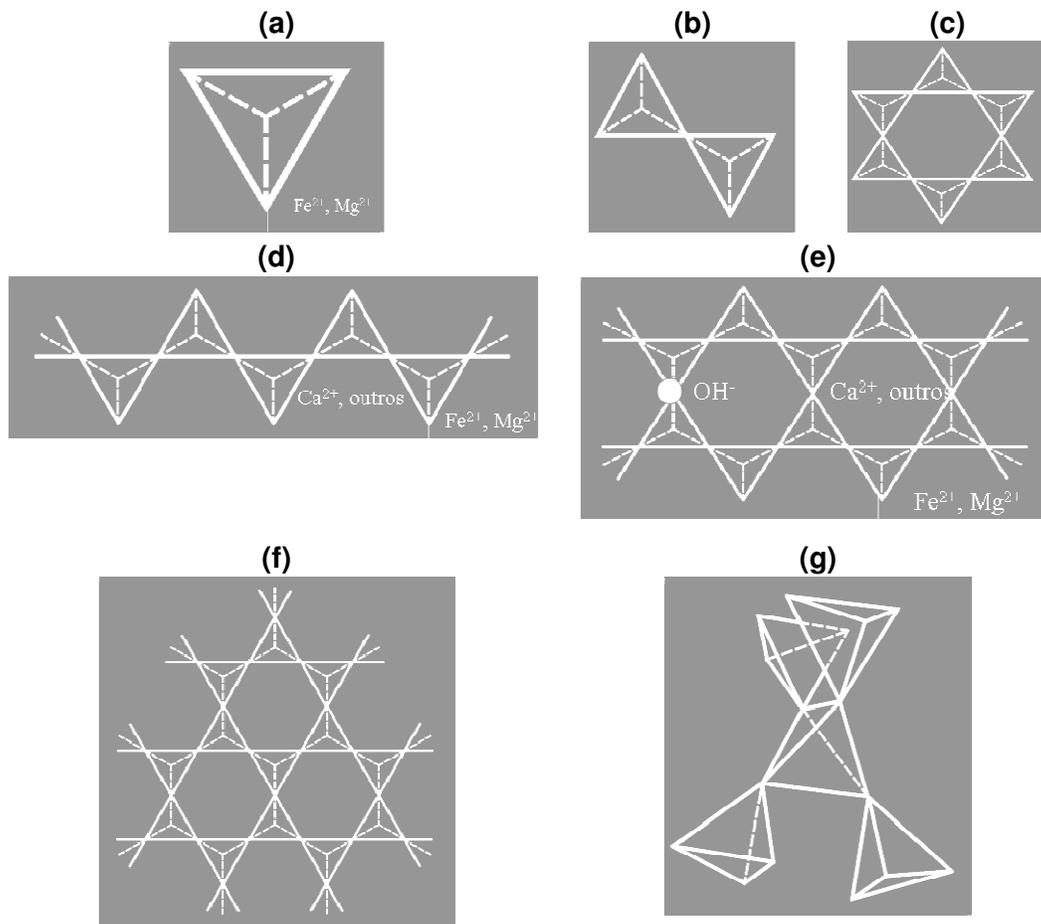


Figura 4.1. Arranjo estrutural (a) nesossilicato; (b) sorossilicato; (c) ciclossilicato; (d) inossilicato simples; (e) inossilicato duplo; (f) filossilicato; (g) tectossilicato.

Quadro 4.2. Relação entre a solubilidade do quartzo em água e o tamanho de partícula.

Tamanho (µm)	Solubilidade (%)
1000	0,0006
100	0,0007
10	0,0028
5	0,012

O grau de cristalinidade do mineral se reflete na sua maior ou menor solubilidade. Assim, o quartzo que apresenta alto grau de cristalinidade condiciona baixas concentrações de silício na

solução, até 15 mg L⁻¹. Já a opala, com baixa cristalinidade determina concentrações em solução de até 140 ppm. O grau de cristalinidade de um mineral, além de condicionar sua própria estabilidade, também pode condicionar a estabilidade de outros minerais que com ele compõem o solo. Por exemplo, nos solos do Planalto do RGS a sílica amorfa mantém uma concentração de H₄SiO₄ em solução suficientemente elevada para manter a caulinita estável e impedir a formação de gibbsita.

A baixa estabilidade dos carbonatos e sulfatos é consequência da sua alta solubilidade; por sua vez, a elevada estabilidade dos óxidos e hidróxidos de Si, Al, Fe e Ti baseia-se na sua baixa solubilidade, tornando-os produtos finais do intemperismo químico. Íons constituintes de minerais mais estáveis apresentam baixa mobilidade relativa nas águas de drenagem, conforme mostrado no Quadro 4.1.

A ordenação dos minerais em função da sua crescente resistência ao intemperismo permite estabelecer uma seqüência de estabilidade dos minerais (Quadro 4.3), que serve para avaliar o grau de intemperização de um solo.

Quadro 4.3. Seqüência de estabilidade de minerais de fração argila e exemplos de ocorrência.

Índice	Mineral	Exemplos de ocorrência
1	gesso	regiões áridas
2	calcita	calcáreo
3	piroxênios	basalto pouco alterado
4	biotita	granito pouco alterado
5	feldspato	granito pouco alterado
6	quartzo	neossolos
7	muscovita	solos graníticos
8	vermiculita	solos graníticos
9	esmectita	vertissolos
10	caulinita; 2:1-hidróxi-al ³⁺	latossolos, nitossolos, argissolos
11	gibbsita	latossolos, bauxitas
12	hematita, goethita	latossolos
13	anatásio, ilmenita, rutilo	latossolos

Grau de intemperização

O grau de intemperização de um solo pode ser avaliado quimicamente ou mineralogicamente. Para solos usa-se uma seqüência de estabilidade baseada em minerais índice (Quadro 4.3). Um intemperismo fraco é indicado pela presença de gesso, calcita e piroxênios; um intemperismo intermediário por biotita, illita e esmectita; um avançado por minerais 2:1 com hidróxi- Al^{3+} entre camadas e caulinita e, um intemperismo muito avançado por gibbsita, hematita, goethita e anatásio.

Assim, os solos da Campanha do RS, ricos em esmectita (vertissolos e chernossolos) apresentam um grau de intemperismo intermediário; os latossolos do Planalto do RS, contendo caulinita, óxidos de ferro e minerais 2:1 com hidróxi- Al^{3+} , apresentam um intemperismo avançado; os latossolos do Brasil Central, contendo gibbsita, goethita, hematita e caulinita tem um grau de intemperismo muito avançado.

Em correspondência à composição mineral, também a composição química se altera com o avanço do intemperismo. Elementos de minerais facilmente intemperizáveis são lixiviados caso não precipitem como minerais secundários pouco solúveis. A seqüência de remoção de cátions é $\text{Na} \cong \text{Ca} \cong \text{Mg} > \text{K} > \text{Si} > \text{Mn}$; entre os ânions $\text{Cl} > \text{SO}_4 \gg \text{PO}_4$. A relação molar $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (denominada relação K_i) tem sido usada como índice químico de intemperismo ligado a composição mineral. Por exemplo, a relação K_i da esmectita é $\cong 6,3$, da illita é $\cong 3,4$, da caulinita é $\cong 2,2$. Quanto menor o valor K_i , maior o grau de dessilicação do solo, e maior é a concentração de Al, além de Fe, Ti e Mn. Assim, os latossolos tem valor $K_i < 2,2$, sendo constituídos principalmente por caulinita e óxidos; nos latossolos com predominância de óxidos o K_i alcança valores $< 1,0$.

CAPÍTULO 5- FORMAÇÃO DO SOLO

INTRODUÇÃO

Como se formam os solos?

Na Ciência do Solo, a área de Gênese do Solo trata da origem e do desenvolvimento dos solos, suas relações com o ambiente atual e a influência de características herdadas do passado no seu comportamento. Esse conhecimento tem interesse científico e aplicação prática, pois auxilia no entendimento dos diferentes tipos de solos, da distribuição dos solos na paisagem, permitindo o seu mapeamento. Além disso, o conhecimento dos processos que levaram o solo à sua presente condição e que estão agindo atualmente, auxiliam na predição do comportamento do solo à mudanças resultantes do seu manejo. Quando são tratados aspectos relacionadas com formação *natural* do solo usa-se o termo *pedogênese* (do Grego, *pedon* = solo, *genesis* = gênese, origem, produção) para expressar *formação do solo* ou *gênese do solo*, bem como o termo *pedogenético* para expressar o efeito, ou o produto de um *processo de formação do solo*. A pedogênese abrange todas as ações que resultam na formação natural de um solo. Por exemplo, no perfil do solo os horizontes A e B são horizontes pedogenéticos, pois são um produto da pedogênese. Os minerais constituintes do solo podem ou não ser pedogenéticos: o quartzo e os feldspatos são minerais primários herdados do material de origem, portanto, não são pedogenéticos; os minerais secundários caulinita, gibbsita, hematita, goethita, quando formados no solo são considerados minerais pedogenéticos. A *ação humana* no solo ou na formação de um solo constitui um efeito *antropogênico* (do Grego *anthropos* = humano), ou seja originado pela ação humana.

FATORES DE FORMAÇÃO DO SOLO

Até a segunda metade do século XIX prevaleceu o conceito de solo como regolito para explicar a formação e a ocorrência de diferentes tipos de solos [rever: Conceitos de Solo]. No final do século XIX, a partir dos estudos do geólogo russo V.V. Dokuchaev, passou a vigorar o conceito de solo como *corpo natural independente*, formado e desenvolvido sob a ação dos fatores de formação. Este conceito pode ser resumido na equação

$$S = f(\text{mo}, \text{cl}, \text{r}, \text{o}, \text{t})$$

que expressa “o solo (S) como função das interações entre os fatores ambientais *material de origem* (mo), *clima* (cl), *relevo* (r), *organismos vivos* (o), atuando ao longo do *tempo* (t)”. Ao conjunto de fatores ambientais naturais (mo, cl, r, o) deve ser acrescentada a *ação humana* como *fator antropogênico* (a) atuante na alteração, degradação e construção do solo. No seguimento serão abordados aspectos referentes à influência de cada um dos fatores de formação do solo.

Material de origem

O termo *material de origem* identifica o material do qual um determinado solo se desenvolveu. Pode ser a rocha subjacente ao perfil de solo, ou material coluvial ou aluvial, ou sedimentos diversos. Os solos desenvolvidos *in situ* da rocha ou do material consolidado subjacente são considerados *autóctones* e os solos sem relação com a rocha subjacente são *alóctones*, isto é, formados em material transportado proveniente de outra rocha. Em regiões tropicais e subtropicais, o solo pode estar separado da rocha inalterada subjacente por algumas dezenas de metros de regolito. Neste caso, o regolito é o material de origem do solo. As características do material de origem que influem na formação do solo são: o grau de consolidação, a granulação ou textura, a composição química e mineralógica e a estrutura da rocha.

O grau de consolidação da rocha condiciona a velocidade da intemperização. Rochas pouco consolidadas (por ex., arenito) favorecem o desenvolvimento de solos mais profundos em comparação às rochas consolidadas (por ex., granito). A granulação da rocha, associada à mineralogia, determina a textura do solo. Materiais com elevado teor em quartzo (por ex., arenito e granito) originam solos de textura mais arenosa em comparação às rochas básicas ricas em minerais ferromagnesianos (por ex., basalto, gabro). Solos originados de folhelhos (alta proporção de silte e argila) tendem a apresentar textura siltosa e argilosa. Alguns efeitos da composição química e mineralógica da rocha nas características do solo são exemplificados no Quadro 5.1.

Quadro 5.1. Exemplo de relações entre a composição das rochas e de solos derivados, no RS.

Rocha/solo	Composição da rocha				Composição do solo			
	Ca %	K %	Fe %	Mineralogia	Argila %	K total %	Fe %	Mineralogia da argila
Arenito/ Argissolo Vermelho- Amarelo	1,0	0,5	2,0	quartzo >> feldspato	20	2000	1	caulinita, quartzo, goethita, hematita
Granito/ Argissolo Vermelho- Amarelo	1,4	3,4	3,0	mica, feldspato, quartzo	40	10700	3	caulinita, quartzo, mica, goethita
Basalto/ Nitossolo Vermelho	6,4	1,2	9,0	piroxênios, anfíbólios, plagioclásios	60	2100	16	caulinita, goethita, hematita

Sob condições de intemperismo semelhante, observam-se as seguintes tendências nas rochas e nos solos derivados das mesmas (Quadro 5.1):

Teor de K: granito > basalto > arenito
Teor de Ca: basalto > granito > arenito
Teor de Fe: basalto > granito > arenito.

Com relação à composição mineralógica dos solos (Quadro 5.1), excetuando os minerais neoformados (caulinita, goethita e hematita) comuns nos três solos, os demais minerais são herdados da rocha. No solo desenvolvido de arenito, o predomínio de quartzo confere a textura arenosa e a baixa reserva em nutrientes. No solo desenvolvido de granito, além do quartzo que contribui para a presença da fração cascalho e areia, as micas conferem uma alta reserva de potássio. No solo desenvolvido de basalto, a textura é mais argilosa e o teor em óxidos de ferro é mais elevado.

Geralmente, quanto menos intemperizado for o solo, maior é a sua relação com a composição química e mineralógica da rocha que lhe deu origem. A medida em que o solo se desenvolve, o intemperismo e as perdas de constituintes por lixiviação diminuem esta relação. Entretanto, mesmo em solos em estágio de intemperismo muito avançado pode persistir alguma relação. O Quadro 5.2 exemplifica a relação entre o material de origem e as várias formas de potássio em Latossolos do Brasil Central, em função da presença de muscovita (mineral primário resistente ao intemperismo). Devido ao intemperismo avançado destes solos, não há relação com o potássio facilmente disponível às plantas.

Quadro 5.2. Relação entre o teor de potássio total (Kt), potássio disponível a médio prazo (Km) e facilmente disponível (Kd) com o material de origem de Latossolos de Goiás.

Solo	Material de origem	Kt	Km	Kd
		mg/kg		
Latossolo Vermelho-amarelo (CPAC)	Gnaisse	5230	487	64
Latossolo Vermelho (Uruana)	Gnaisse	6717	306	44
Latossolo Vermelho (Rialma)	Gabro	610	125	43
Latossolo Vermelho (Anápolis)	Gabro	714	240	32

Clima

O fator *clima* é constituído por vários componentes, como a precipitação pluviométrica, a temperatura, o vento, a insolação, a umidade relativa do ar, a evaporação, que atuam na formação do solo. As precipitações pluviométricas determinam a disponibilidade de água para as reações químicas

e a remoção dos constituintes solúveis. A temperatura afeta a velocidade das reações químicas e, juntamente com o vento, acelera a evapotranspiração.

As chuvas que atingem o solo podem ser: (1) retidas pelas forças matriciais do solo, (2) percolar através do solo, translocando ou removendo partículas (eluviação, iluviação) ou elementos (lixiviação), ou (3) escorrer superficialmente, causando erosão. Para avaliar a influência da quantidade de chuvas na pedogênese de um solo, considera-se a diferença entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração ($P - EVT$) como sendo a *água excedente* disponível para a intemperização e lixiviação.

A influência do clima pode ser exemplificada comparando-se os solos originados de rochas vulcânicas similares (riolito e basalto), das regiões dos Campos de Cima da Serra e da Campanha no RS (Quadro 5.3). A diferença na água disponível para a intemperização entre estas regiões reflete-se na composição química e mineralógica dos respectivos solos. Nos Campos de Cima da Serra predominam os Cambissolos Húmicos extremamente ácidos, com elevados teores de Al trocável e baixos teores de cátions básicos (soma de bases); a mineralogia é constituída principalmente por minerais dos últimos estádios de intemperização (caulinita, gibbsita), sem vestígios de minerais primários (exceto quartzo). Por sua vez, na Campanha ocorrem Vertissolos Ebânicos com pH próximo à neutralidade e alto teor de bases; na sua mineralogia predomina esmectita, além de minerais primários pouco resistentes (plagioclásios) e nódulos de $CaCO_3$. A menor quantidade de água disponível para intemperismo na região da Campanha reflete-se no menor grau de alteração dos minerais e menor lixiviação dos cátions básicos, permitindo inclusive a preservação dos plagioclásios e a formação de carbonato de cálcio.

O clima, além de influir diretamente na alteração das rochas e minerais, bem como na erosão dos materiais alterados, também atua no desenvolvimento dos organismos vivos, que por sua vez, afetam o solo. Assim, o tipo de formação vegetal sobre um solo está relacionado ao clima (quantidade e distribuição de chuvas, temperatura, insolação, etc.), bem como ao solo. Por isso, a descrição da vegetação é um complemento importante na descrição das condições climáticas locais.

Quadro 5.3. Comparação da influência do clima da região dos Campos de Cima da Serra (Bom Jesus) e da Campanha (Uruguaiana) nas características de solos originados de rochas vulcânicas.

Região	(P-EVT)	Solo	pH	S	Al ³⁺	CTC	V	Mineralogia
	mm			cmol/kg			%	
Campos de Cima da Serra	1850	Cambissol o Húmico	4,8	1,1	5,4	10,1	10	caulinita, gibbsita, goethita
Campanha	350	Vertissolo Ebânico	6,7	55,0	0,0	56,6	97	esmectita, plagioclásios

O efeito conjunto da água excedente (P-EVT) e da temperatura (T) pode ser ilustrado na comparação de solos do Planalto do RS, no trajeto (leste-oeste) Bom Jesus à São Borja, em relação ao teor de C orgânico do horizonte A e a proporção de goethita e hematita nos solos. Observa-se que o teor de C orgânico decresce com o aumento da temperatura (Figura 5.1), o que é atribuído ao estímulo da atividade de microorganismos atuando na oxidação da matéria orgânica. Como regra geral, solos de regiões mais quentes e úmidas tendem a acumular menos matéria orgânica dos que os solos de regiões mais frias e úmidas.

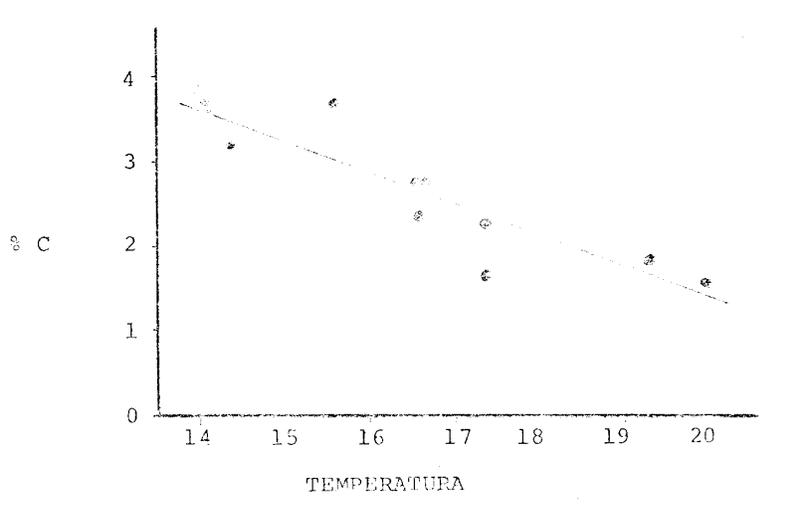


Figura 5.1. Relação entre temperatura do ar e o teor de C orgânico em solos do Planalto do RS.

Da mesma forma, com a elevação da temperatura e a diminuição da água excedente aumenta a proporção de hematita e decresce a de goethita (razão Hm/Hm+Gt aumenta) (Figura 5.2).

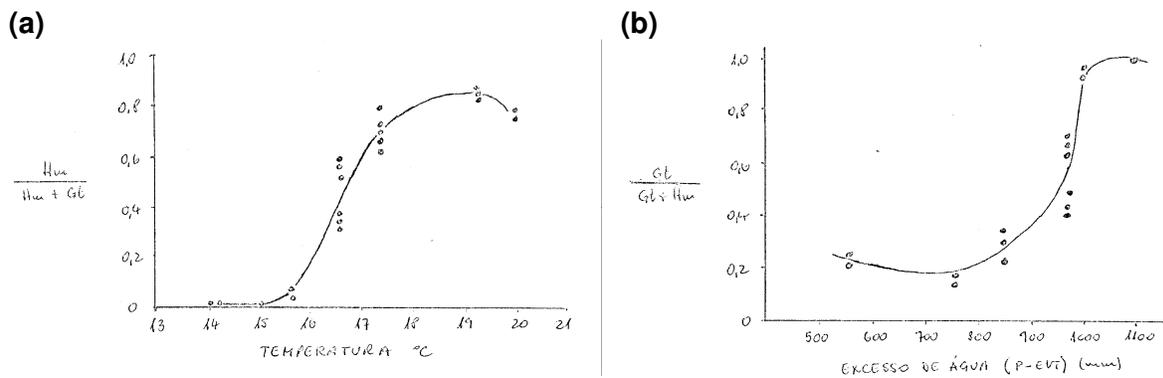


Figura 5.2. Relação entre temperatura do ar (a) e o excesso de água (b) e a proporção de goethita (Gt) e hematita (Hm) em solos do Planalto do RS.

Assim, nas regiões mais frias e úmidas como os Campos de Cima da Serra (Bom Jesus, Cambará, São Fco. de Paula), os solos tem coloração bruno-amarelada, enquanto que nas regiões mais quentes e menos úmidas como no Planalto Médio (Passo Fundo) e Missões (Santo Angelo, São Borja), predominam os solos de coloração mais avermelhada. Uma seqüência de solos vermelhos (Nitossolos Vermelhos, anteriormente Terra Roxa Estruturada) e solos bruno-amarelados (Cambissolos Húmicos), também relacionada ao aumento da pluviosidade e o decréscimo da temperatura, pode ser observada no trajeto de Três Corôas à São Francisco de Paula. Também nesta situação, o teor de C orgânico é maior no ambiente mais frio e úmido de São Francisco de Paula.

De maneira global, com o aumento da precipitação pluviométrica, observa-se nos solos um aumento no teor de matéria orgânica, da lixiviação das bases, da atividade biológica, do conteúdo de argila, da acidificação e da alteração dos minerais.

Muitas feições dos solos podem não ser compatíveis com as condições climáticas atuais. Isto significa que foram produzidas sob condições climáticas diferentes vigentes no passado (*paleoclimas*). Por exemplo, durante os períodos glaciais ocorrentes no hemisfério norte, as áreas não afetadas por glaciação no hemisfério sul apresentavam regimes climáticos com baixa pluviosidade e rarefação da vegetação; nos episódios chuvosos concentrados ocasionais dominava o processo erosivo dos solos, transportando materiais. Nos períodos interglaciais (entre glaciações, pois foram várias nos últimos cem mil anos) a melhor distribuição das chuvas favorecia o desenvolvimento da vegetação, bem como o intemperismo químico e a pedogênese. Existem muitas evidência dessas variações climáticas. Por exemplo, durante as glaciações, a floresta amazônica ocupava apenas pequenos refúgios, expandindo após o término da última glaciação há 10 mil anos atrás, passando a ocupar a atual extensão. As áreas de vegetação campestre na região dos Campos de Cima da Serra no RGS também são testemunhos do clima mais seco vigente durante a última glaciação, sendo que o clima atual mais úmido está favorecendo a expansão natural da floresta de pinheiros; esta expansão, entretanto, é limitada pela ação humana.

Organismos vivos

O fator *organismos vivos* compreende a flora e a fauna desenvolvida no solo. O seu efeito no solo pode ser visualizado em várias etapas. Num estágio inicial, líquens e musgos povoam as rochas, extraindo elementos pelo contato direto, produzindo uma alteração incipiente das rochas que serve de substrato para os colonizadores seguintes. O processo de colonização chega ao auge quando houver substrato (= solo) capaz de sustentar espécies vegetais superiores. Parte dos nutrientes retirados pelas plantas retorna ao solo através dos resíduos orgânicos. Este processo de *biociclagem* pode ser identificado pela maior concentração de certos elementos nos horizontes superficiais do perfil de solo. Nesta interação solo-planta, os resíduos orgânicos são metabolizados pelo fauna do

solo, liberando ácidos orgânicos e compostos diversos que atuam na dissolução de minerais, na complexação de elementos, na formação de agregados estruturais, etc., contribuindo para o desenvolvimento do solo.

Assim como a vegetação atua como fator de formação do solo, o solo (juntamente com o clima) é um condicionador do tipo de formação vegetal que nele se estabelece. Por isso, desde há muito tempo, a vegetação nativa tem sido usada pelos agricultores para avaliar o potencial dos solos para agricultura. Por exemplo, no RS até quase o final da década de 1960, a preferência para o cultivo eram as "terras de mata", ficando as "terras de campo" como última opção. Apenas com a difusão do uso de corretivos da acidez e fertilizantes as áreas de campo foram incorporadas ao uso agrícola.

Microorganismos, como bactérias, fungos, actinomicetos, bem como minhocas e térmitas, contribuem para a formação de agregados estruturais estáveis no solo, unindo partículas individuais através de secreções e micélios. A *bioturbação* do solo é outro efeito dos organismos, principalmente de minhocas, térmitas, roedores, transferindo materiais do subsolo para a superfície e misturando horizontes. Nas regiões tropicais, a uniformidade dos perfis de solos (por exemplo, nos Latossolos) é atribuída às atividades da fauna do solo.

Relevo

Os solos ocupam segmentos de uma paisagem, a qual tem diferentes formas de relevo (plano, ondulado, montanhoso, etc.). As *formas de relevo* condicionam os *fluxos de água* através da paisagem, favorecendo a infiltração da água nas posições menos íngremes e o escoamento superficial erosivo nas posições mais íngremes. Lembrando que a água é necessária para as reações químicas (hidratação, hidrólise, oxi-redução, etc.), atua no transporte de partículas e na lixiviação de íons, e é essencial aos organismos que vivem no solo, entende-se o efeito do relevo como fator de formação do solo. Existe, portanto, uma relação *solo-relevo* ou *solo-paisagem*, cuja compreensão é facilitada quando se subdivide a paisagem em vários segmentos. Assim, numa paisagem bem desenvolvida podem ser visualizados, da porção mais elevada à mais baixa, os segmentos representados na Figura 5.3. O *interflúvio* é a porção convexa ou relativamente plana, situada na parte mais elevada da paisagem; o *ombro* é a porção convexa, normalmente estreita, situada entre o topo e a encosta; a *encosta* é uma superfície erosional situada entre o ombro e o sopé, podendo ser subdividida em superior, média e inferior; o *sopé* é uma superfície deposicional-erosional situada entre a encosta e o plano colúvio-aluvial, apresentando uma certa concavidade e uma declividade decrescente; o *plano colúvio-aluvial* é uma superfície deposicional relativamente plana, situada entre o sopé e o canal de drenagem dos cursos de água, e está ausente nos vales em V.

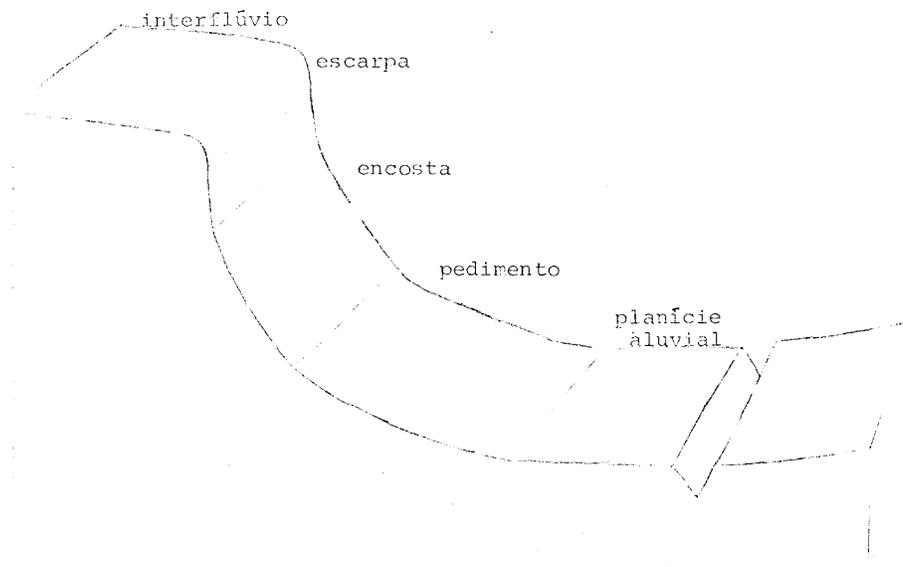


Figura 5.3. Segmentos de uma paisagem.

Os solos que ocupam os diferentes segmentos numa paisagem estão interligados através dos fluxos da água, os quais atuam no deslocamento de materiais, suspensões e soluções ao longo das paisagens, ecossistemas e solos. Desta maneira, os processos que ocorrem naqueles solos situados nas partes mais altas da paisagem também irão afetar os solos das cotas mais baixas. Este encadeamento de solos numa paisagem é definido pelo termo *catena* (do Latim, *catena* = cadeia de elos) ou *toposeqüência*, na qual os solos (“que ocupam os diferentes elos da cadeia”) diferem em função da erosão, do transporte e da deposição superficial de material, bem como pelos processos subsuperficiais que atuam ao longo do declive (lixiviação, translocação, deposição de materiais). Por isso, a observação (ou prospecção) dos solos ao longo de uma *catena* é uma maneira prática de se captar a diversidade dos solos de uma área que apresente variação de relevo. Através da observação de várias *catenas* pode ser efetuado o mapeamento dos solos de uma área.

Existe alguma relação entre os tipos de solos e os diferentes segmentos de uma paisagem ou de uma *catena*? Algumas generalizações podem ser feitas, mas deve ser estabelecido um modelo para cada situação em particular. Quando o interflúvio é amplo e a infiltração da água foi favorecida durante o intemperismo, os solos podem ser profundos e uniformes; por outro lado, em interflúvios estreitos (espigões) tendem a ocorrer solos rasos e afloramentos de rochas. Na posição de ombro predominam os processos erosionais, pelo qual os solos tendem a ser rasos (perfis A-R, com presença de afloramentos de rocha). Na encosta predomina o transporte lateral de material e da água, tanto em superfície como em subsuperfície, por isso, a profundidade do solo varia com a declividade da encosta. Nas encostas íngremes predominam solos rasos (perfis A-C-R) e

afloramentos de rocha, enquanto que nas posições menos íngremes os solos tendem a ser mais profundos (perfis A-Bi-C e A-B-C). O sopé, por ser uma zona de deposição coluvial, pode apresentar solos mais profundos (perfis A-B-C), heterogêneos em função do material depositado e da drenagem variável, presença de linhas de pedras e solos enterrados. O plano colúvio-aluvial é uma zona deposicional tanto de materiais provenientes das cotas mais altas como de sedimentos trazidos pelas inundações. Em função disso, os solos tendem a ser heterogêneos quanto à textura e a drenagem (perfis A-B-C, A-Bg-C, A-Cg, etc.).

O efeito do relevo, condicionando a drenagem e a distribuição dos óxidos de ferro, pode ser observado em toposequências com solos vermelhos (hematita + goethita) nos interflúvios bem drenados, solos amarelos (goethita) nas encostas moderadamente drenadas e solos cinzentos (com ou sem mosqueados) nos sopés mal drenados. O Quadro 5.4 exemplifica algumas toposequências observadas no RGS.

Quadro 5.4. Exemplos de toposequências no Rio Grande do Sul.

Região	Segmentos do relevo e respectivas classes de solos		
	Interflúvio + Encosta	Sopé	Plano coluvial-aluvial
Campos C. Serra	Latossolo Bruno	Plintossolo	Gleissolo
Missões	Nitossolo Vermelho	Luvisolo ou Plintossolo	Gleissolo
Depressão Central	Argissolo ou Chernossolo	Plintossolo e/ou Planossolo	Gleissolo
Escudo	Neossolo Litólico Cambissolo	Argissolo	Planossolo Gleissolo
Campanha oeste	Neossolo Litólico	Chernossolo	Vertissolo ou Planossolo

Tempo

Pouco se sabe a respeito da velocidade de formação dos solos, a não ser que é muito lenta. Nas zonas temperadas do hemisfério norte submetidas à glaciação, a pedogênese recomeçou nos sedimentos deixados pelas geleiras entre 10.000 e 20.000 anos atrás. É portanto possível estimar taxas de formação para os respectivos solos a partir destas datações. Ao contrário destas regiões, a ausência de glaciações nos trópicos e subtropicais permitiu a continuidade do intemperismo e da pedogênese. Isto explica o intemperismo avançado, a baixa reserva em nutrientes e a elevada acidez da maioria dos solos tropicais e subtropicais. Estimativas indiretas (baseadas em geomorfologia e

geoquímica) sugerem idades de dezenas de milhares a centenas de milhares de anos para os Latossolos e Argissolos do Brasil Central. Com base na datação de fósseis soterrados na região da Campanha do RS são indicadas idades inferiores a 20.000 anos para os Chernossolos (anteriormente Brunizem) e Vertissolos locais (Bombin & Klamt, 1977). Organossolos (solos orgânicos, turfeiras) da planície costeira do RS tem idade estimada em 4.000 anos (Villwock et al., 1980).

Uma estimativa global sugere taxas de formação de solo variando de 370 a 1290 kg/ha/ano (Geoderma, 52:251, 1992), o que equivaleria, respectivamente, em cerca de 27 a 8 anos para a formação de uma camada de 1 mm de solo/ha. Tomando-se a taxa menor como referência, a formação de um hectare de um solo não especificado com 100 cm de espessura levaria 27 mil anos. Este tipo de estimativa não pode ser generalizado, pois a formação do solo depende das interações dos fatores de formação de cada local. Assim, a formação de um Latossolo com um metro de espessura a partir do intemperismo de granito na África, foi estimada em 22 mil a 77 mil anos (Leneuf & Aubert, 1960); na Austrália, a formação dos horizontes A e B de um Argissolo foi estimada em 29 mil anos (Butler, 1958). Considerando-se o longo tempo necessário para formar um solo e que o processo erosivo de uma única chuva pode acarretar uma perda equivalente à vários centímetros de espessura em um perfil, fica evidente a necessidade de manejar este recurso natural com extremo cuidado.

Ação humana – fator antropogênico

As características de um solo, adquiridas lentamente (em milhares de anos) sob a influência dos fatores ambientais naturais, podem ser rapidamente (desde poucos dias a dezenas ou centenas de anos) modificadas pela ação humana. Em termos globais, esta ação vem se intensificando e ampliando ao longo do tempo. Pesquisas arqueológicas mostram que as antigas civilizações da Mesopotâmia e do México faziam uso intensivo do solo para a produção agrícola, abastecendo grandes centros urbanos. A decadência e desaparecimento destas civilizações é atribuída em parte à degradação de seus solos agrícolas, por efeitos erosivos ou salinização. Modernamente, as extensões de solos degradados vem sendo continuamente ampliadas na superfície terrestre, não se restringindo aos países subdesenvolvidos.

A ação humana em relação ao solo e ao ecossistema pode ser benéfica ou prejudicial. Sob o ponto de vista agrônomo, os efeitos benéficos são geralmente avaliados em termos de alterações do solo que contribuem para incrementar a produção agrícola. O Quadro 5.5 relaciona algumas atividades agrícolas e seu possível efeito no solo. Os efeitos prejudiciais colaterais são visíveis na degradação do solo e do ecossistema. Por isso, o uso do solo deve ser baseado na sua aptidão ao objetivo proposto, o que envolve uma avaliação de riscos e benefícios decorrentes da utilização pretendida.

Além do uso agrícola, o conhecimento do solo é fundamental no planejamento de seu uso para fins urbanos, industriais, de mineração, recreação e outras finalidades, bem como na recuperação de áreas degradadas por estes usos. Convém lembrar que o solo não é um recurso natural imutável, mas sujeito à mudanças de acordo com o tratamento que recebe.

Nas zonas urbanas, industriais ou submetidas à mineração, os efeitos da ação humana na alteração do solo natural e na formação de um novo solo podem ser muito mais significativos do que nas atividades agrícolas normalmente praticadas em solos naturais. Nestas situações, a ação humana pode ser resumida na expressão:

$$S = f(a)_{m, o, c, l, r, o, t}$$

onde o fator antropogênico (a) é o principal condicionador do solo, ao qual se associam gradativamente os fatores naturais.

Nas áreas urbanas e industriais, é comum no solo a presença de resíduos urbanos (plástico, MO, madeira, etc.), materiais de construção (cerâmica, argamassa, concreto, metais, etc.), resíduos industriais (metais, gesso, produtos químicos, etc.). Nas áreas degradadas pela mineração, a legislação ambiental exige sua recuperação para um novo uso útil (agrícola, florestamento, recreação, urbano, industrial, etc.), o que pode exigir a construção de um solo para possibilitar a revegetação ou outro objetivo. Na construção do solo são utilizados os materiais (horizontes A-B-C) preservados do solo original (pré-mineração), ou materiais do regolito. Assim, são formados *solos tecnogênicos*, isto é, “solos constituídos por materiais gerados pela aplicação de tecnologia”. Nesta construção é fundamental o conhecimento dos processos de formação do solo, pois é necessário selecionar o material e usar o equipamento adequado para prevenir insucessos e evitar os altos custos de futuras práticas de mitigação. Este é um aspecto atual da aplicação dos conhecimentos da pedogênese ou gênese do solo.

Quadro 5.5. Atividade agrícola e possível efeito no solo e no ambiente.

Atividade humana	Efeito no solo ou ambiente
Remoção da vegetação e queimadas	Perda de matéria orgânica e de nutrientes
Adição de adubos orgânicos e minerais	Ganho de matéria orgânica e de nutrientes
Calagem	Diminuição da acidez e toxidez
Irrigação	Mudança no regime de umidade; risco de salinização; oxi-redução
Drenagem	Mudança no regime de umidade; oxi-redução
Lavração	Mistura de horizontes; erosão; afeta flora e fauna
Adição de biocidas	Afeta flora e fauna; poluição do solo
Excesso de pastoreio e preparo excessivo do solo	Compactação, erosão

Bibliografia

- Brasil. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio Grande do Sul. Ministério da Agricultura, DNPEA, DPP, Recife, 1973.
- Kämpf, N.; P. Schneider & P.F. Mello. Alterações mineralógicas em seqüência vertissolo-litossolo na região da Campanha no Rio Grande do Sul. R. bras. Ci. Solo, 19:349-357, 1995.
- Kämpf, N.; P. Schneider & E. Giasson. Propriedades, pedogênese e classificação de solos construídos em áreas de mineração na bacia carbonífera do baixo Jacuí (RS). R. bras. Ci. Solo, 21:79-88, 1997.
- Pinto, L.F.S.; E.A. Pauletto; A.da S. Gomes & R.O. de Souza. Caracterização de solos de várzea. In: A. da S. Gomes & E.A. Pauletto, eds. Manejo do solo e da água em áreas de várzea. Embrapa, CFACT, Pelotas, 1999. p.11-36.

CAPÍTULO 6- PROCESSOS PEDOGENÉTICOS

INTRODUÇÃO

As diversas combinações dos fatores de formação do solo (material de origem, clima, relevo, organismos vivos) agindo ao longo do tempo criam condições para o desenvolvimento de diversos *processos pedogenéticos* (= processos de formação do solo). Os processos pedogenéticos consistem numa combinação de reações químicas, biológicas e físicas cuja ação e intensidade é condicionada pelos fatores ambientais. Desta maneira são produzidos diferentes tipos de solos. Portanto, os fatores criam as condições para a ação dos processos, os quais são os mecanismos de formação do solo:

Fatores de formação do solo → processos pedogenéticos → SOLO

A seguir são apresentados os principais processos pedogenéticos: ferralitização e laterização, lessivagem, gleização, carbonatação, salinização e sodificação, podzolização, sulfurização, paludização.

Ferralitização

Nas regiões tropicais e subtropicais úmidas, a abundância de chuvas e altas temperaturas favorecem um intemperismo químico intenso e rápido, onde predominam as reações de hidrólise e oxidação. Com a disponibilidade de água e boa drenagem há intensa lixiviação dos cátions básicos (Ca, Mg, K, Na) e do silício (dessilicação) liberados na alteração dos minerais. O ambiente oxidante favorece a formação de óxidos de ferro (goethita e hematita) e de alumínio (gibbsita), que tendem a acumular. O silício remanescente no sistema pode combinar-se com alumínio formando caulinita. Devido a acumulação de Fe e Al no resíduo final (= solo), esse processo é chamado de *ferralitização*. Os principais solos formados nestas condições são os Latossolos e os Nitossolos (antigamente Terra Roxa Estruturada).

Os solos resultantes do processo de ferralitização são, geralmente, muito lixiviados e ácidos, tem baixa CTC e são pobres em nutrientes. Devido a sua constituição mineralógica apresentam boa porosidade e permeabilidade, proporcionada pela floculação das partículas de caulinita e óxidos, formando agregados estáveis. Pelo fato das partículas estarem floculadas, não há dispersão de argila e, conseqüentemente, a iluviação-eluviação é pouco significativa. Os horizontes que apresentam estas feições são identificados como Bw.

No RGS, os Latossolos e Nitossolos ocorrem principalmente nas regiões dos Campos de Cima da Serra (Vacaria e Lagoa Vermelha), do Planalto Médio (Passo Fundo, Erechim, Santo Angelo), e das Missões (São Borja). Nitossolos ainda ocorrem na Encosta Inferior do Nordeste e parte da Depressão Central.

A *laterização* consiste na acumulação de óxidos de ferro que promovem a cimentação da massa do solo, dando origem à laterita ou ferricrete ou petroplintita. Os solos que apresentam esta cimentação por ferro são identificados como Plintossolos Pétricos.

Lessivagem

O processo de *lessivagem* (também chamado de eluviação-iluviação) consiste na translocação de minerais, principalmente da fração argila fina ($<0,2 \mu\text{m}$), da parte superior do solo para uma maior profundidade. Em decorrência, os horizontes superficiais são empobrecidos em argila (isto é, tornam-se mais arenosos) e os horizontes subsuperficiais são enriquecidos em argila (isto é, tornam-se mais argilosos). O horizonte que perde argila é chamado de *eluvial*, enquanto que o horizonte que acumula argila é chamado de *iluvial*. Na descrição morfológica do perfil de solo, um horizonte de máxima perda de argila é simbolizado pela letra E (não está necessariamente presente no perfil) e o horizonte de máximo ganho de argila é o Bt. Os solos submetidos à lessivagem apresentam, portanto, um gradiente textural. Os principais solos que apresentam estas feições são os Argissolos (anteriormente Podzólicos) e os Planossolos, podendo ocorrer também nos Alissolos (anteriormente Podzólicos), Luvisolos (anteriormente Podzólicos), Plintossolos e outros. Devido ao acúmulo de argila, o horizonte subsuperficial tende a apresentar uma densidade do solo mais elevada (= menor proporção de macroporos), com uma menor condutividade hidráulica saturada, ou seja, menor permeabilidade. Conseqüentemente, a água infiltrada no solo pode acumular-se acima do horizonte Bt, originando, temporariamente, um lençol freático suspenso.

Gleização

A *gleização* se desenvolve em ambiente com excesso de água e deficiência de oxigênio, onde as condições anaeróbicas favorecem as reações de redução, que são promovidas por microorganismos anaeróbicos utilizando como receptores de elétrons principalmente óxidos de Fe^{3+} (goethita, hematita, ferrihidrita, lepidocrocita), mas também óxidos de Mn^{4+} . No processo, os óxidos de Fe^{3+} (ou Mn^{4+}) são reduzidos e dissolvidos, liberando íons Fe^{2+} (ou Mn^{2+}) que migram na solução até alcançarem sítios oxidados onde precipitam novamente como óxidos de Fe^{3+} (ou Mn^{4+}). Conseqüentemente, no solo formam-se zonas desbotadas (de coloração cinzenta) devido a perda de óxidos de Fe^{3+} e zonas de acumulação destes óxidos na forma de mosqueados (vermelhos, amarelos), nódulos e concreções (plintita). As zonas de acumulação dos óxidos de Mn apresentam cor preta na forma de revestimentos em agregados ou nódulos. Os horizontes que apresentam feições de gleização são identificados como Ag, Bg ou Cg. Os principais solos resultantes do processo de gleização são os Gleissolos, mas também pode ocorrer gleização com menor intensidade nos Planossolos, Plintossolos e outros.

Carbonatação

A carbonatação consiste na formação e enriquecimento de minerais carbonato secundários (CaCO_3) no solo. Estes carbonatos podem estar finamente distribuídos na massa do solo ou na forma de nódulos e crostas. A formação de CaCO_3 secundário ocorre quando aumenta a concentração de CaHCO_3 (bicarbonato de cálcio) na solução do solo devido a retirada de água pela vegetação, ou quando a pressão parcial de CO_2 ($p\text{CO}_2$) do ar do solo diminui pela sua difusão para os macroporos ou a atmosfera. A profundidade de ocorrência do CaCO_3 secundário no solo aumenta com o crescimento da pluviosidade, até ser totalmente removido por lixiviação. Por isso, o processo de carbonatação é mais comum em regiões semiáridas (onde a $\text{EVT} > \text{P}$), ou em solos com baixa permeabilidade que contenham argilominerais esmectíticos. No RGS, efeitos do processo de carbonatação são observados na forma de nódulos de CaCO_3 em alguns Chernossolos (antigamente Brunizens), Vertissolos, Planossolos e Gleissolos.

Salinização e Sodificação

A *salinização* consiste na acumulação de sais solúveis no perfil ou na superfície do solo, podendo ser natural ou induzida pela irrigação mal conduzida (ação humana). A salinização tende a ocorrer em regiões semiáridas e áridas, onde houve acumulação de sais (fundo de mar) em épocas geológicas passadas, ou a acumulação é atual devido a migração de sais dissolvidos provenientes de áreas situadas em cotas mais altas. Assim, nos períodos secos os sais ascendem com a água capilar, acumulando-se na parte superior ou na superfície do solo na forma de crostas salinas (eflorescências). A cada chuva os sais são solubilizados e transferidos para o subsolo, para ascender novamente nos períodos secos. A salinidade é determinada através da condutividade elétrica (CE), onde valores ≥ 4 dS/m, podem ser prejudiciais para o desenvolvimento das plantas sensíveis. Os horizontes com salinidade são identificados como Az e Cz. Este processo origina os Gleissolos Sa

inos.

A salinização artificial pode ocorrer pelo uso de água de irrigação com alto teor de sódio, ou quando a área sob irrigação não tem um sistema de drenagem eficiente. Neste último caso, a água de irrigação (ao longo de alguns anos) entra em contato com os sais acumulados (naturalmente) em profundidade, que ascende com a água capilar quando a irrigação é interrompida. Para evitar a salinização é necessário a drenagem da água de irrigação para fora do sistema, evitando seu contato com os sais profundos. Muitas áreas irrigadas em regiões áridas e semiáridas foram e estão em processo de degradação por salinização.

A *sodificação* consiste na concentração de sódio (saturação por sódio = $100Na/T \geq 15\%$) no solo, que promove a dispersão da argila e sua eluviação, originando um horizonte B textural sódico (Btn). Deste processo originam-se os Planossolos Nátricos (anteriormente Solonetz-solodizado).

Podzolização

A *podzolização* consiste na transferência de compostos orgânicos, complexados ou não com ferro e alumínio, da parte superior do solo até uma determinada profundidade. O resultado é um horizonte eluvial (E) de perda de material e um horizonte espódico de acumulação (Bh, Bs ou Bhs). Para o desenvolvimento deste processo é necessário a acumulação de material orgânico com capacidade complexante na superfície do solo, cujo material de origem deve apresentar uma fração grosseira quartzosa (areia grossa, cascalho), para facilitar a migração dos complexos nos macroporos. Este processo origina os Espodossolos.

Sulfurização (ou tiomorfismo)

A *sulfurização* consiste na oxidação de sulfetos (pirita FeS_2) presentes em certos sedimentos de alagadiços litorâneos, quando são drenados. No processo forma-se ácido sulfúrico (H_2SO_4) que promove a acidificação do solo ($pH < 3,5$) e a dissolução de minerais, dificultando ou inviabilizando o desenvolvimento da vegetação. Os solos desenvolvidos sob este processo são chamados de *solos tiomórficos*, que apresentam um horizonte sulfúrico (Bj ou Cj). Nesta situação, a correção da acidez pela aplicação de calcário pode ser muito onerosa; em certos casos, um manejo da drenagem, impedindo a oxidação dos sulfetos, pode ser adequado para controlar a acidificação. Este processo origina os Gleissolos Tiomórficos e os Organossolos Tiomórficos.

O processo de sulfurização também ocorre quando materiais contendo sulfetos são expostos ao ar nas áreas de mineração (carvão, ouro, cobre, etc.). Após a mineração, na recuperação destas áreas deve ser evitado o uso de materiais com sulfetos na composição do solo.

Paludização

A *paludização* consiste na acumulação de materiais orgânicos em áreas alagadiças, originando turfeiras e Organossolos (solos orgânicos). Restos de plantas aquáticas acumulados em

alagadiços podem alcançar até vários metros de espessura, pois a oxidação do material orgânico é inibida pela ausência de oxigênio (ambiente anaeróbico). Os solos apresentam horizontes hísticos (H). Áreas extensas de Organossolos são encontradas na Planície Costeira do RS, nas proximidades de lagoas.

Turbação

A *turbação* consiste na mistura dos materiais do solo pela atividade da fauna do solo (bioturbação) ou pela alternância de regimes úmidos e secos (hidroturbação). Pequenos mamíferos, formigas, térmitas e minhocas transportam materiais, promovendo a mistura de horizontes. Na hidroturbação, as alternâncias de períodos úmidos e secos promovem a expansão e contração do solo, contribuindo para a homogeneização dos horizontes.

CAPÍTULO 7- CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA DE SOLOS

CONTEÚDO A SER FORNECIDO QUANDO DA EXPOSIÇÃO DA UNIDADE EM SALA DE AULA.

CAPÍTULO 8- LEVANTAMENTO DE SOLOS

CONCEITO E OBJETIVOS DO LEVANTAMENTO DE SOLOS

Para o planejamento de qualquer atividade relacionada com solos, seja a nível regional ou de propriedade rural, é fundamental a disponibilidade de informações sobre as características e a distribuição dos solos da área em questão. Estas informações podem ser obtidas através do levantamento de solos, também chamado de levantamento pedológico.

O levantamento de solos consiste na identificação e no mapeamento dos solos de uma área, na análise e interpretação dos dados referentes às suas características, na sua classificação conforme um sistema taxonômico e na confecção de um relatório que compreende um texto descritivo e um mapa de solos. O seu objetivo é disponibilizar informações sobre as características e a distribuição dos solos de uma área.

O levantamento de solos é produzido para atender à uma determinada finalidade ou à um conjunto de finalidades, como por exemplo:

- (a) equacionamento de problemas agrícolas regionais ou locais;
- (b) planejamento de propriedades rurais;
- (c) planejamento de programas de reflorestamento, colonização e desenvolvimento, irrigação e drenagem, taxaço de impostos, avaliação ambiental e outros;
- (d) confecção de mapas interpretativos para objetivos específicos: aptidão para culturas específicas, programas conservacionistas, descarte de resíduos, urbanização, localização de estradas, reservas ambientais e outros.
- (e) ensino, pesquisa e extensão agrícola.

Dependendo da finalidade para o qual foi produzido, o levantamento de solos terá diferentes características. Assim, por exemplo, o planejamento de uma propriedade rural exige um levantamento mais detalhado de solos, enquanto que um planejamento regional pode ser efetuado com base em mapas mais genéricos de solos. Portanto, para um uso mais eficiente das informações contidas nos relatórios é necessário conhecer a finalidade para a qual o levantamento foi produzido (veja adiante: tipos de levantamentos de solos).

CONCEITOS BÁSICOS UTILIZADOS NO MAPEAMENTO DE SOLOS

No mapeamento de solos são utilizados alguns conceitos e definições cuja noção é essencial para o entendimento dos textos e mapas de solos.

Unidade taxonômica

No levantamento, os solos são classificados conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SBCS, Embrapa, 1999), [ou foram classificados conforme a Legenda de Classificação], pelo qual cada solo identificado e classificado constitui uma *unidade taxonômica*. Portanto, uma unidade taxonômica corresponde a uma classe de solo de um determinado nível categórico do SBCS; por exemplo: Latossolo Vermelho Distroférico típico. Conforme será visto mais adiante, a viabilidade de uma unidade taxonômica ser ou não ser representável num mapa depende da área ocupada e da escala do respectivo mapa.

Unidade de mapeamento

A representação gráfica da ocorrência e da distribuição geográfica das unidades taxonômicas no mapa de solos constitui as *unidades de mapeamento*. As unidades de mapeamento mostram no mapa a localização, a extensão, o arranjo e a disposição das unidades taxonômicas no terreno. Na legenda do mapa, a unidade de mapeamento é identificada pelo nome da unidade taxonômica; no caso do Levantamento de Reconhecimento de Solos do Estado do Rio Grande do Sul (Brasil, 1973) foram adotados nomes regionais para facilitar o seu uso, pois na época o conhecimento de classificação de solos era pouco difundido.

As unidades de mapeamento podem ser formadas por uma ou mais unidades taxonômicas. Quando formada por uma única unidade taxonômica dominante tem-se uma *unidade de mapeamento simples*. Conforme o tipo de levantamento de solos (veja adiante), a unidade de mapeamento simples deve apresentar uma determinada proporção mínima de uma única taxonômica (Quadro 8.1). O restante da área da unidade de mapeamento é constituída por *inclusões* de outras unidades taxonômicas ou *variações* (de profundidade, textura, etc.) da unidade taxonômica dominante.

Quadro 8.1. Proporção mínima da unidade taxonômica para constituir uma unidade de mapeamento simples conforme o tipo de levantamento.

Tipo de levantamento	Unidade de mapeamento simples	
	% Unidade taxonômica predominante	% Inclusões
Ultra-detalhado	85	15
Detalhado	80	20
Semi-detalhado	75	25
Reconhecimento	70	30

Assim, por exemplo, no levantamento de reconhecimento de solos do RGS (Brasil, 1973), a unidade de mapeamento simples Santo Ângelo (deveria ser Latossolo Vermelho Distroférrico) apresenta a unidade taxonômica Latossolo Vermelho Distroférrico típico ocupando no mínimo 75% da área, sendo que o restante da área é constituído por variações (em textura e profundidade) e por inclusões de Neossolos Litólicos (Unidades Charrua e Guassupi) e Chernossolos Argilúvicos Férricos (Unidade Ciríaco).

Quando a unidade de mapeamento é constituída por duas ou mais unidade taxonômicas, cada qual ocupando uma área mínima inferior ao especificado no Quadro 8.1, tem-se uma unidade de mapeamento combinada. Nestas unidades de mapeamento também ocorrem inclusões e variações. As unidades de mapeamento combinadas podem ser de três tipos: associação de solos, complexo de solos e grupo indiferenciado de solos.

A associação de solos é um grupamento de duas ou mais unidades taxonômicas distintas que ocorrem associadas geográfica e regularmente segundo um padrão bem definido, ocupando diferentes posições na paisagem. O mapeamento destas unidades taxonômicas na forma de unidades de mapeamento simples deve ser viável em levantamentos de solos mais detalhados. As associações são identificadas pelos nomes das unidades taxonômicas componentes, como por exemplo em Brasil (1973), a Associação Ciríaco+Charrua, ou atualizando Associação Chernossolo Argilúvico Férrico + Neossolo Litólico Eutrófico.

O complexo de solos é uma associação de duas ou mais unidades taxonômicas cujo arranjo geográfico intrincado impossibilita sua separação mesmo em levantamentos mais detalhados. Os complexos são comuns em áreas de várzeas (por exemplo, Complexo Gleissolos-Organossolos) ou muito acidentadas (por exemplo, Complexo Neossolos Litólicos-Cambissolos-Afloramentos rochosos).

Os grupos indiferenciados de solos são constituídos pela combinação de duas ou mais unidades taxonômicas com semelhanças morfogênicas e, portanto, pouco diferenciadas, permitindo práticas de uso e manejo similares. Por exemplo, Grupo indiferenciado Argissolo Vermelho Distrófico típico e Argissolo Vermelho Distrófico latossólico.

Nos mapas de solos ainda são assinaladas as unidades de mapeamento chamadas tipos de terreno, que não são reconhecidas como solos. Por exemplo: áreas de empréstimo e de despejo de entulhos, aterros, áreas urbanas, cascalheiras, escarpas rochosas e afloramentos de rochas.

TIPOS DE LEVANTAMENTO DE SOLOS

Os levantamentos de solos são efetuados com base na observação e estudo dos solos no terreno, constituindo a forma mais efetiva para avaliar os recursos de solos de uma área ou região. O mapeamento de solos é executado com base no modelo *solo-paisagem*, baseado na equação $S =$

f(mo,cl,r,o,t...), isto é, *mudanças em um ou mais dos fatores de formação do solo permitem localizar com precisão os limites entre solos diferentes*. Portanto, o mapeamento de solos exige o conhecimento da gênese do solo e da classificação taxonômica. Um requisito essencial para o mapeamento é a disponibilidade de materiais cartográficos que sirvam como mapa base, por exemplo, aerofotos, cartas topográficas, etc.

Os levantamentos podem ser elaborados para objetivos distintos (ver objetivos) e com diferentes níveis de informação, que irão exigir intensidades de prospecção e graus de precisão distintos. De acordo com o grau de detalhamento, o objetivo e o modo de execução, são diferenciados os seguintes tipos de levantamentos de solos: exploratório, reconhecimento (de baixa, média e alta intensidade), semidetalhado, detalhado e ultradetalhado. As características desses levantamentos estão sumarizadas no Quadro 8.2.

Quadro 8.2. Quadro resumo das características dos diferentes tipos de levantamentos de solos.

Características	Tipos de levantamentos de solos			
	Exploratório	Reconhecimento	Semidetalhado	Detalhado
Objetivos	Informação generalizada de solos em grandes áreas	Estimativa (1) qualitativa do recurso de solos, (2) qualitativa e semi-quantitativa de solos, (3) avaliação semiquantitativa de áreas prioritárias	Avaliar o potencial de áreas prioritárias para o desenvolvimento agrícola, implantação de sistemas de colonização e estações experimentais	Informações para projetos conservacionistas, áreas experimentais, práticas de manejo
Material cartográfico e escala	Foto-índice, cartas geográficas, imagens de radar ou satélite < 1:250.000	Mapas planialtimétricos, fotos aéreas verticais, imagens de radar ou satélite 1:250.000 a 1:50.000	Fotos aéreas verticais, mapas topográficos 1:50.000 a 1:20.000	Fotos aéreas verticais, mapas topográficos > 1:20.000
Unidades de mapeamento	Associações amplas de solos (subordens)	Simple ou associações de solos (grandes grupos, subgrupos)	Simple, associação e complexo de solos (família)	Simple ou complexos de solos (série)
Mapeamento: prospecção e verificação dos limites entre solos	Observações esparsas na área, generalização, extrapolação com base na vegetação, geologia e relevo	Verificações de campo, extrapolação, correlação solo-paisagem	Verificações de campo ao longo de toposequências, correlação solo-paisagem	Verificações de campo ao longo de toposequências, correlação solo-paisagem, quadrículas
Nº de observações/100 ha	< 1	1	1 a 3	100 a 500
Precisão do mapeamento	Muito pequena (<50%)	Média a alta (70 a 80%)	Alta (80 a 90%)	Alta (> 90%)
Área mínima mapeável (AMM)	22,5 a 250 km ²	(1) 2,5 a 22,5 km ² (2) 0,4 a 2,5 km ² (3) 0,1 a 0,4 km ²	≤ 40 ha	< 1,6 ha
Escala do mapa de publicação	1:750.000 a 1:2.500.000	(1) 1:250.000 a 1:750.000 (2) 1:250.000 a 1:500.000 (3) 1:100.000 a 1:250.000	1:20.000 a 1:100.000	1:5.000 a 1:20.000

(1) Reconhecimento de baixa intensidade; (2) Reconhecimento de média intensidade; (3) Reconhecimento de alta intensidade.

Os levantamentos exploratórios são efetuados em áreas de grande extensão ainda não desbravadas ou atualmente pouco utilizadas (por exemplo, região amazônica), onde não há necessidade ou condições de se efetuar levantamentos mais caros e demorados. Objetivam dar uma noção generalizada dos solos e do seu potencial, para verificar quais as áreas mais interessantes para levantamentos mais detalhados, por exemplo, para estabelecer programas de colonização. Estes levantamentos são executados com base em poucas observações de solos no campo, geralmente ao longo de rodovias ou pontos pré-selecionados. Estas informações são extrapoladas para as áreas de mesma vegetação, geologia e relevo (= mesmos fatores de formação do solo). Dessa forma, as unidades de mapeamento são pouco homogêneas, constituindo-se de associações de solos e os detalhes do mapa são pouco precisos. Exemplos deste tipo de levantamento são os levantamentos exploratórios baseados em imagens de radar efetuados pelo antigo projeto RADAM, que cobrem grande parte do território brasileiro em mapas de escala 1:1.000.000. Uma exceção em termos de uma melhor precisão e detalhamento é o mapa exploratório do RGS (IBGE, 1986), devido às condições de acesso favorável.

Os levantamentos de reconhecimento objetivam uma avaliação generalizada do potencial agrícola de determinada região, visando: o planejamento do desenvolvimento de novas áreas, a intensificação do uso de áreas já utilizadas, a seleção de áreas para a instalação de núcleos de colonização e estações experimentais. Estes levantamentos permitem o mapeamento de grandes áreas em tempo relativamente curto, sendo efetuados onde o desenvolvimento não permite esperar por levantamentos detalhados, que são mais dispendiosos e demorados. No levantamento de reconhecimento, os limites entre as unidades de mapeamento são localizados através de prospecções a intervalos regulares, percorrendo rodovias ou transversais. O mapeamento baseia-se na interpretação de imagens de fotos aéreas (usando estereoscopia) do terreno, sua correlação com as informações de campo (solos, geologia, relevo, drenagem, vegetação), e extrapolação para áreas com padrões similares. As unidades de mapeamento são do tipo simples e combinado, e os mapas tem homogeneidade e precisão superior aos levantamentos exploratórios. O levantamento de reconhecimento é distinguido em reconhecimento de *baixa intensidade* (escala 1:250.000 a 1:750.000), *média intensidade* (1:100.000 a 1:250.000) e *alta intensidade* (escala 1:50.000 a 1:100.000).

O levantamento de reconhecimento de baixa intensidade foi executado pelo atualmente denominado Centro Nacional de Pesquisa em Solos (CNPS) da Embrapa em grande parte dos estados brasileiros; o Levantamento de Reconhecimento de Solos do Estado do RGS (Brasil, 1973) é um exemplo deste tipo de levantamento. No Estado de São Paulo, a equipe de pedologia do Instituto Agrônomo de Campinas vem executando o levantamento de reconhecimento de alta intensidade (escala 1:100.000) dos solos. No RGS há algumas regiões e municípios mapeados em escala 1:100.000 ou maior [Litoral Norte, Lagoa Mirim, Região carbonífera do baixo Jacuí (parte dos

municípios de Eldorado do Sul, Charqueadas, São Jerônimo, Arroio dos Ratos, Butiá e Minas do Leão), Sentinela do Sul, Ibirubá, São Sepé, Alegrete].

No levantamento detalhado as unidades de mapeamento são bastante homogêneas; a identificação no campo utiliza prospecções sistemáticas ao longo de transversais, permitindo uma elevada precisão na delimitação das unidades de mapeamento. Este levantamento é utilizado para o planejamento de uso e manejo da terra, projetos conservacionistas, projetos de irrigação e outros que exigem elevado número de informações. Sua execução está restrita à pequenas áreas face ao elevado custo de execução. Como exemplos de levantamentos detalhados de solos no RGS tem-se os efetuados nas estações experimentais de Vacaria, Tupanciretã, Santa Maria, Uruguaiana, Viamão, Encruzilhada do Sul, Carazinho (antigo Posto Agropecuário) e Estação Agronômica da UFRGS.

São ainda usados levantamentos semidetalhados e ultradetalhados. Os levantamentos semidetalhados (escala 1:20.000 a 1:100.000) situam-se entre os levantamentos de reconhecimento de alta intensidade e levantamentos detalhados, sendo utilizados para mapeamentos regionais ou municipais. Um exemplo é o levantamento semidetalhados do município de São João do Polêsine (Klamt et al., 1998). O levantamento ultradetalhado (escala $\geq 1:5.000$; AMM $<0,1$ ha) é executado em áreas pequenas para planejamento de sistemas agrícolas sofisticados, em áreas urbanas e industriais, em projetos especiais de irrigação, em áreas experimentais de pesquisa.

TIPOS DE MAPAS

O mapa de solos é constituído de unidades de mapeamento que representam a localização, a extensão, o arranjo e a disposição das unidades taxonômicas no terreno. Os mapas podem ser baseados em observações de campo (mapas autênticos) ou em informações obtidas de outros mapas (mapas compilados).

Os mapas autênticos são produzidos através dos diferentes tipos de levantamentos de solos (veja acima) e são denominados de acordo com o respectivo levantamento: mapas exploratórios, mapas de reconhecimento, mapas detalhados, etc. Por serem baseados em informações e estudos diretos do solo no terreno, estes mapas são mais confiáveis do que os mapas compilados. Convém lembrar que entre os mapas autênticos o grau de confiabilidade depende do tipo de levantamento que lhes deu origem.

Os mapas compilados são obtidos a partir de mapas e informações pré-existentes (de solos, geologia, relevo, clima, etc.) da região de interesse. Esses mapas são diferenciados em esquemáticos e generalizados. Os mapas compilados esquemáticos são preparados no escritório através da previsão das classes de solos e de seus limites, por correlação das informações existentes e interpretação de mapas geológicos, topográficos, climáticos, de vegetação e outros. Este tipo de mapa é confeccionado para regiões amplas, por exemplo, de um estado, país, continente ou do mundo. Os mapas compilados generalizados são confeccionados a partir de informações de mapas

autênticos, através da eliminação de detalhes que não são relevantes para o objetivo do mapa. As generalizações podem ser cartográficas ou taxonômicas. As *generalizações cartográficas* compreendem a eliminação de detalhes do mapa original, tornando-o mais simples. As *generalizações taxonômicas* consistem na fusão de unidades taxonômicas (por exemplo, Latossolo Vermelho Distroférico e Latossolo Vermelho Aluminoférico) em classes de nível categórico mais elevado (por exemplo, Latossolo Vermelho) ou na associação de duas ou mais unidades taxonômicas. Em ambos os casos, a unidade de mapeamento resultante é menos homogênea.

USO E INTERPRETAÇÃO DOS MAPAS DE SOLOS

Informações sobre diferentes tipos de solos, sua distribuição geográfica, limitações e aptidão de uso podem ser encontradas nos relatórios de levantamentos de solos, que são constituídos por um texto descritivo e um mapa (por exemplo, Brasil, 1973). O nível de detalhe destas informações depende da escala e do objetivo para o qual o levantamento foi produzido. Por convenção cartográfica, a menor dimensão legível no mapa de solos é uma área de $0,4 \text{ cm}^2$, que representa a área mínima mapeável (AMM) no terreno, calculada da seguinte maneira: $AMM = (E^2 \times 0,4\text{ha})/10^8$ ou $(E^2 \times 0,4\text{km}^2)/10^{10}$, onde E = escala de publicação do mapa. O Quadro 8.3 exemplifica o efeito da escala do mapa na AMM.

Por exemplo, no mapa do Levantamento de Reconhecimento de Solos do RGS (Brasil, 1973), na escala de 1:750.000, a AMM é de 2250 hectares no terreno. Já na escala 1:20.000 do mapa de solos da estação experimental de Vacaria, ocupando uma área de 365 ha, a AMM é de 1,6 ha. Isto significa que as eventuais áreas de solos diferentes com extensão inferior à AMM não estão representadas nos respectivos mapas, mas estão incluídas nas unidades de maior extensão.

Quadro 8.3. Escala do mapa e área do terreno representada pela área mínima mapeável (AMM) de $0,4 \text{ cm}^2$.

Escala do mapa	Área (ha)
1:1.000.000	4000
1:750.000	2250
1:500.000	1000
1:100.000	40
1:50.000	10
1:20.000	1,6
1:10.000	0,4

Mapas de solos em escala pequena, como 1:750.000 (Brasil, 1973) são, portanto, limitados para fins de planejamento de solos de municípios, microbacias ou propriedades rurais. Para estas finalidades são necessários mapas de solos em escala 1:50.000 ou maiores, ainda inexistentes na maior parte do Estado.

Assim, na carência de mapas detalhados, é necessário efetuar uma verificação (checagem) das unidades de solos presentes e sua distribuição no terreno, usando o mapa de solos disponível como referência.

Seleção das informações disponíveis nos levantamentos de solos

As informações dos relatórios (texto, tabelas, mapas) devem ser decodificadas e selecionadas para atender os interesses dos diferentes usuários. Por exemplo:

(1) *Uso agrícola* – condições do solo para o desenvolvimento de plantas:

- profundidade efetiva para as raízes: camadas de impedimento (duripan, fragipan, gradiente textural, contato lítico, drenagem);
- capacidade de armazenamento de água: textura, porosidade, gradiente textural, teor de MO;
- disponibilidade de nutrientes: CTC, soma de bases, saturação por bases, mineralogia, drenagem;
- Toxidez: excesso de sais, condutividade elétrica, saturação por sódio, saturação por alumínio (caráter alumínico), drenagem.

(2) *Erodibilidade*: (a) características intrínsecas do solo: textura, teor de MO, estrutura e permeabilidade do solo, presença de argilas expansivas; (b) características extrínsecas: grau de declive, comprimento de declive, sistemas de cultivo, distribuição de chuvas.

(3) *Descarte de resíduos líquidos*: profundidade do solo, teor de argila, CTC, pH, permeabilidade ou condutividade hidráulica, mineralogia, umidade, temperatura, relação C/N, textura, gradiente textural e aeração.

A decodificação, seleção e interpretação das características do solo importantes para cada usuário são assunto da *classificação técnica* ou *interpretativa*.

Bibliografia

BRASIL. Ministério da Agricultura. Levantamento de reconhecimento de solos do Estado do Rio Grande do Sul. Recife, MA/DPP, SA/DRNR, INCRA/RS, 1973. 431p. (Boletim Técnico, 30)

EMBRAPA. SNLCS. Procedimentos normativos de levantamentos pedológicos. Brasília, EMBRAPA-SPI, 1995. 101p.

IBGE. Levantamento de recursos naturais. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim. Pedologia, levantamento exploratório de solos, p.405-540. Rio de Janeiro, 1986.

Pötter, R.O. Caracterização de solos da região dos Campos de Cima da Serra. I. Levantamento de solos da Estação Experimental de Vacaria. Porto Alegre, UFRGS, 1977. Dissertação de Mestrado.

CAPÍTULO 9- CLASSIFICAÇÃO TÉCNICA OU INTERPRETATIVA DO SOLO

As informações contidas nos relatórios de levantamentos de solos podem ser usadas de maneira prática para recomendações de uso de solos para diversas finalidades: agricultura, urbanização, recreação, descarte de resíduos e outras.

Para recomendar o melhor uso de um solo é necessário avaliar suas limitações e a sua adaptabilidade para a finalidade específica pretendida. Isto é feito através da interpretação das características do solo. Esta é a base de uma *classificação técnica ou interpretativa*, que é definida como “o grupamento de solos em classes, baseado em características selecionadas, que condicionam a sua adaptabilidade para um determinado fim”. No presente texto são consideradas apenas classificações técnicas elaboradas para fins agrícolas.

CLASSIFICAÇÃO TÉCNICA DO SOLO PARA FINS AGRÍCOLAS

Estas classificações podem ser feitas para diversos objetivos. Por exemplo, os solos podem ser classificados em função da sua adaptabilidade para (1) o uso de mecanização agrícola, (2) para determinadas culturas (arroz, soja, macieira, etc.) para fins de irrigação (inundação, aspersão, etc.), e outras finalidades. Entretanto, as classificações técnicas para fins agrícolas mais freqüentemente utilizadas são bem mais abrangentes e visam estabelecer a *capacidade de uso da terra* ou a *aptidão agrícola da terra* ou ainda o *potencial de uso da terra*.

Antes de fazer considerações sobre este tipo de classificação é necessário estabelecer a distinção entre os termos *solo* e *terra*. No presente contexto, o *solo* pode ser definido como “corpo da superfície terrestre, constituído de materiais minerais e orgânicos, contendo matéria viva e em parte modificado pela ação humana, capaz de sustentar plantas, de reter água, de armazenar e transformar resíduos”. O conceito de *terra* é mais amplo, pois, “além do solo, inclui todos os elementos do ambiente que abrangem a geologia, o relevo, o clima, os recursos hídricos, a flora, a fauna e os efeitos da ação humana”. Parcelas de terra onde estas características são uniformes constituem *glebas*.

As classificações de capacidade de uso, com base nas qualidades e limitações da terra, tem como objetivo central: (1) indicar as possibilidades de uso agrícola e (2) recomendar as práticas de manejo necessárias para manter ou elevar a produtividade, sem degradação. Estas classificações são fundamentais para o planejamento de programas de desenvolvimento regional ou estadual, bem como em nível de propriedade rural, no planejamento das atividades agrícolas e de conservação do solo.

A classificação de capacidade de uso da terra baseia-se (a) na interpretação das características do solo; (b) na interpretação das características do ambiente onde ocorre; e (c) no nível tecnológico do agricultor. Aspectos econômicos podem ou não ser levados em conta. Através da interpretação das características da terra, são identificados e avaliados os graus de limitação que apresenta para o uso agrícola, sendo previstos os seguintes *tipos de limitações*:

- (1) limitações que resultam de *impedimentos* ou *dificuldades* à execução das práticas de manejo do solo. Por exemplo: declividade acentuada, pequena profundidade do solo, presença de sulcos de erosão, presença de pedras, consistência inadequada, presença de argilas expansivas, etc.
- (2) limitações relacionadas com *riscos de degradação* da terra. Por exemplo: declividade acentuada, textura muito arenosa ou muito argilosa, estrutura fraca, baixa macroporosidade, baixa permeabilidade à água, etc.
- (3) limitações que *comprometem a capacidade produtiva* da terra. Por exemplo: deficiência de ar ou de água, baixa CTC, toxidez elevada (Na, Al, etc.), alta resistência à penetração de raízes, salinidade, etc.

Observa-se que uma mesma característica pode impor diferentes tipos de limitações. Por exemplo, a declividade acentuada pode dificultar o tráfego de máquinas e ao mesmo tempo favorecer a erosão, aumentando assim os riscos de degradação da terra.

Um critério importante na classificação da capacidade de uso das terras é que são consideradas apenas as *limitações permanentes* da terra. As limitações permanentes são limitações não-corrigíveis ou cuja correção é tão difícil que o agricultor não pode adotá-la. Por exemplo: declividade, pedras não removíveis, presença de argilas expansivas, baixa CTC, caráter alumínico no horizonte B. Limitações, como a presença de tocos, pedras removíveis, deficiência de nutrientes, que são mais facilmente corrigíveis, não são consideradas na classificação. [Veja exceção no sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras, mais adiante].

O princípio básico na classificação da capacidade de uso das terras é “*a medida em que aumentam as limitações permanentes da terra, diminui a intensidade de uso agrícola*”. Isto está representado a Figura 9.1.

Aumento da intensidade de uso >>>>											
<<<< Aumento das limitações	Classe de Cap. de Uso da Terra	Região de flora e fauna	Silvicultura	Pastagem			Culturas				
				Limitada	Moderada	Intensa	Limitada	Moderada	Intensa	Muito intensa	
	1										
	2										
	3										
	4										
	5										
	6										
	7										
	8										

Figura 9.1. Relação entre intensidade de uso possível e graus de limitações da terra.

A intensidade de uso exprime uma maior ou menor mobilização imposta ao solo. Por exemplo, culturas de ciclo curto, como milho, soja ou batatinha, podem exigir intensa mobilização do solo para seu cultivo. Entretanto, isto pode ser impedido pela presença de limitações permanentes que dificultem as práticas culturais, como pequena profundidade do solo, pedregosidade intensa, riscos de inundação, etc; ou, por limitações que determinam riscos de degradação da terra, como declividade acentuada, textura arenosa, baixa permeabilidade, etc., que aumentam a suscetibilidade do solo à erosão. Os impedimentos e os riscos de erosão causados por estas limitações são menores quando a terra é utilizada com culturas permanentes, como pastagens, fruticultura, florestamento, etc., que exigem pouca ou nenhuma mobilização do solo e, por isso, o mantém protegido da erosão.

A ausência ou a presença, em menor ou maior grau, de limitações como estas, é que serve de base para o enquadramento das terras em *classes de aptidão* ou de *capacidade de uso agrícola*. Os parâmetros que definem cada classe são estabelecidos em tabelas, chamadas quadros-guia. Um exemplo hipotético bastante simples de quadro-guia, onde apenas o parâmetro declive é considerado para a definição de classes, esta representado no Quadro 9.1.

Quadro 9.1. Exemplo de quadro-guia simples hipotético, considerando apenas a declividade.

Declividade do terreno (%)	Classe	Uso recomendado
0 - 10	A	Terras próprias para culturas de ciclo curto
11 – 15	B	Terras que só permitem uso ocasional com culturas de ciclo curto, devendo na maior parte do tempo ser utilizadas com culturas permanentes
≥16	C	Terras aptas somente para culturas de ciclo longo

Neste exemplo, para enquadrar uma terra em uma das três classes basta verificar o seu declive. Na realidade os quadros-guia tendem a ser mais complexos, pois podem envolver um grande número de características e propriedades da terra, tais como a textura do solo, a permeabilidade, profundidade, pedregosidade, risco de inundação, drenagem, suscetibilidade à erosão, etc. Um exemplo de quadro-guia com maior número de variáveis está representado no Quadro 9.4.

O quadro-guia deve ser elaborado ou adaptado para cada situação, pois, as variáveis a serem selecionadas dependem da sua importância local. Por exemplo, a variação do declive é obviamente um fator importante em áreas de relevo acidentado, mas é irrelevante em áreas planas. Da mesma forma, a pedregosidade e a profundidade do solo não são consideradas quando não há pedregosidade e os solos são todos profundos. A elaboração de um quadro-guia é um processo subjetivo que requer habilidade e bom senso, exigindo uma expectativa sobre o comportamento de cada gleba de terra quando submetida a diferentes usos e sistemas de manejo. Esta expectativa baseia-se em dados de pesquisa, em observações feitas no local e na experiência dos agricultores e técnicos que atuam na região.

Um quadro-guia é construído por aproximações, isto é, ele é aperfeiçoado na medida em que aumenta o conhecimento a respeito das relações entre as características do solo, uso e manejo, e o comportamento da terra que está sendo classificada. Com o quadro-guia final (definitivo), as terras do local ou região podem ser classificadas de forma objetiva por diferentes técnicos, obtendo-se resultados consistentes. A seguir serão tratados sistemas formais de classificação de uso das terras.

SISTEMAS DE CLASSIFICAÇÃO DE USO DAS TERRAS

No Brasil são usados dois sistemas de classificação de uso das terras para fins agrícolas: (1) o sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras (EMBRAPA) e (2) o sistema de avaliação da capacidade de uso das terras (USDA). Seus objetivos e características são apresentados a seguir.

Sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras (EMBRAPA)

Este sistema foi desenvolvido para avaliar a aptidão agrícola de grandes extensões de terras, utilizando como base os levantamentos pedológicos de reconhecimento executados no Brasil (Ramalho Filho & Beek, 1995). Ele é uma orientação para a utilização dos recursos da terra a nível de planejamento regional. No caso de aplicação para pequenas glebas, ele deve ser ajustado às condições locais.

Metodologia do sistema

A classificação da aptidão agrícola é feita em três níveis de manejo distintos, visando diagnosticar o comportamento das terras em diferentes níveis tecnológicos:

Nível de manejo A (primitivo): é baseado em práticas agrícolas que refletem um baixo nível técnico-cultural. Praticamente não há aplicação de capital para manejo, melhoramento e conservação das condições das terras e lavouras. As práticas agrícolas dependem fundamentalmente do trabalho braçal e ocasionalmente de tração animal com implementos simples. Este nível é raro no sul do Brasil.

Nível de manejo B (pouco desenvolvido): é baseado em práticas agrícolas que refletem um nível tecnológico médio. Caracteriza-se pela modesta aplicação de capital e de resultados de pesquisa para manejo, melhoramento e conservação das condições das terras e lavouras. As práticas agrícolas incluem o uso de insumos, mecanização com tração animal e motorizada. Este nível é comum na região colonial do RGS e SC.

Nível de manejo C (desenvolvido): é baseado em práticas agrícolas que refletem um alto nível tecnológico. Caracteriza-se pela aplicação intensiva de capital e de informações de pesquisa para manejo, melhoramento e conservação das condições das terras e lavouras. As operações agrícolas baseiam-se na motomecanização.

Os *tipos de utilização* considerados no sistema são: lavouras com culturas anuais, previstas nos níveis de manejo A, B e C; pastagem plantada e silvicultura, no nível B; pastagem natural, no nível A; e refúgio de flora e fauna.

As *classes de aptidão* são designadas como *boa, regular, restrita e inapta*, para cada tipo de utilização. A representação das classes em mapas de aptidão obedece a simbologia apresentada no Quadro 9.2. As classes expressam a aptidão agrícola das terras para um determinado tipo de utilização, refletindo a intensidade das limitações que afetam as terras.

Quadro 9.2. Simbologia correspondente às classes de aptidão agrícola das terras, de acordo com o tipo de utilização.

Classes de aptidão agrícola	Tipo de utilização					
	Lavoura			Pastagem	Silvicultura	Pastagem natural
	Nível de manejo					
	A	B	C	B	B	A
Boa	A	B	C	P	S	N
Regular	a	b	c	p	s	n
Restrita	(a)	(b)	(c)	(p)	(s)	(n)
Inapta						

As classes de aptidão são estabelecidas com base nos seguintes *fatores de limitação*: *deficiência de fertilidade (f)*; *deficiência de água (h)*; *deficiência de oxigênio ou excesso de água (o)*; *suscetibilidade à erosão (e)*; *impedimentos à mecanização (m)*. Na avaliação de cada fator são considerados os seguintes *graus de limitação*: *nulo, ligeiro, moderado, forte e muito forte*. Estes graus são descritos por Ramalho Filho & Beek (1995) e estão resumidos no Quadro 9.3. Para os níveis de manejo B e C, os graus de limitação são estabelecidos com base nas limitações que o solo continua a apresentar após a aplicação de melhoramentos; para o nível de manejo A, que não adota tecnologia e melhoramentos, os graus de limitação são baseados nas condições naturais do solo.

As classes são assim definidas:

Classe *boa*: terras sem limitações significativas para a produção sustentada de um determinado tipo de utilização, observando as condições do manejo considerado.

Classe *regular*: terras que apresentam limitações moderadas para a produção de um determinado tipo de utilização, observando as condições do manejo considerado.

Classe *restrita*: terras que apresentam limitações fortes para a produção sustentada de um determinado tipo de utilização, observando as condições do manejo considerado.

Classe *inapta*: terras que apresentam condições que excluem a produção sustentada do tipo de utilização em questão.

O enquadramento da classe de aptidão é feito pela comparação dos graus de limitação que persistem com os graus de limitação admissíveis para cada classe, conforme o quadro-guia estabelecido para cada região climática do Brasil. O Quadro 9.4 representa o quadro-guia do sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras para a região subtropical, que abrange o sul do Brasil.

Quadro 9.3. Fatores de limitação e respectivos graus de limitação.

Graus de limitação	Fatores de limitação				
	Defic. de fertilidade	Defic. de água	Defic. de oxigênio*	Susctib. à erosão	Imped. à mecanização
Nulo	Alta reserva de nutrientes; $V \geq 80\%$; $SB \geq 6 \text{ cmol/kg}$; $CE < 4 \text{ dS/m}$	Sem deficiência	Sem deficiência; bem e excessivamente drenado	Não suscetível; relevo plano, 0-3% declive	Relevo plano, declive $< 3\%$
Ligeiro	Boa reserva de nutrientes; $V \geq 50\%$; $\text{sat. Al} < 30\%$; $SB \geq 3 \text{ cmol/kg}$; $CE < 4 \text{ dS/m}$; $\text{sat. Na} < 6\%$	Pouco acentuada, 3-5 meses	Certa deficiência na estação chuvosa; moderadamente drenado	Pouco suscetível; relevo suave ondulado, 3-8% declive	Relevo suave ondulado, declive 3-8%; ou impedimentos: pedregosidade, profundidade, textura, restrição de drenagem
Moderado	Limitada reserva de nutrientes; $CE \text{ } 4\text{-}8 \text{ dS/m}$; $\text{sat. Na } 8\text{-}20\%$	Acentuada, 4-6 meses; precipitação (P) 700 a 1000 mm/ano	Deficiência na estação chuvosa; imperfeitamente drenado	Moderadamente suscetível; relevo ondulado, 8-13% declive. Mudança textural abrupta, $< 8\%$ declive	Relevo mod. ondulado à ondulado, declive 8-20%; ou impedimentos (ver acima) ou drenagem imperfeita
Forte	Reserva mto limitada de nutrientes; $CE \text{ } 8\text{-}15 \text{ dS/m}$; $\text{sat. Na} > 15\%$	Forte, 7-9 meses; P 500 a 700 mm/ano	Séria deficiência; mal a mto mal drenado; sujeito à inundações freqüentes; demanda intenso trabalho para drenagem	Forte suscetibil.; relevo ondulado a forte ondulado, 13-20% declive	Relevo forte ondulado, declive 20-45%; ou impedimentos fortes (ver acima) ou má drenagem
Muito forte	Mto mal provido de nutrientes; $CE > 15 \text{ dS/m}$; solos salinos, sódicos ou tiomórficos	Severa, > 9 meses; $P < 500 \text{ mm}$	Idem anterior, com drenagem mais onerosa	Relevo forte ondulado, 20-45% declive	Relevo montanhoso, declive $> 45\%$; ou impedimentos mto fortes (ver acima) ou problemas de drenagem

*ou excesso de água

Quadro 9.4. Quadro-guia de avaliação da aptidão agrícola das terras – Região subtropical.

Aptidão agrícola			Graus de limitação das condições agrícolas das terras – Região subtropical												Tipo de utilização indicado				
Grupo	Sub-grupo	Classe	Deficiência de fertilidade			Deficiência de água			Excesso de água			Suscetibilidade à erosão				Impedimentos à mecanização			
			A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C		A	B	C	
1	1ABC	Boa	N/L	N/L1	N1	L	L	L	L	L1	N2	L/M	N/L1	N1	M	L	N	Lavouras	
2	2abc	Regular	L	L1	L2	M	M	M	M	L/M1	L2	M	L1	N2/L1	M/F	M	L		
3	3(abc)	Restrita	M	L/M1	L2	M/F	M/F	M/F	M/F	M1	M2	F*	M1	L2	F	M/F	M		
4	4P	Boa	M1			M			F1			M/F1			M/F			Pastagem plantada	
	4p	Regular	M/F1			M/F			F1			F1			F				
	4(p)	Restrita	F1			F			MF			MF			F				
5	5S	Boa	M/F1			M			L1			F1			M/F			Silvicultura e/ou Pastagem natural	
	5s	Regular	F1			M/F			L1			F1			F				
	5(s)	Restrita	MF			F			M1			MF			F				
	5N	Boa	M/F				M				M/F				F	MF			
	5n	Regular	F				M/F				F				F	MF			
	5(n)	Restrita	MF				F				MF				F	MF			
6	6	Sem aptidão agrícola	-			-			-			-			-			Preservação da flora e da fauna	

Grau de limitação: N – nulo F – forte L – ligeiro MF – muito forte M – moderado / – intermediário

Interpretação da simbologia nos mapas de aptidão agrícola das terras

Este sistema permite a representação da classificação da aptidão agrícola das terras, para os diversos tipos de utilização nos diferentes níveis de manejo, em um único mapa. Para isto, a aptidão agrícola é estabelecida em 4 níveis categóricos: grupos, subgrupos, classes e subclasses.

Grupo de aptidão agrícola: representado por algarismos de 1 a 6, identifica o tipo de utilização mais intensivo das terras, ou seja, a sua melhor aptidão sem definir o nível de manejo (Quadro 9.5).

Quadro 9.5. Identificação do grupo de aptidão agrícola

Grupo	Tipos de utilização mais intensiva
1	Aptidão boa para lavoura
2	Aptidão regular para lavoura
3	Aptidão restrita para lavoura
4	Aptidão para pastagem plantada e silvicultura
5	Aptidão para pastagem natural
6	Inapto para qualquer tipo de exploração agrícola. Serve para refúgio de flora e fauna ou para fins de recreação

Subgrupo de aptidão agrícola: é o conjunto das classes de aptidão que indicam o uso mais intensivo possível para cada nível de manejo. Utiliza a simbologia conforme o Quadro 9.2. Por exemplo, uma terra pode ter características que a classificam como restrita para lavoura no nível de manejo A, regular para lavoura no nível B e boa no nível C; a representação no mapa será 1(a)bC. O sistema pressupõe que uma terra que apresenta aptidão para lavoura em um dos três níveis de manejo, também tem aptidão para outros usos menos intensivos, como pastagem plantada, silvicultura e pastagem natural. Por isto, nestes casos, os usos menos intensivos não são representados no mapa.

Classe de aptidão agrícola: expressa a aptidão agrícola das terras de um determinado tipo de utilização, num nível de manejo definido. O fator de limitação que impõe o maior grau de limitação é que determina a classe. A classe é expressa em termos de: *boa, regular, restrita* ou *inapta*.

Subclasse de aptidão agrícola: indica o fator ou fatores que apresentam o maior grau de limitação, expresso por letras após o subgrupo: f – deficiência de fertilidade; h – deficiência de água; o – deficiência de oxigênio ou excesso de água; e – suscetibilidade à erosão; m – impedimentos à mecanização.

No Quadro 9.6 são fornecidos alguns exemplos da representação simbólica de grupos, subgrupos e classes de aptidão agrícola nos mapas.

Quadro 9.6. Exemplos de grupos, subgrupos e classes de aptidão representados nos mapas de aptidão agrícola das terras.

Grupo	Subgrupo	Classe de Aptidão
1	ABC	Terras pertencentes à classe de aptidão boa para lavoura, nos níveis de manejo A, B e C
1	Abc	Terras com aptidão boa para lavouras nos níveis A e B e regular para lavoura no nível C
2	bc	Terras com aptidão regular para lavoura nos níveis B e C e inapta no nível A
4	P	Terras inaptas para lavoura e com aptidão boa para pastagem plantada
4	(p)	Terras inaptas para lavoura e com aptidão restrita para pastagem plantada
5	Sn	Terras inaptas para lavoura e pastagem plantada, com aptidão boa para silvicultura e regular para pastagem natural
5	n	Terras inaptas para lavoura, pastagem plantada e silvicultura, com aptidão regular para pastagem natural
6		Terras sem aptidão para uso agrícola

Sistema de classificação de capacidade de uso das terras

Este sistema, amplamente usado no Brasil, foi originalmente proposto nos EUA (Klingebiel & Montgomery, 1961). É uma classificação interpretativa que se baseia no efeito combinado de características permanentes da terra sobre os riscos de degradação, limitações de uso, produtividade e necessidades de manejo do solo.

O sistema pressupõe a existência de levantamentos detalhados de solos, onde a unidade de mapeamento é a base (= fonte de informação) para os agrupamentos interpretativos. Desta maneira, o sistema pode ser utilizado para o planejamento agrícola a nível de propriedade rural. Outro pressuposto deste sistema é a existência de um único nível tecnológico avançado, onde as práticas de cultivo se baseiam em motomecanização. Este aspecto e a carência de levantamentos pedológicos detalhados restringem a utilização do sistema na sua concepção original para as

condições brasileiras. Assim, sua aplicação exige uma adaptação às condições locais, implicando na elaboração de quadros-guia específicos para cada situação.

A estrutura do sistema apresenta os seguintes níveis categóricos: classe, subclasse e unidade de capacidade de uso.

Classe de capacidade de uso: agrupa as terras com os mesmos graus de limitação ao uso e/ou riscos de erosão e degradação das terras. Na sua conceituação considera o grau de complexidade das práticas de manejo e de controle da erosão. São definidas 8 classes (I a VIII), que formam três grupos quanto à intensidade de uso ou tipo de utilização possível.

Subclasse de capacidade de uso: agrupa as terras que apresentam os mesmos tipos de limitações quanto ao uso agrícola, definidas pelos seguintes tipos de limitações:

e – limitações por riscos de erosão;

a - limitações por presença de umidade excessiva;

s – limitações do solo (profundidade, toxidez, salinidade, etc.);

c – limitações climáticas.

As subclasses são representadas pelo símbolo da classe seguido pela letra correspondente ao tipo de limitação: IIIe, IVa, etc.

A *unidade de capacidade de uso* reúne as subclasses que apresentam a mesma uniformidade quanto (1) as culturas, (2) ao manejo e (3) ao potencial de produtividade, condensando as recomendações sobre as terras.

Bibliografia

BRASIL. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio Grande do Sul. Ministério da Agricultura, DNPEA, DPP, Recife, 1973. p.418-425.

BRASIL. Aptidão agrícola das terras. Estudos básicos para o planejamento agrícola. Nº 1 – Rio Grande do Sul. Ministério da Agricultura, SUPLAN, Brasília, 1978.

Klingebiel, A.A. & P.H. Montgomery. Land-capability classification. Soil Conservation Service, USDA, Washington DC, 1960. Agriculture handbook n.210. 21p.

Ramalho Filho, A. & K.J. Beek. Sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras. Rio de Janeiro, EMBRAPA-CNPS, 1995. 65p.