

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIA RURAIS
DEPARTAMENTO DE SOLOS**

SOLOS FLORESTAIS

Prof. José Miguel Reichert e colaboradores

SANTA MARIA, 2009

SUMÁRIO

UNIDADE 1: O SOLO NOS ECOSISTEMAS FLORESTAIS.....	7
1. INTRODUÇÃO.....	7
2. SOLO NOS ECOSISTEMAS FLORESTAIS	8
2.1 – <i>Funções gerais do solo:</i>	8
2.1.1 – Solo como meio de desenvolvimento de plantas:.....	8
2.1.2 – Solo como reservatório de nutrientes:.....	9
2.1.3 – Solo como reservatório de água e transformador de materiais orgânicos:.....	9
UNIDADE 2 – CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS, FATORES E PROCESSOS DE FORMAÇÃO DO SOLO	10
1 – O SOLO COMO CORPO NATURAL:	10
2 – MORFOLOGIA INTERPRETATIVA DO SOLO	11
2.1 – <i>Horizontes e camadas do perfil do solo</i>	11
2.2 - <i>Características morfológicas internas</i>	16
2.2.1 – Espessura e transição entre horizontes	16
2.2.2 – Cor do solo	16
2.2.3 – Textura	18
2.2.4 – Estrutura	19
2.2.5 - Consistência.....	20
2.2.6 – Cerosidade e superfícies de fricção (slickensides).....	21
2.2.7 - Cimentação e nódulos e concreções minerais	21
2.2.8 – Porosidade e raízes	22
2.3 – <i>Características ambientais</i>	22
2.4 – <i>Descrição do perfil do solo</i>	22
2.4.1 – Aplicação da cor para inferir sobre a drenagem do solo e definição de tipo de plantas a cultivar.....	23
2.4.2 – Aplicação da descrição morfológica para os dados sobre o uso e manejo do solo	23
2.4.3 – Aplicação do tipo de horizontes e descrição morfológica para inferir sobre processos de formação do solo	23
3 – PROCESSOS E FATORES DE FORMAÇÃO DO SOLO:	24
3.1 - <i>Impermeabilismo físico:</i>	24
3.2 - <i>Impermeabilismo Químico:</i>	25
3.3 – <i>Fatores de formação do solo</i>	25
3.3.1 – Material de origem.....	26
3.3.1.1 Material de origem orgânica	26
3.3.1.2 Material de origem mineral	26
3.3.2 Relevo	28
3.3.3 Clima.....	30
3.3.4 Organismos Vivos.....	32
3.3.5 Tempo	33
3.4 – <i>Processos gerais de formação do solo</i>	34
3.5 – <i>Processos específicos de formação do solo</i>	35
3.5.1 – Latolização	35
3.5.2 - Podzolização.....	37
3.5.3 - Gleização.....	39
3.6 <i>Aplicações</i>	40
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	42
UNIDADE 3 – FLUXO DE NUTRIENTES EM ECOSISTEMAS FLORESTAIS	43
1 – LIBERAÇÃO DE NUTRIENTES PELAS ROCHAS	43
1.1 – <i>Hidrólise</i>	44
1.2 - <i>Oxidação e Redução</i>	45
2 – RETENÇÃO E LIBERAÇÃO DE NUTRIENTES.....	45
2.1 <i>Análise química do solo e sua interpretação</i>	45
2.1.1 - Fração coloidal do solo.....	46
3.1.2 - Área superficial específica	49
3.1.3 – Grupos funcionais (reativos) da fração coloidal do solo	50
3.1.4 – Cargas elétricas.....	53
3.1.5 – Retenção de íons.....	54
3.1.5.1 – Adsorção de cátions	55
3.1.5.2 – Adsorção de ânions	58
3.1.6 – Acidez do solo.....	59
3.1.7 – Flocculação e dispersão de colóides.....	65

3.2 – FLUXO DE NUTRIENTES.....	67
3.2.1 Acidez do solo.....	70
3.2.1.1 - Correção do solo.....	72
3.2.2 – Formas e disponibilidade de nutrientes.....	73
3.2.2.1 - Fósforo.....	73
3.2.2.2 – Potássio.....	75
3.2.2.3 – Nitrogênio.....	76
3.2.2.4 - Cálcio e magnésio.....	77
3.2.2.5 - Enxofre.....	78
3.2.2.6 - Micronutrientes.....	78
3.2.3 – Considerações Finais.....	80
3.2.4 Bibliografia.....	80
3.3 FAUNA DO SOLO.....	81
3.3.1. INTRODUÇÃO.....	81
3.3.2 COMUNIDADES E ECOSISTEMAS.....	83
3.3.3 CLASSIFICAÇÃO DOS ORGANISMOS DO SOLO.....	84
3.3.4 ALGUNS PARÂMETROS PARA O ESTUDO DA FAUNA EDÁFICA.....	89
3.3.5. FATORES QUE DETERMINAM A FAUNA DO SOLO.....	90
3.3.5.1 Quantidade de seres vivos.....	90
3.3.5.2. Umidade do solo.....	91
3.3.5.3. Textura do solo.....	91
3.3.5.4. Porosidade do solo.....	91
3.3.5.5. Temperatura.....	92
3.3.5.6. Qualidade do alimento.....	92
3.3.6. PRÁTICAS DE MANEJOS DOS SOLOS E A FAUNA EDÁFICA.....	92
3.3.6.1. Sistema de Preparo Convencional.....	93
3.3.6.2. Sistema de plantio direto e uso de coberturas.....	94
3.3.6.3 Aplicação de pesticidas e fertilizantes.....	96
3.3.6.4. Efeito do fogo.....	97
Bibliografia.....	98
3.4 <i>Microrganismos do solo</i>	98
3.4.1 Introdução.....	98
3.4.2 Organismos do solo: microrganismos e fauna do solo.....	99
3.4.2.1 Microrganismos.....	99
3.4.3 Densidade, biomassa e funções dos microrganismos do solo.....	102
3.4.3.1 Densidade e biomassa.....	102
3.4.3.2 Principais funções dos microrganismos e da fauna do solo.....	103
3.4.4 Micorrizas.....	105
3.4.4.1 Importância das micorrizas para o ciclo do P.....	106
3.4.4.2 Tipos de micorrizas.....	107
3.4.4.2.1 Ectomicorrizas.....	108
3.4.4.2.2 Endomicorrizas.....	109
3.4.4.3 Benefícios das micorrizas.....	109
3.4.4.4 Efeito dos sistemas de manejo sobre as micorrizas.....	110
3.4.5 Bibliografia.....	111
3.5 <i>Ciclo biogeoquímico do carbono</i>	111
3.5.1 Introdução.....	111
3.5.2 Objetivos.....	112
3.5.3 Natureza dos materiais orgânicos adicionados ao solo.....	113
3.5.3.1 Resíduos de origem vegetal.....	113
3.5.3.2 Resíduos de origem animal.....	113
3.5.4 Composição (qualidade) dos materiais orgânicos.....	114
3.5.5 Importância dos microrganismos do solo no ciclo do carbono.....	115
3.5.6 Dinâmica da decomposição de materiais orgânicos.....	115
3.5.7 Tipos de Decomposição.....	117
3.5.8 Decomposição dos principais constituintes de resíduos vegetais.....	119
3.5.9 Avaliação da decomposição de resíduos vegetais no solo.....	123
3.5.10 Efeito das condições ambientais, composição bioquímica e manejo dos materiais orgânicos sobre o processo de decomposição.....	124
3.5.10 Formação e composição da matéria orgânica do solo.....	126
3.5.11 Formação da matéria orgânica estável do solo (Substâncias húmicas).....	128
3.5.12 Decomposição da matéria orgânica do solo.....	129
3.5.12.1 Metanogênese.....	130
3.5.13 Bibliografia.....	132
3.6 <i>Ciclo biogeoquímico do nitrogênio</i>	133
3.6.1 Introdução.....	133
3.6.2 Objetivos.....	135
3.6.3 Natureza e metabolismo das fontes nitrogenadas.....	135
3.6.3.1 Nitrogênio inorgânico.....	135

3.6.3.2 Nitrogênio orgânico	136
3.6.3.3 Nitrogênio atmosférico (N ₂)	137
3.6.4 Principais transformações biológicas do nitrogênio	137
3.6.4.1 Mineralização e imobilização do N	137
3.6.4.1.1 Definição	137
3.6.4.2 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos	144
3.6.4.3 Fatores de controle	146
3.6.4.4 Importância agrícola e ambiental	148
3.6.5 Nitrificação	149
3.6.5.1 Definição	149
3.6.5.2 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos	149
3.6.5.4 Importância agrícola e ambiental	154
3.6.6.1 Definição	155
3.6.6.2 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos	156
3.6.6.3 Fatores de controle	157
3.6.6.4 Importância agrícola e ambiental	158
3.6.7 Fixação biológica de nitrogênio (FBN)	159
3.6.7.1 Fixação simbiótica de N ₂	160
3.6.7.1.1 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos	160
3.6.7.1.2 Simbiose entre leguminosas e Rizóbio	160
3.6.7.1.3 Características e taxonomia da bactéria	161
3.6.7.1.4 Infecção e formação dos nódulos	162
3.6.7.1.5 Funcionamento do complexo fixador de N ₂	164
3.6.7.1.6 O que é necessário para a nitrogenase atuar na FBN em leguminosas?	167
3.6.7.1.7 Inoculantes e inoculação	168
3.6.7.1.8 Quando usar um inoculante?	169
3.6.7.1.9 Fatores de controle	169
3.6.7.1.10 Importância agrícola e ambiental	171
3.6.7.2 Sistema simbiótico Frankia x não leguminosas	171
3.6.8.2 Diazotróficos de vida livre	174
Bibliografia	176
UNIDADE 4. RELAÇÃO SOLO-ÁGUA-PLANTA NA PRODUÇÃO FLORESTAL	178
1 – TEXTURA DO SOLO	178
1.1 – <i>Relação da textura com o tipo de manejo</i>	179
2 – POROS DO SOLO E CRESCIMENTOS DAS RAÍZES	180
2.1 - <i>Relações massa-volume associados à estrutura do solo</i>	180
2.2 - <i>Formação e estabilização dos agregados</i>	182
2.3 – <i>Estrutura e manejo do solo</i>	184
3 – CICLO HIDROLÓGICO E ÁGUA NO SOLO	185
3.1 – <i>Quantidade de retenção de energia e água no solo</i>	185
3.2 – <i>Disponibilidade de água para as plantas</i>	188
3.3 – <i>Movimento de água no solo</i>	189
4 – GASES E TEMPERATURAS DO SOLO	190
5 – INTERPRETAÇÕES SOLO– SÍTIO E MANEJO DO SOLO	191
UNIDADE 5. CLASSIFICAÇÃO DE SOLO E INTERPRETAÇÃO DE ANÁLISES E LEVANTAMENTOS	194
<i>Ricardo Simão Diniz Dalmolin</i>	194
APRESENTAÇÃO	194
1. PRINCÍPIOS E EVOLUÇÃO DA CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS	195
<i>Introdução à Classificação dos Solos</i>	195
<i>Principais termos usados em Classificação dos Solos</i>	195
<i>Tipos de classificação</i>	197
<i>Evolução da Classificação de Solos</i>	197
2. O PERFIL DO SOLO E SUAS CARACTERÍSTICAS DIAGNÓSTICAS	199
<i>Polipodon</i>	200
<i>Perfil do solo</i>	200
<i>Seção Controle</i>	201
<i>Solum</i>	201
<i>Horizontes transicionais</i>	202
<i>Horizontes intermediários</i>	203
<i>Material Orgânico</i>	204
<i>Material Mineral</i>	204
<i>Atividade da fração argila</i>	204
<i>Saturação por bases (Valor V%)</i>	204

<i>Caráter Aluminico</i>	205
<i>Caráter Alítico</i>	205
<i>Mudança textural abrupta</i>	205
<i>Caráter Sódico</i>	206
<i>Caráter Solódico</i>	206
<i>Caráter Salino</i>	206
<i>Caráter Sáfico</i>	206
<i>Caráter Carbonático</i>	206
<i>Caráter com Carbonato</i>	206
<i>Plintita</i>	206
<i>Petroplintita</i>	207
<i>Caráter Plíntico</i>	207
<i>Caráter Concrecionário</i>	207
<i>Caráter Litoplíntico</i>	207
<i>Caráter Argilúvico</i>	207
<i>Caráter Plânico</i>	207
<i>Caráter Coeso</i>	208
<i>Caráter Dúrico</i>	208
<i>Caráter Êutrico</i>	208
<i>Caráter Vértico</i>	208
<i>Superfície de Fricção ou Slickenside</i>	208
<i>Contato lítico</i>	208
<i>Contato Lítico Fragmentário</i>	209
<i>Materiais sulfídricos</i>	209
<i>Caráter Ácrico</i>	209
<i>Caráter Epiáquico</i>	209
<i>Cor do solo</i>	209
<i>Caráter Crômico</i>	211
<i>Caráter Ebânico</i>	211
<i>Caráter Rúbrico</i>	211
<i>Cor e teor de óxidos de ferro</i>	211
<i>Grau de decomposição do material orgânico</i>	212
OUTROS ATRIBUTOS	212
<i>Cerosidade</i>	212
<i>Superfície de compressão</i>	212
<i>Autogranulação “Self-Mulching”</i>	212
<i>Gilgai</i>	213
<i>Relação silte/argila</i>	213
<i>Minerais alteráveis</i>	213
<i>Regimes de temperatura</i>	213
<i>Regimes de umidade</i>	213
4. HORIZONTES DIAGNÓSTICOS DO SiBCS	214
Horizonte Hístico.....	214
Horizonte A Chernozêmico.....	215
Horizonte A Proeminente.....	215
Horizonte A Húmico.....	215
Horizonte A Antrópico.....	216
Horizonte A Fraco.....	216
Horizonte A Moderado.....	217
<i>Horizontes diagnósticos subsuperficiais</i>	217
Horizonte B textural.....	217
Horizonte B latossólico.....	218
Horizonte B incipiente.....	219
Horizonte B espódico.....	219
Horizonte plíntico.....	220
Horizonte Concrecionário.....	220
Horizonte Litoplíntico.....	220
Horizonte glei.....	220
Horizonte E álbico.....	221
Fragipã.....	221
Duripã.....	221
Horizonte Cálcico.....	221
Horizonte Petrocálcico.....	222
Horizonte sulfúrico.....	222
Horizonte vértico.....	222

Horizonte B plânico	222
Horizonte B nítico	223
5. SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS (SiBCS)	223
<i>Grafia do SiBCS</i>	224
<i>Chave para identificação das classes de solos</i>	224
<i>Chave para as ordens</i>	225
<i>Tabela resumo para o 3º nível categórico</i>	227
1. ARGISSOLOS - P	236
<i>Chave para classificação dos Argissolos</i>	237
2. CAMBISSOLOS - C	240
<i>Chave para classificação dos Cambissolos</i>	242
4. ESPODOSSOLOS - E	245
<i>Chave para classificação dos Espodossolos</i>	246
5. GLEISSOLOS - G	247
<i>Chave para classificação dos Gleissolos</i>	249
6. LATOSSOLOS - L	250
CHAVE PARA CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS	251
7. LUVISSOLOS - T	254
<i>Chave para classificação dos Luvissolos</i>	255
8. NEOSSOLOS - R	256
<i>Chave para classificação dos Neossolos</i>	259
9. NITOSSOLOS - N	260
<i>Chave para classificação dos Nitossolos</i>	261
10. ORGANOSSOLOS - O	262
<i>Classe de solo</i>	262
11. PLANOSSOLOS - S	264
<i>Chave para classificação dos Planossolos</i>	265
12. PLINTOSSOLOS - F	266
<i>Chave para classificação dos Plintossolos</i>	267
13. VERTISSOLOS - V	268
<i>Chave para classificação dos Vertissolos</i>	269
7. INTRODUÇÃO AO LEVANTAMENTO DE SOLOS	270
<i>Os solos e sua variabilidade na paisagem</i>	270
<i>Relação solo - paisagem</i>	270
<i>Sensoriamento remoto aplicado ao levantamento de solos</i>	272
<i>Uso de fotografias aéreas na pedologia</i>	273
<i>Interpretação de fotografias aéreas</i>	273
<i>Estereoscopia</i>	274
<i>Uso de imagens de satélites na pedologia</i>	275
<i>Interpretação de imagens de satélites</i>	276
<i>Comparação entre fotografias aéreas e imagens de satélites</i>	276
<i>Cálculo da escala de fotografias aéreas ou imagens de satélites</i>	276
8. LEVANTAMENTO DE SOLOS	278
<i>Objetivos</i>	278
<i>Utilidades dos levantamentos de solos</i>	279
<i>Unidades utilizadas em levantamentos de solos</i>	279
<i>Levantamentos Autênticos de Solos</i>	282
<i>Levantamentos Compilados de Solos</i>	283
Nível de Levantamento	285
Mapa Exploratório	285
<i>Escala do levantamento de solos</i>	286
<i>Execução de levantamentos de solos</i>	288
<i>Levantamentos de Solos no Brasil</i>	289

UNIDADE 1: O solo nos ecossistemas florestais

José Miguel Reichert - UFSM

1. Introdução

O solo é um meio poroso com estrutura e biologicamente ativo, que se desenvolveu (e continua se desenvolvendo) na crosta da superfície terrestre. O solo pode ser imaginado como sendo a pele que reveste o planeta Terra. A pedosfera é, portanto, o envelope da Terra onde os solos ocorrem e sua formação é atuante.

A pedosfera somente desenvolve-se quando há uma interação entre atmosfera (ar), biosfera (vida), litosfera (rochas e seus minerais) e hidrosfera (água)¹. Esses cinco componentes constituem a ecosfera, onde a pedosfera é o ponto central da presente disciplina. Poderíamos imaginar o solo como a pele do seu corpo, que o reveste, recebe e transmite energia, interage com a atmosfera e delimita fisicamente o objeto corporal.

O solo é o componente fundamental dos ecossistemas terrestres, afetando o balanço de energia, o ciclo da água, a ciclagem de nutrientes e a produtividade do ecossistema.

O reconhecimento dos solos como corpos naturais organizados, ocupando superfícies específicas no globo terrestre e com características morfológicas, mineralógicas, químicas e físicas relacionadas aos processos e fatores que deram origem aos mesmos, ocorreu na metade do século XIX, pelo trabalho realizado por Dokuchaev². O conhecimento atual a respeito de solos é resultante de uma evolução de conhecimentos, com observações e registros que foram efetuados desde os primórdios da humanidade até o presente.

Os conceitos antigos serviram e ainda servem de base para o desenvolvimento de novos conhecimentos. A evolução do conceito de solo passou por diversas fases e escolas. As mais relevantes são o solo como meio de nutrição de plantas, um produto de alteração das rochas e um corpo natural organizado.

¹ Na busca científica, o homem procura conhecer o ambiente de outros planetas, para saber se há ou houve vida nas mais variadas escalas de evolução, dentre outras curiosidades. Além de sinais de linguagem (sons transmitidos no espaço sideral), o ambiente físico e biológico dos planetas é investigado. A existência de uma atmosfera não hostil à vida (como presença de oxigênio, ausência de gases mortais e temperatura amena) e de água indicam a possibilidade de vida. Para haver formação de solo, também há necessidade de água e vida, para que haja transformação das rochas, formação de material orgânico e atividade biológica para transformação desse material.

² Vasily Vasili'evich Dokuchaev (1846-1903 AD) foi um geólogo russo, que é considerado o pai da ciência do solo. Antes das descobertas deste pesquisador, o solo era considerado um produto somente da transformação físico-química da rocha. Foto de Wikipedia The Free Encyclopedia (<http://en.wikipedia.org/wiki/Dokuchaev>).



2. Solo nos ecossistemas florestais

2.1 – Funções gerais do solo:

O solo é o componente fundamental dos ecossistemas terrestres, afetando o balanço de energia, o ciclo da água, a ciclagem de nutrientes e a produtividade do ecossistema. Solos são corpos naturais, ocupando porções na superfície terrestre, suportando plantas e as edificações do homem e que apresentam propriedades resultantes da atuação integrada do clima e dos organismos, atuando sobre o material de origem, condicionado pelo relevo, durante um período de tempo. Além da produção de alimentos, o solo tem grande importância ecológica e ambiental.

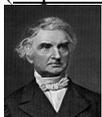
2.1.1 – Solo como meio de desenvolvimento de plantas:

A função do solo é relacionada com a sua capacidade em nutrir as plantas. Aristóteles³ considerava o solo em relação à nutrição das plantas, ou seja, a qualificação das terras segundo sua produtividade. Os avanços dos conhecimentos de química e fisiologia vegetal levaram Liebig⁴ a propor em 1843 a teoria pela qual as plantas necessitavam elementos minerais, que eram absorvidos juntamente com a água. Este conceito deu origem a área de conhecimento de fertilidade do solo e nutrição de plantas.

Solos estão repletos de vida, embora você talvez nunca tenha percebido! Isso acontece porque, via de regra, vemos apenas os macrorganismos, como as minhocas. Estima-se que haja maior diversidade de espécies abaixo da superfície do solo, do que na floresta amazônica. Isso surpreende! Solos provêm habitat para uma grande gama de organismos, desde plantas até organismos consumidores. O solo é, de fato, um complexo micro-ecossistema. Os organismos vivos têm um papel vital na decomposição, ciclagem de nutrientes e formação da estrutura (poros e agregados de partículas, matéria orgânica e íons).

³ Aristóteles (384-322 AC) foi um filósofo grego, estudante de Platão e professor de Alexandre O Grande, e um dos mais influentes na filosofia grega antiga. Na antiguidade, os filósofos estudavam os mais distintos aspectos da natureza. Talvez você já tenha ouvido falar de Aristóteles, mas jamais imaginado que ele tivesse se preocupado com solos e nutrição de plantas.

⁴ Justus von Liebig (1803-1873 AD) foi um químico alemão que fez inúmeras contribuições importantes na química e bioquímica agrícola. É reconhecido como o pai da fertilidade do solo pela descoberta do nitrogênio como nutriente essencial às plantas e o estabelecimento da lei do mínimo. Foto de Wikipedia The Free Encyclopedia (http://en.wikipedia.org/wiki/Justus_von_Liebig).



2.1.2 – Solo como reservatório de nutrientes:

O solo sustenta fisicamente as plantas⁵ (através das suas raízes) e fornece água e nutrientes⁶ durante o crescimento e desenvolvimento vegetal. Os organismos autotróficos são capazes de realizar fotossíntese e converter gás carbônico numa diversidade de compostos orgânicos e, para isso, necessitam de nutrientes e água do solo.

A liberação desses nutrientes da rocha e da matéria orgânica do solo e sua retenção pelas partículas do solo serão abordadas nesta disciplina, enquanto a ciclagem e a recomendação de adubação e calagem será objeto de outra disciplina do curso. A água é um recurso vital para a biosfera e a humanidade. Embora pareça abundante, veja que apenas uma pequena fração (2,5%) é consumível pelos homens. Além disso, há uma forte competição pelo uso da água, onde competem a agricultura, a indústria e a sociedade.

2.1.3 – Solo como reservatório de água e transformador de materiais orgânicos:

Estima-se que somente 0,3 % da água doce seja, de fato, renovável. A fração renovável do ciclo hidrológico inclui os processos de precipitação, infiltração, escoamento superficial, armazenamento, transpiração e evaporação. Uma porção da água é armazenada na zona não saturada do solo é disponível às plantas. A quantidade de água no solo depende das entradas (precipitação e, quando presente, irrigação) e das saídas (escoamento superficial, percolação, evaporação e transpiração).

E como a água se move no solo e deste para a raiz da planta? O movimento ocorre em função de diferença de potencial, sendo de maior (normalmente solo mais úmido) para o menor (solo mais seco). As raízes das plantas têm um potencial mais baixo que solo seco e a água move-se do solo para dentro do sistema radicular.

O movimento da água no solo está associado também com a migração de argilas, matéria orgânica e íons, formando solos de diferentes tipos. Mais detalhes desses processos de migração serão vistos na unidade, que trata da gênese do solo.

O solo tem uma capacidade natural de ciclar resíduos, desde que sejam adicionados em quantidades apropriadas e em solo com condições de recebê-los. A aplicação de resíduos vegetais e de dejetos animais não deveria exceder a capacidade dos organismos do solo degradá-

⁵ Na maioria das plantas, o solo é a principal fonte de água e essas absorvem-na via o sistema radicular. A evolução da raiz foi certamente o evento mais importante para possibilitar o desenvolvimento de uma flora e fauna terrestre abundante. Uma vez evoluídas e presentes, as raízes provêm sustentação para plantas arbóreas e permitem um íntimo contato com nutrientes e água do solo.

⁶ A composição mineral média para um grande número de plantas (Juma, 1999) é: nitrogênio (N), 15,2 g/kg; fósforo (P), 2,2 g/kg; potássio (K), 14,7 g/kg; cálcio (Ca), 7,7 g/kg; magnésio (Mg), 3,0 g/kg; sódio (Na), 3,7 g/kg; cloro (Cl), 7,3 g/kg; enxofre (S), 2,6 g/kg; carbono (C), 400-500 g/kg. A quantidade de nitrogênio de 15,2 g/kg significa que há 15,2 g de N por 1 kg de massa seca vegetal. Veja que isso é equivalente a 1,52% em unidades de massa.

lo, nem permitir que excessos de elementos químicos sejam lixiviados para camadas profundas do solo ou, até mesmo, ao aquífero.

Nos dias presentes, além da agricultura, o solo tem merecido destaque nas Ciências Ambientais, particularmente nos temas de manejo de resíduos (urbanos, industriais, etc), remediação de solos contaminados (com metais pesados, gasolina, etc) e recuperação de terras degradadas.

Como referido anteriormente, a estrutura de um solo é composta de poros (espaços ‘vazios’) e partículas de solo arranjadas em agregados (parte sólida). Os poros ocupam aproximadamente 50% do solo, podendo variar de 40 a 60% em função da granulometria e do manejo do solo. Os espaços vazios são ocupados por água ou ar, os quais competem entre si. Após uma chuva, o solo pode saturar com água e expulsar todo o ar. Em solo mais seco, o ar predomina no espaço poroso.

Na respiração dos organismos vivos do solo há liberação de gás carbônico, quando a respiração microbiana é aeróbia, ou de gases como metano e óxido nitroso, quando a respiração é anaeróbia. Esses gases podem contribuir para o efeito estufa e destruição da camada de ozônio. Portanto, estratégias de manejo devem ser adotadas para minimizar estes impactos ambientais.

Quando a água flui dentro do solo, ela não é pura, mas uma solução composta de íons solúveis como nitrato, pesticidas, compostos orgânicos e microrganismos (com preocupação maior como os patogênicos, exemplo: coliformes fecais). Portanto, o solo afeta a qualidade da água e a do ar.

O solo tem capacidade de filtrar parte dos poluentes, mas sua capacidade é limitada.

UNIDADE 2 – Características morfológicas, fatores e processos de formação do solo

José Miguel Reichert - UFSM

1 – O solo como corpo natural:

Dokuchaev (1883) afirmou que solos são produtos de interações complexas entre clima, plantas e animais, rochas, relevo e estabilidade (idade) de superfícies onde se encontram. O autor conseguiu chegar a esta concepção ao trabalhar em região em que o material de origem era constante – loess e, havia uma mudança climática de norte a sul, passando de temperado frio para subtropical. E, de leste para oeste observou mudanças na vegetação, de mata para savana. Neste cenário conseguiu verificar que sob o mesmo material de origem os solos eram mais desenvolvidos na região subtropical, se comparados a região temperada fria indicando a

influência do clima na formação dos solos, e que as cores escuras e a espessura do horizonte superficial aumentavam na seqüência da mata para a savana.

Com esta experiência Dokuchaev reconheceu que para a formação e desenvolvimento dos solos é essencial a atuação do clima e dos organismos vivos sobre o material de origem e está condicionada pelo relevo e pela estabilidade das superfícies em que o solo é encontrado (fator tempo).

Segundo a Soil Survey Manual, solos são corpos naturais organizados, ocupando porções na superfície terrestre, suportando plantas e as edificações do homem e que apresentam propriedades resultantes da atuação integrada do clima e dos organismos, atuando sobre o material de origem, condicionado pelo relevo, durante um período de tempo.

2 – Morfologia interpretativa do solo

José Miguel Reichert - UFSM

Ricardo Dalmolin - UFSM

A morfologia trata do estudo das formas de um corpo natural. Quando se fala em morfologia do solo, essa se refere à descrição das características do solo diagnosticadas geralmente em um perfil de solo. A morfologia do solo é avaliada através da descrição detalhada e padronizada do solo em seu meio e em condições naturais, sendo a unidade de estudo denominada perfil do solo ou pedon. A descrição da aparência do solo no campo (perfil) é feita empregando a metodologia padronizada descrita por Lemos & Santos (1996), no qual se quantifica e, ou qualifica as características visíveis a olho nu ou perceptíveis por manipulação.

2.1 – Horizontes e camadas do perfil do solo

O solo apresenta uma sucessão de camadas mais ou menos paralelas à superfície com características diferenciadas entre si as quais chamamos de horizontes. No perfil do solo⁷ faz-se a descrição das características internas do solo, como espessura, cor, textura, estrutura, consistência, porosidade, transição e horizontes, presença de raízes e demais características, além de características ambientais do local onde ocorre o perfil.

⁷ Veja que, de fato, se faz a exposição do solo da sua superfície até o material de origem e numa largura que permita vislumbrar as variações laterais. Essa exposição do perfil é feita normalmente em barrancos de estrada ou alternativamente em valetas ou buracos abertos para tal. Essa atividade é feita por pedólogos e, provavelmente, você será somente um usuário de informações.

Os horizontes pedogenéticos principais são: O ou H, A, E, B, C. Às vezes, a distinção dos horizontes não é clara, podendo existir horizontes com características intermediárias entre dois horizontes principais. Assim, têm-se os horizontes AB, EB, BC, etc, como apresentado na Figura 2.1. Portanto, temos os horizontes de transição (miscigenados) entre A, E, B e C (exemplos: AB, BA, EB, BC, etc) e os horizontes intermediários (mesclados) (exemplos: A/B, B/A, E/B, B/C, etc) ⁸.

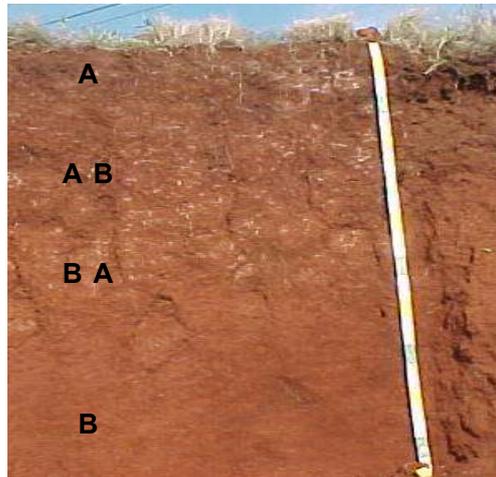


Figura 2.1. Perfil de solo com horizontes principais e transicionais. (Fonte: Streck et al.2002).

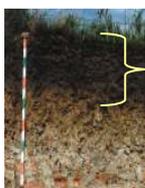
Recentemente houve atualizações das simbologias utilizadas para identificar os diferentes horizontes do solo. A Simbologia e as definições são descritas na figura 2.2.



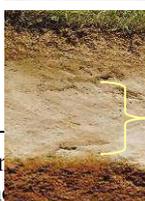
O – ocorre sobre horizonte mineral em condições de boa drenagem e é constituído de restos orgânicos.



H – de constituição orgânica e ocorre em condições de má drenagem.



A – horizonte mineral enriquecido por matéria orgânica (coloração escurecida).

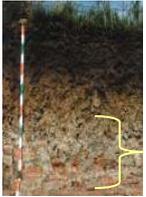


⁸ Quando há subdivisões nos horizontes principais, usa-se a nomenclatura A1, A2, Bt1, Bt2, por exemplo. Na presença de uma descontinuidade litológica (formação de horizonte a partir de material de origem diferente), segue-se o exemplo seguinte: A, BA, 2B, 2CB, 3C.

E – horizonte de perda de argilas, óxidos ferro e alumínio ou matéria orgânica, com textura mais arenosa e cor mais clara.



B – horizonte de intensa transformação pedogenética, com acúmulo de argilas e óxidos, o que confere cor mais avermelhada ao horizonte.



C – horizonte pouco afetado pelos processos pedogenéticos.



R – camada com material consolidado, constituindo substrato rochoso contínuo.

Figura 2.2. Fotos de perfis de solo, com a identificação e descrição dos horizontes principais.
(Fonte: Streck et al., 2002)

A Tabela 2.1 apresenta a correlação entre a simbologia antiga e a adotada presentemente.

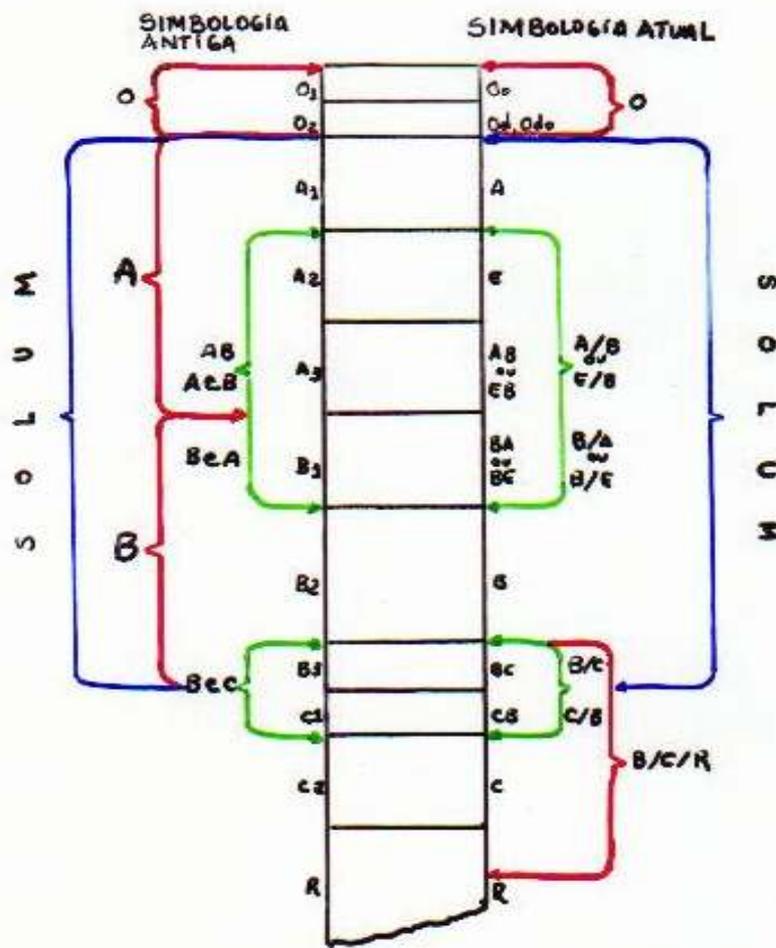


Tabela 2.1. correlação entre a nomenclatura antiga de horizontes do solo e a atual.

Um solo pode ter apenas um horizonte sobre a rocha ou ter inúmeros horizontes. Isso vai depender do tipo e grau de desenvolvimento do solo.

Para indicar propriedades ou processos específicos⁹ num dado horizonte são usados sufixos. Embora sejam muitos, é suficiente que vocês saibam os seguintes, que são os mais freqüentes em solos do Rio Grande do Sul e do Brasil:

- c – concreções ou nódulos endurecidos (Bc),
- f – presença de plintita (Bf, Cf),
- g – glei (Bg, Cg),
- h – acumulação iluvial de matéria orgânica (Bh),
- i – desenvolvimento incipiente do horizonte B (Bi),
- k – presença de carbonatos (Ck),
- n – acumulação de sódio (Bn),
- p – horizonte lavrado ou revolvido (Ap),

⁹ (Conteúdo relacionado) Os processos de formação do solo serão estudados na Unidade 4.

- r – rocha branda ou saprólito (Cr),
- s – acumulação iluvial de matéria orgânica (Bs),
- t – acumulação iluvial de argila (Bt),
- v – características vérticas (Bv),
- w – intenso intemperismo do horizonte B (Bw).

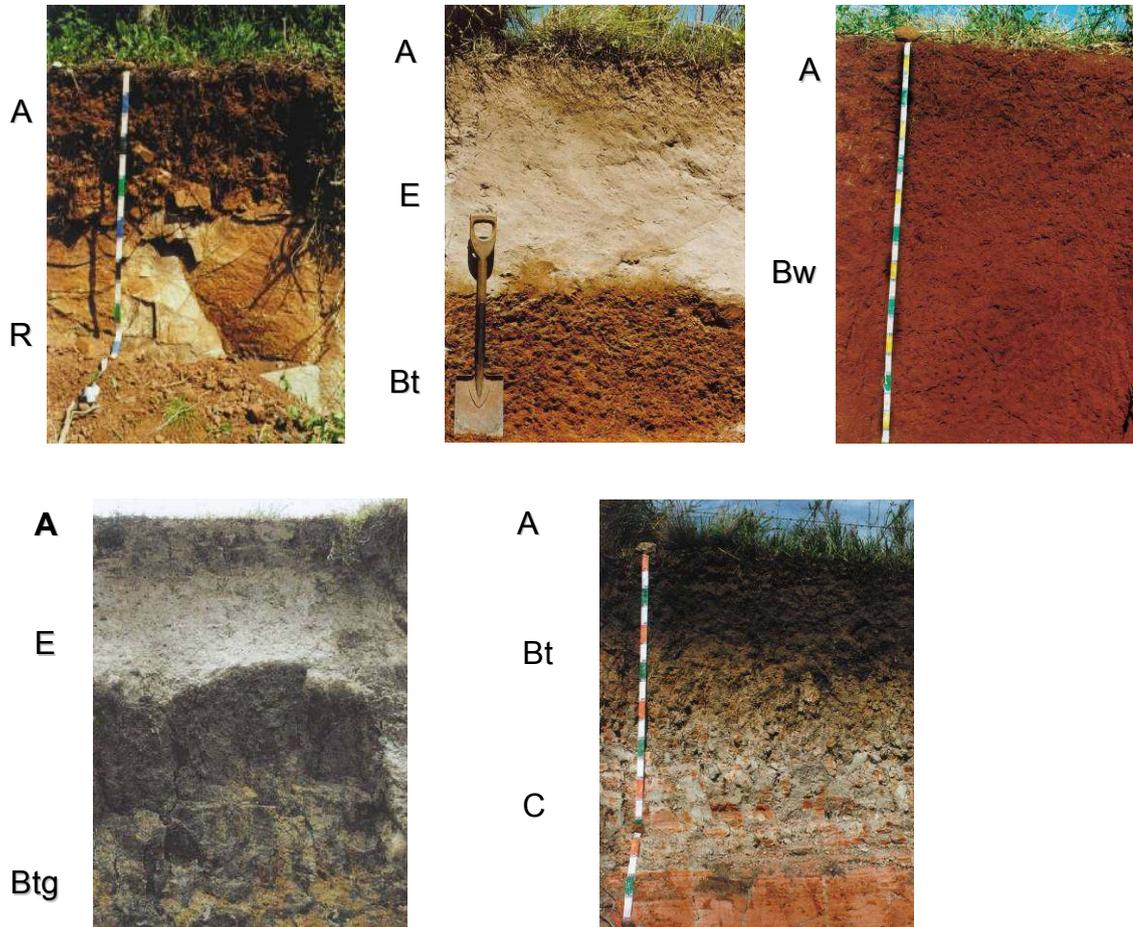


Figura 2.4 mostra perfis de solo com a ocorrência de horizontes com os sufixos g, t e w.

Na descrição morfológica, dois tipos de características morfológicas são analisadas: as internas ou anatômicas e as externas ou ambientais.

2.2 - Características morfológicas internas

2.2.1 – Espessura e transição entre horizontes¹⁰

No perfil de solo da Figura 2.5, foram identificados sete distintos horizontes e, posteriormente, a profundidade foi medida com uma trena e espessura foi calculada.

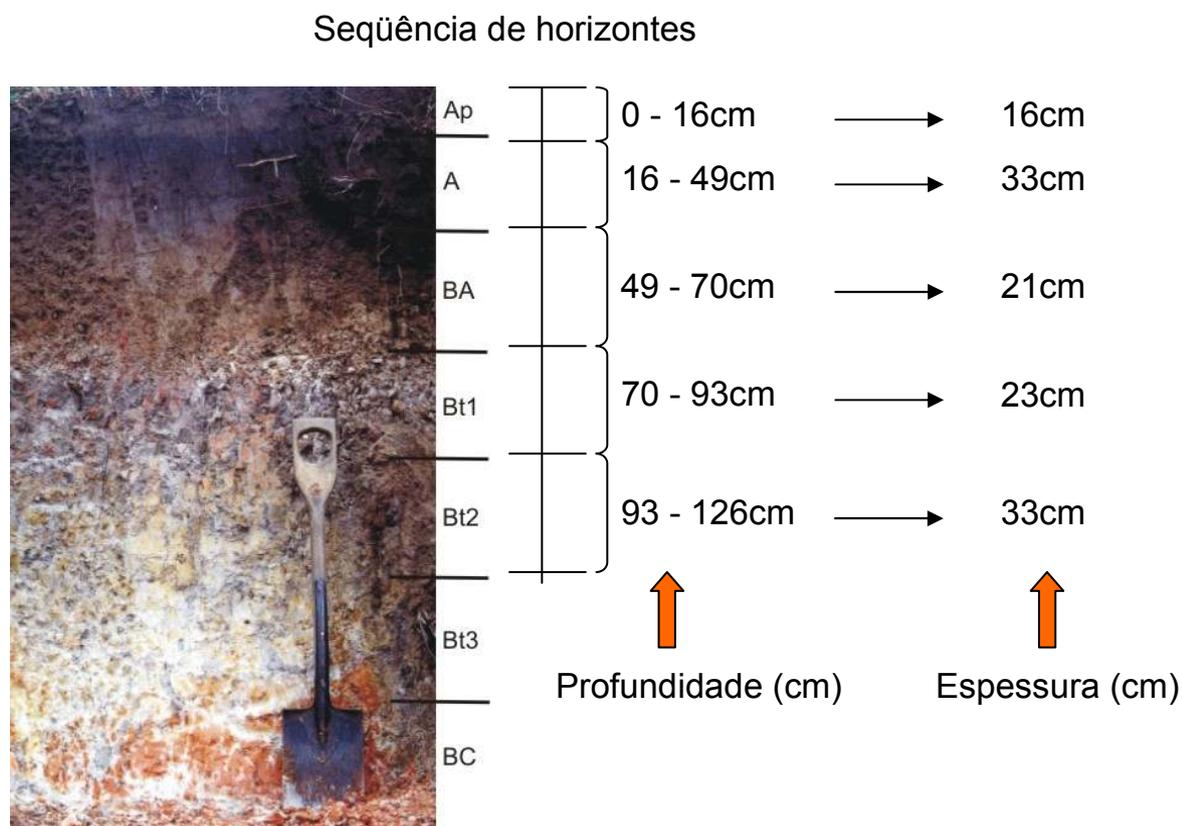


Figura 2.5. Perfil de solo, com identificação de horizontes, com respectivas profundidades e espessuras. (Foto de Streck et al., 2002).

2.2.2 – Cor do solo

A cor é uma característica morfológica de fácil visualização e identificação. A importância da cor do solo está ligada à inferência sobre a ocorrência de processos pedogenéticos ou avaliação de características importantes no solo e, além disso, os sistemas de classificação de solos consideram a cor para distinção de classes. Por exemplo, no Sistema

¹⁰ Além da profundidade e espessura, determina-se também a transição (nitidez de contraste) e a forma (ou topografia) dos horizontes. A transição é classificada em abrupta, clara, gradual e difusa, quando a faixa de separação for de, respectivamente, menor que 2,5cm, entre 2,5 e 7,5cm, entre 7,5 e 12,5cm e maior que 12,5cm. A forma é classificada em plana, ondulada, irregular e descontínua.

Brasileiro de Classificação de Solos¹¹ fala-se em Latossolo Vermelho e Argissolo Bruno-acinzentado.

As cores do solo são a marca mais visível e importante na identificação de horizontes e processos pedogenéticos. Os principais agentes responsáveis pela cor são a matéria orgânica e os óxidos de ferro, estando relacionada a processos de drenagem, salinização, eluviação-iluviação, dentre outros (Figura 2.6).

A notação da cor segue uma padronização mundial, denominado de Sistema Munsell de Cores, fazendo-se uso da carta de cores Munsell para solos, como mostrado na Figura B.7.

A cor é descrita pelo matiz, valor e croma. Matiz: cor do espectro da luz, estando relacionado com o comprimento de onda de luz.

Valor ou tonalidade: refere-se a luminosidade relativa da cor.

Croma: é a pureza da cor em relação ao cinza (valor).

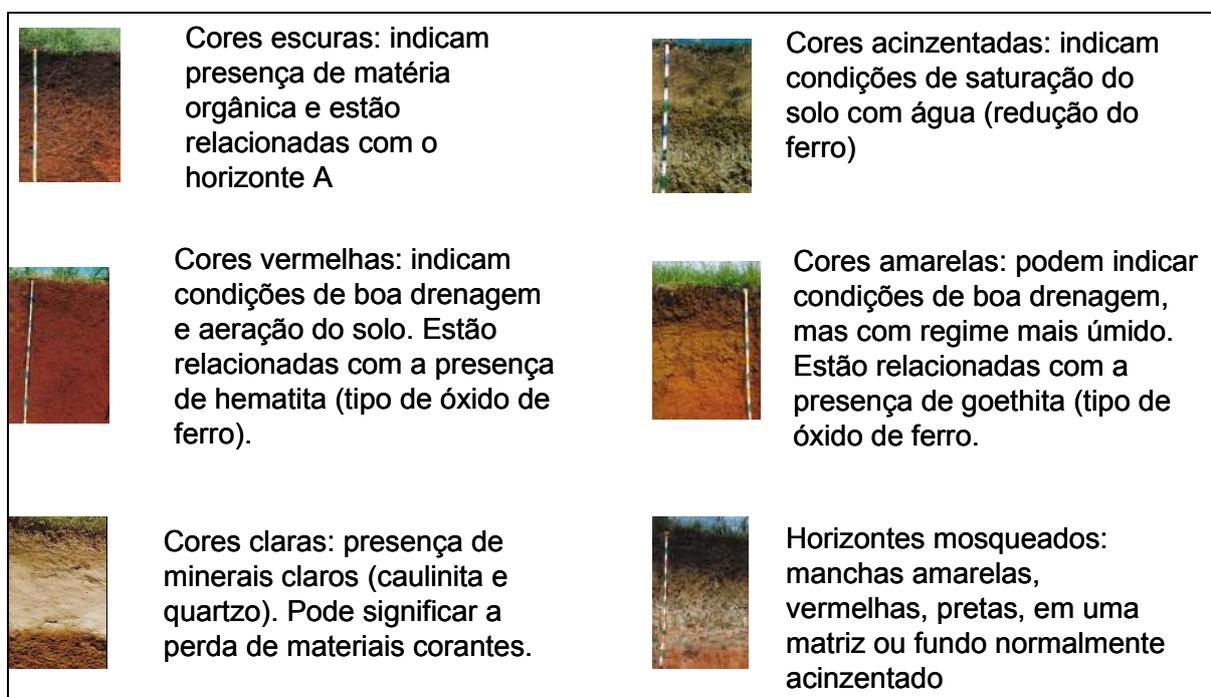


Figura 2.6. Perfis de solo com cores distintas, relacionados a processos de formação do solo. (Fonte: Streck et al., 2002).

¹¹ Você pode saber mais sobre o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo na página web http://www.iac.sp.gov.br/OAgronomico/531/53108-10_it_solos.pdf, onde estão descritas as classes de solo com as suas características.

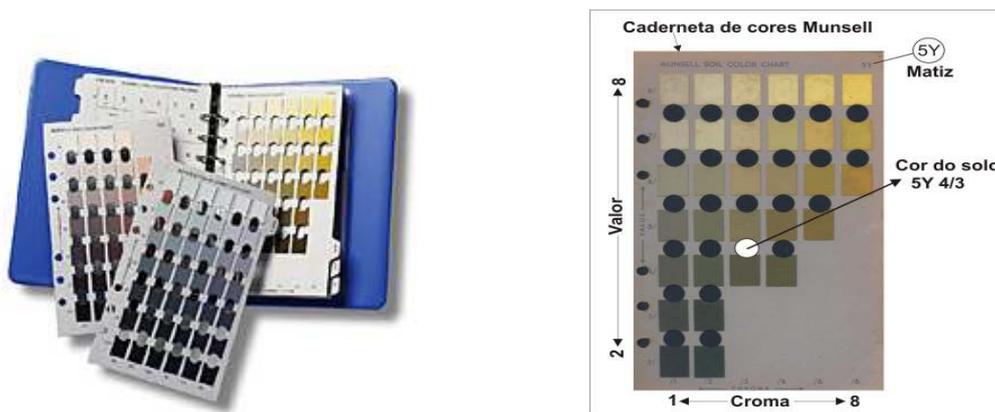


Figura 2.7. Escala de cores de Munsell (à esquerda), mostrando as distintas folhas (matizes) da escala, e a comparação de uma amostra de solo com a escala (à direita), indicando o valor de matiz (5Y), valor (4) e croma (3), caracterizando a cor 5Y 4/3. Perceba que esta cor tem tonalidade bem amarelada.

2.2.3 – Textura

A textura do solo refere-se ao conteúdo percentual das frações areia (partículas maiores que 2 mm), silte (entre 2 e 0,05 mm) e argila (menor que 0,002 mm) presentes no solo. Sua determinação no campo se baseia na sensibilidade ao tato, onde a areia dá a sensação de aspereza (tipo lixa), o silte de suavidade (tipo talco ou roupa de seda) e a argila de pegajosidade (tipo barro).

Este procedimento requer habilidade e prática, mas não desanime. Sempre quando possível, pegue um punhado de solo e umedeça-o; após, esfregue uma porção do solo umedecido para perceber as distintas sensações que as partículas nos dão. É claro que, como o solo é normalmente composto pelas três frações granulométricas (areia, silte e argila) e raramente por apenas uma delas, teremos uma ou duas sensações predominantes.

Para classificar o solo em uma classe textural¹², utiliza-se o triângulo textural, entrando com os percentuais de areia, silte e argila e assim achando o nome da classe do solo (Figura 2.8.)

¹² A granulometria ou a distribuição de tamanho de partículas, por sua vez, é feita em laboratório, como veremos na Unidade F. Essas informações quantitativas são inseridas no triângulo textural para estabelecer a classe textural.

A textura nos informa sobre facilidade de mecanização, suscetibilidade a erosão.

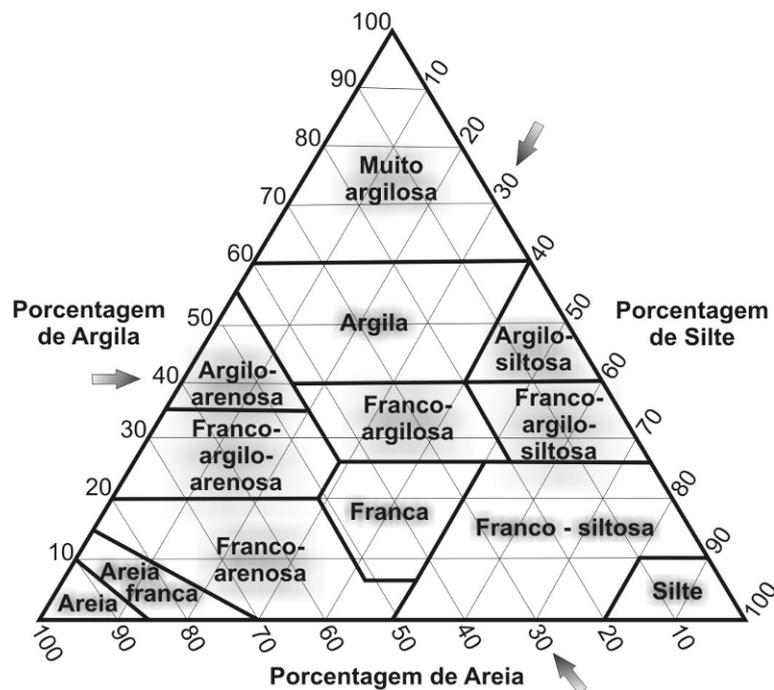


Figura 2.8. Triângulo textural com representação das classes texturais.

2.2.4 – Estrutura

A estrutura refere-se ao agrupamento das partículas minerais (areia, silte e argila) e matéria orgânica, em agregados ou unidades estruturais, separados entre si pelas superfícies de fraqueza. A descrição de estrutura é feita no campo, observando-se detalhadamente os agregados por ocasião de sua remoção no perfil.

A anotação é feita quanto ao grau de desenvolvimento, classe de tamanho e tipo de agregado. Daremos mais ênfase ao tipo de agregados e ambiente no qual se forma, como mostrado na Figura 2.9.

A estrutura nos informa sobre a resistência à compactação, a suscetibilidade à erosão, a porosidade do solo, a infiltração de água, a permeabilidade do solo, o crescimento de raízes, dentre outros. Por exemplo, um solo com estrutura granular ou grumosa é mais poroso e permite maior infiltração de água e permeabilidade à água e ao ar, se comparado com estrutura laminar, blocos, prismática ou colunar.

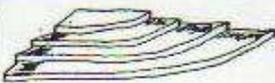
TIPO DE ESTRUTURA	DESCRIÇÃO DO AGREGADO NATURAL (PED)	DIAGRAMA	EXEMPLO DE OCORRÊNCIA
Granular	Agregados pequenos, arredondados e pouco porosos, que não se ajustam entre si.		Horizonte A ₁
Grumosa	Agregados pequenos, arredondados e porosos, que não se ajustam entre si.		Horizonte A ₁
Laminar	Agregados em forma de lâminas nas quais a linha horizontal é maior que a vertical.		Horizontes E ou horizontes compactados.
Blocos angulares	Agregados em forma de cubos ajustados entre si por faces planas e arestas vivas. As três dimensões do agregado são semelhantes.		Horizonte B de alguns solos, em geral mal drenados.
Blocos subangulares	Agregados semelhantes aos blocos angulares, apresentando faces convexas ou côncavas, com vértices e arestas arredondados.		Comum em horizonte B de solos bem drenados.
Prismática	Os agregados apresentam-se sob forma de prismas, com faces planas e arestas vivas e o eixo vertical maior.		Horizonte BG de solos mal drenados.
Colunar	Os agregados apresentam-se sob forma de prismas, com as faces e vértices superiores arredondados.		Horizonte B de solos com excesso de sódio trocável.

Figura 2.9. Tipos de estrutura (agregados) do solo e ocorrência em distintos horizontes.

2.2.5 - Consistência

O estado de consistência do solo é resultante das manifestações das forças físicas de coesão (solo-solo) e adesão (solo-água) entre as partículas do solo, conforme variações da umidade (teor de água) do solo.

A consistência é determinada em três estados de umidade:

(a) em solo seco, avaliando-se a dureza, estimada pela resistência do torrão seco a ruptura ou fragmentação, quando comprimido;

(b) em solo úmido, avaliando-se a friabilidade, a qual é feita quando o solo está úmido e consiste em comprimir um torrão, fragmentando-o e posteriormente tentar reconstruí-lo por nova compressão;

(c) em solo molhado, avaliando-se a plasticidade e a pegajosidade, onde a plasticidade refere-se à moldabilidade do solo e é feita pela formação de um fino cilindro de solo e posterior tentativa de formar um círculo com o cilindro, enquanto a pegajosidade é feita pela sensação de aderência que o solo produz entre os dedos.

A consistência do solo é afetada pela umidade, textura, tipo de argilominerais e matéria orgânica do solo.

A consistência nos dá idéia da dureza do solo quando seco e da plasticidade e pegajosidade quando molhado e, também, o melhor estágio para a mecanização do solo (friabilidade).

2.2.6 – Cerosidade e superfícies de fricção (slickensides)

Cerosidade refere-se a um filme ou película de argila de aspecto lustroso e brilho graxo que ocorre na superfície das unidades estruturais de horizontes subsuperficiais (Figura 2.10), decorrente de material coloidal (argila ou óxido de ferro). Sua presença nos agregados do horizonte B atesta a eluviação (saída) de argila de horizontes superficiais e iluviação (entrada e acumulação) em horizontes subsuperficiais.

Slickensides são superfícies alisadas e lustrosas devido à expansão e contração de argilominerais expansivos (Figura 2.10), por processos alternados de umedecimento e secagem. Atente que essas superfícies não tem nada haver com movimento de material coloidal dentro do perfil do solo.



Figura 2.10. Fotos ilustrativas da presença de cerosidade (à esquerda) e slickensides (à direita) (Fonte: Streck et al., 2002).

2.2.7 - Cimentação e nódulos e concreções minerais

Cimentação deve-se à presença de um agente cimentante, que pode ser carbonato de cálcio, sílica ou óxidos de ferro e de alumínio. Confere ao solo uma constituição dura e quebradiça.

Nódulos e concreções minerais referem à concentração de material endurecido, com composição química variável, podendo ser de carbonato, óxidos de manganês ou ferro, e sílica.

2.2.8 – Porosidade e raízes

A porosidade do solo é o volume do solo ocupado por água e ar. É muito importante para as plantas e outros organismos do solo e pode ser observada indiretamente pelo crescimento das raízes no perfil ou diretamente através da observação da existência de poros e canais no solo.

A descrição das raízes é importante, pois pode indicar algum impedimento ao crescimento das mesmas, podendo ser de natureza química (solo ácido, presença de elementos tóxicos: Al, por exemplo) ou física (camada compactada, excesso de água ou falta de oxigênio, etc.). Também é um indicativo para a seleção de culturas pelo tamanho do sistema radicular das mesmas.

2.3 – Características ambientais

As características do ambiente no qual o solo está inserido são importantes para caracterizar o solo descrito dentro da paisagem onde ele ocorre, o que irá auxiliar diretamente na tomada de decisão sobre o uso agrícola do solo. Geralmente são descritos os seguintes aspectos: localização, situação e declive, altitude, litologia (tipo de rocha ou material de origem), vegetação, atividade biológica, relevo local e regional, pedregosidade e rochosidade, erosão, drenagem, clima e uso atual.

2.4 – Descrição do perfil do solo

A descrição morfológica¹³ segue a metodologia padronizada descrita em Lemos e Santos (1996). Para tanto, todas as variáveis internas e externas do solo são descritas de uma forma padronizada.

¹⁷ (Alerta) É pouco provável que vocês venha a fazer a descrição morfológica completa na sua vida profissional. Contudo, a visualização do perfil em barrancos ou valetas com um olhar educado, após a apropriação (internalização) dos conceitos e interpretações apresentados anteriormente, permitirá fazer uma série de inferências (origem do solo, condições de evolução, limitações ao uso, vocação de uso) úteis para a agricultura familiar e o uso mais sustentável de agroecossistemas.

Outra utilidade ainda mais freqüente será o uso de descrições morfológicas feitas para solos de sua região e, a partir dessas, extrair informações para fazer as inferências mencionadas no parágrafo anterior. Essa estratégia será praticada posteriormente.

2.4.1 – Aplicação da cor para inferir sobre a drenagem do solo e definição de tipo de plantas a cultivar

Solos em áreas de várzea possuem cores mais acinzentadas ou manchadas (mosqueados com cores avermelhadas ou amareladas) resultantes do excesso de água e redução da presença de oxigênio. A falta de oxigênio pode caracterizar um ambiente anaeróbio, com reações químicas de redução (lembre das reações químicas onde um elemento químico recebe elétrons e é reduzido). Um dos elementos mais afetados pela redução é o ferro. Esse, em condições de anaerobiose por longo tempo pode sair completamente do perfil, deixando o solo com cor acinzentada. Quando há épocas de redução e outras de oxidação, o solo fica com mosqueados. Se o solo é sempre bem aerado, as cores são vermelhas. Com base nisso, podemos dizer que a cor é a ‘marca do Zorro’, que expressa a possibilidade de usarmos o solo para culturas distintas em função das exigências das mesmas quanto à aeração no solo.

2.4.2 – Aplicação da descrição morfológica para os dados sobre o uso e manejo do solo

O tipo, a seqüência e a espessura de horizontes informam-nos sobre a profundidade efetiva de exploração radicular. A textura ajuda a caracterizar a susceptibilidade à erosão, retenção de nutrientes e drenagem do solo. A estrutura do solo permite inferir (isto é, tirar conclusões) sobre a sua permeabilidade e resistência à erosão e à compactação. A consistência auxilia na tomada de decisão sobre o preparo do solo ou sobre a realização de outras atividades em distintas condições de umidade. As características ambientais contribuem com informações complementares, como aquelas importantes na adoção de mecanização (pedregosidade, declive e relevo) e erosão do solo (marcas de erosão já existentes: sulcos ou voçorocas, por exemplo; declive e relevo).

2.4.3 – Aplicação do tipo de horizontes e descrição morfológica para inferir sobre processos de formação do solo

O incremento acentuado do teor de argila de um horizonte para o outro, associado a cores acinzentadas, caracteriza um horizonte Btg. Assim, nesse solo houve migração de argilas e forte redução devido à condição de anaerobiose. Outro assim, podemos dizer que esse solo seria

adequado, possivelmente, para o cultivo de arroz irrigado por inundação, já que a drenagem dentro do perfil seria lenta.

3 – Processos e fatores de formação do solo:

O conjunto de processos que leva à degradação e decomposição das rochas é denominado de intemperismo. Estes processos estão relacionados com dois fatores: a natureza da rocha e a condição ambiente.

A maioria das rochas forma-se em ambientes muito distintos das condições na superfície do planeta. Enquanto as rochas se formam em ambientes com temperatura e pressão elevadas e constantes, em ausência de luz, organismos e vento, quando são expostas na superfície do planeta, encontram condições bem diferentes: temperaturas e pressões menores, porém com grande variação ao longo do dia e noite e das estações do ano, presença de organismos, variação de umidade e presença de luz. O conjunto destes fatores é chamado de intempéries. Face à ação das intempéries sobre as rochas expostas, ocorre desagregação e desestruturação das mesmas.

3.1 - Intemperismo físico:

O intemperismo físico é composto pelos processos que levam a fragmentação da rocha, sem modificação significativa em sua estrutura química ou mineralógica. Estas quebras podem se dar por vários processos, como a variação de temperatura, crescimento de raízes, congelamento e precipitação de sais, onde os dois primeiros processos são os mais importantes para as condições climáticas do sul do Brasil.

A maior contribuição do intemperismo físico é o aumento de área superficial específica¹⁴ para o avanço do intemperismo químico e a pedogênese.

Com a variação de temperatura, as rochas, que são compostas por diversos minerais, se dilatam e contraem de maneira diferenciada (coeficientes de dilatação e contração distintos), com direção e com intensidade diferentes, gerando tensões no corpo da rocha e levando à fadiga e fratura do material¹⁵.

¹⁴ A área superficial específica refere-se à somatória da área da superfície de um mineral dividido pela sua massa ou volume. Assim, para uma mesma massa, quanto mais finamente dividido o mineral, maior a sua área superficial e maior a possibilidade de ocorrerem fenômenos de superfície. Neste caso, maior será a interação da água com os minerais da rocha.

¹⁵ O processo de fadiga leva ao processo de esfoliação, no qual a rocha (ou pedra) solta camadas, similarmente a uma cebola. Você pode encontrar essas rochas em solos mais rasos, porém argilosos e vermelhos nas áreas mais declivosas do Rio Grande do Sul, onde o solo não é muito profundo.

Espécies pioneiras arbustivas e arbóreas podem exercer grandes pressões sobre as rochas, através do crescimento das raízes entre as fendas. Exemplos típicos desta força são os danos causados pelas raízes de algumas árvores ao calçamento e às fundações das construções.

3.2 - Intemperismo Químico:

Na natureza, é praticamente impossível separar o intemperismo físico do intemperismo químico, já que ocorrem quase simultaneamente e devido à diferença de ambiente na formação da rocha em relação ao ambiente na formação do solo. As transformações e reações que ocorrem são no sentido do equilíbrio com o ambiente.

3.3 – Fatores de formação do solo

Os fatores de formação de solos são elementos que estabelecem as condições ou estado do sistema ou, utilizando os conceitos que caracterizam as esferas (litosfera, atmosfera e biosfera) existentes na gênese de determinado solo.

Os principais fatores de formação de solos são o material de origem, o relevo, o clima, os organismos e o tempo, os quais são inter-relacionados entre si na natureza. Por exemplo, o relevo afeta o clima, seja alterando o padrão de chuvas ou afetando a temperatura.

Quando um fator varia de maneira muito mais acentuada que os outros (os quais são, então, considerados constantes), de modo que é possível avaliar seus efeitos.

Assim, temos climossequências (variação climática), topossequências (variação na topografia – Figura 2.11) e litossequências (variação no material de origem) de solos.

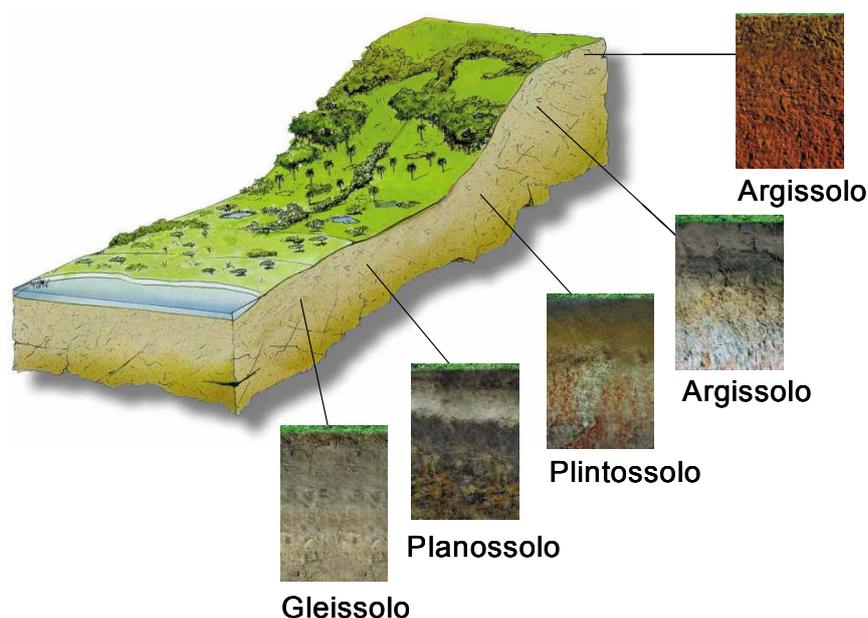


Figura 2.11. Topossequência de tipos de solos na região da Depressão Central do Rio Grande do Sul. (Fonte: Streck et al., 2002).

3.3.1 – Material de origem

3.3.1.1 Material de origem orgânica

Os solos orgânicos estão geralmente associados a ambientes mal drenados ou muito frios. Formam-se pela adição pela superfície, resultando em material menos transformado próximo à superfície e mais transformado em profundidade (contrário da tendência dos solos minerais discutidos em mais detalhe a seguir). Os solos orgânicos têm pouca expressão no Rio Grande do Sul, embora desempenhem uma função ecológica fundamental na regulação do ciclo hidrológico e disponibilidade de água, funcionando como uma esponja para o sistema. O uso¹⁶ predominante é como substrato para olericultura e floricultura.

3.3.1.2 Material de origem mineral

A maioria dos solos com aptidão para usos agropecuários e florestais são de natureza mineral. Os materiais de origem mineral podem ser rochas, materiais retrabalhados ou mesmo outro solo. A rocha é fonte de minerais herdados no solo e de solutos para fase líquida do solo e, se a concentração for alta suficiente, para a formação de minerais secundários.

A intensidade da decomposição das rochas depende da condição da rocha e da intensidade e tipo do intemperismo. As características da rocha que podem influenciar seu intemperismo são: sua composição mineralógica, organização dos minerais na massa da rocha, cimentação, dureza, permeabilidade e a maneira como a rocha se desagrega (intemperismo físico).

A alteração também depende da intensidade do intemperismo, ou seja, do clima. Essencialmente, a temperatura e a umidade são os mais importantes, mas em certas regiões outros fatores como vento e gelo podem também ser relevantes. Mesmo minerais facilmente intemperizáveis podem ser encontrados praticamente inalterados em ambientes desérticos, por exemplo. A presença de fendas, poros e fraturas, pela maior infiltração de água, e a cor escura, pela maior absorção de calor maior dilatação, podem acelerar o intemperismo.

¹⁶ Os solos orgânicos podem ser usados como fonte de energia, fato muito comum durante tempos de guerra, em que não há outras fontes de energia. Quando usados para a agricultura, os problemas potenciais dos solos orgânicos são a acidez, saturação com água, subsidência (após drenagem e decomposição do material) e salinidade.

O domínio das rochas magmáticas extrusivas¹⁷ (Formação Serra Geral), com predomínio do basalto, cobre praticamente toda porção Norte do Rio Grande do Sul, ocorrendo em algumas porções o diabásio e arenitos (em Tupanciretã). Nessa região, as diferenças entre os solos estão mais associadas ao clima. Assim, na parte sudoeste do Rio Grande do Sul onde o clima é mais seco, temos solos menos desenvolvidos, e na porção norte, solos profundos, intemperizados e bastante argilosos.

O domínio dos pacotes sedimentares (Bacia do Paraná), conhecida como Depressão Central gaúcha, margeia a formação anterior. Essas formações possuem muita variação em suas características de cor (presença ou ausência, quantidade e tipo de óxidos e outros minerais constituintes) e textura (argilitos, siltitos, arenitos finos, arenitos grosseiros, etc.), originando vários tipos de solos. Como é uma região geologicamente mais antiga que a anterior, seus vales foram suavizados há muito pela ação erosiva dos rios, que atualmente correm ao longo de extensas planícies, entulhadas de sedimentos recentes (quaternário), conhecidas regionalmente como várzeas, e intensivamente cultivadas com arroz, base econômica de muitos dos municípios da região.

O Escudo Sul Riograndense, a província geológica mais antiga do estado, encontra-se mais a Sudeste. Devido à sua constituição predominante de rochas intrusivas (ou plutônicas, como o granito) e suas correspondentes metamórficas (como o gnaisse), extremamente resistentes, essa região ainda se mantém em um nível mais elevado na paisagem, em relação à Depressão Central. Os solos dessa região são geralmente pobres, devido à natureza acida da maioria das rochas existentes. Entretanto, devido à grande variedade e complexidade geológica dessa região, existem várias exceções à regra.

A Planície Costeira é o domínio dos sedimentos marinhos depositados pelas sucessivas transgressões e regressões marinhas e de pouca importância agrícola.

A Figura 2.12 apresenta o domínio dos principais materiais de origem que ocorrem no Estado do Rio Grande do Sul.

¹⁷ Rochas extrusivas formam-se quando o magma extravasa a superfície da terra e ocorre o resfriamento rápido (em termos relativos), havendo formação de cristais pequenos, os quais geram solos com mais material fino (argila) quando da sua intemperização. Rochas intrusivas formam-se quando não ocorre extravasamento do magma e o resfriamento é lento, havendo formação de cristais maiores, os quais geram solos com mais material grosseiro (areia) quando da sua intemperização.

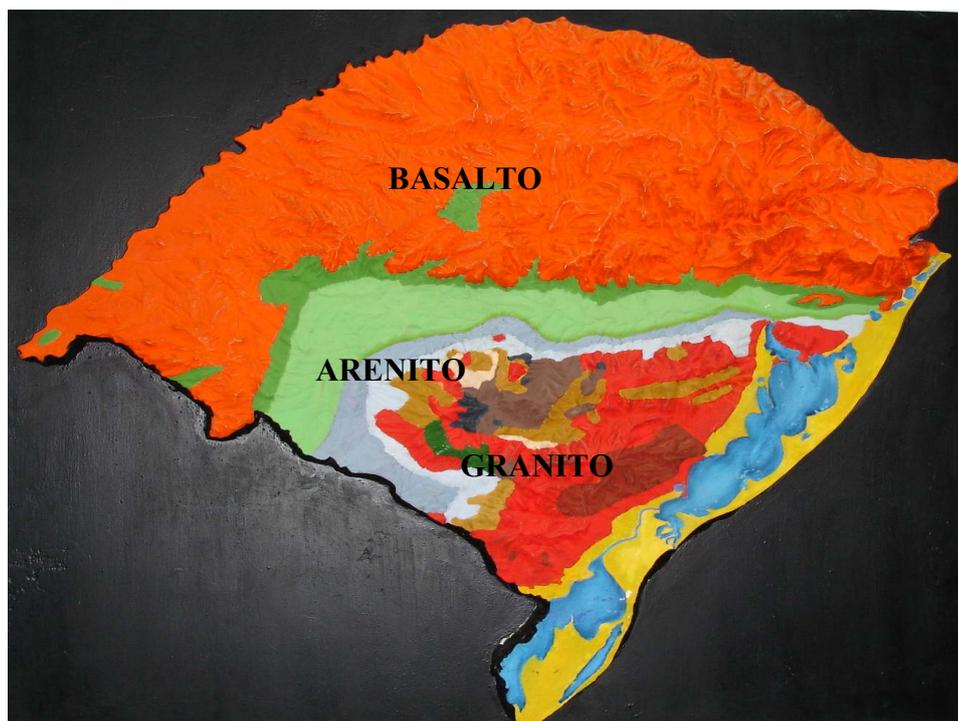


Figura 2.12. Distribuição dos principais materiais de origem (rochas) ocorrentes no Estado do Rio Grande do Sul (<http://coralx.ufsm.br/msrs/>)

3.3.2 Relevo

O relevo afeta a formação de solos por redistribuir a energia, advinda da radiação solar, e os materiais água (movimento na superfície e na subsuperfície) e colúvio (material transportado por gravidade).

Assim, a influência do relevo ocorre em duas escalas. Para grandes regiões, o relevo pode afetar o clima, como foi exemplificado para os Campos de Cima da Serra no Rio Grande do Sul (efeito orográfico). Para áreas menores, a importância do relevo ocorre através da redistribuição da água no corpo do solo, a qual é fundamental para a continuidade das reações químicas que, por sua vez, contribuem na evolução dos solos.

A divisão do relevo do Rio Grande do Sul leva em conta a altitude e o material geológico:

- (a) Planalto é composto pelo extenso planalto basáltico que ocupa a metade norte do estado, domínio das rochas extrusivas básicas,
- (b) Depressão Central é a região situada entre o Planalto e a Serra do Sudeste. As altitudes variam de 200m a leste até 40m ou menos a oeste. O relevo se constitui de grandes planícies aluviais e coxilhas suaves,
- (c) Serra do Sudeste é a região com altitudes variando de 100 a 400m onde se encontram as rochas intrusivas (coincide com o Escudo Sul Riograndense). O

relevo é bastante movimentado, mas em área onde apresenta coberturas sedimentares é suavizado,

- (d) Campanha é situada na porção Oeste do estado, é formada por relevos suaves e altitudes baixas (200 a 300m).
- (e) Litoral é uma planície estreita que se estende ao longo de quase toda faixa litorânea do estado, com cotas inferiores a 40 m, com predomínio das dunas.

A Figura 2.13 mostra um exemplo em que o material de origem e o relevo estão associados a formas geomórficas¹⁸ diferenciadas, com solos distintos.

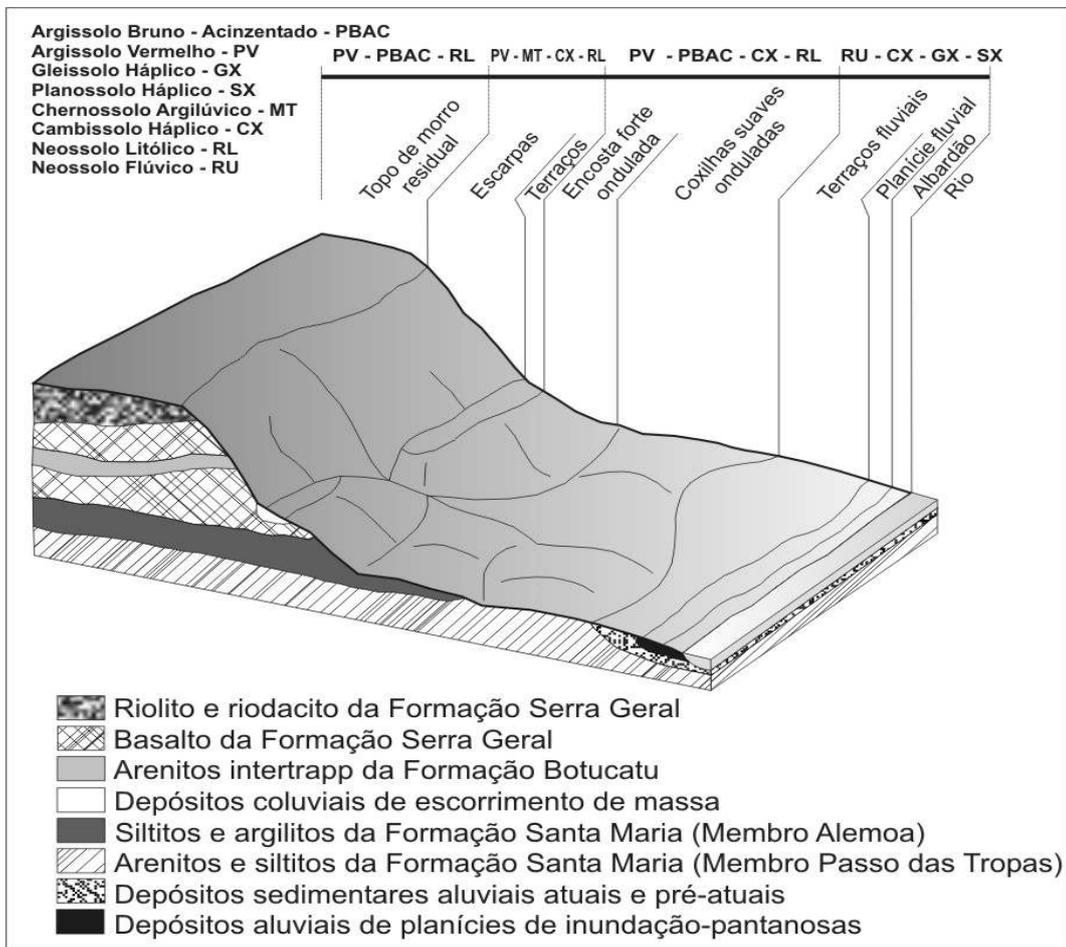


Figura 2.13 Distribuição geomorfológica das áreas do rebordo do Planalto, na Quarta Colônia do Rio Grande do Sul (Fonte: Pedron et al., 2007).

¹⁸ Geomorfologia é a ciência que estuda as formas do relevo terrestre.

3.3.3 Clima

O clima é muito importante para o processo de desenvolvimento do solo, atuando já desde os processos de decomposição de rochas (como foi visto no capítulo de intemperismo). As variáveis climáticas¹⁹ mais importantes são a temperatura, a precipitação e a evapotranspiração.

As reações químicas que ocorrem no solo são fortemente influenciadas pela temperatura (quanto mais altas, mais rápidas são as reações) e pela presença de água, que também é importante sob vários aspectos, dos quais destacamos: fonte de prótons para reações de decomposição dos silicatos; meio para ocorrência de reações químicas; e, em solos bem drenados, é elemento transportador, para fora do solo, dos produtos das reações de intemperismo, permitindo que as reações de dissolução dos minerais continuem ocorrendo.

A combinação de altas temperaturas e alta pluviosidade caracteriza os climas tropicais. Os solos desenvolvidos sob estes climas apresentam características de evolução muito mais avançadas que os solos encontrados em regiões mais frias. Isto ocorre porque essa combinação favorece as reações de intemperismo da rocha e do solo, de modo que estes solos se intemperizam muito mais rapidamente do que aqueles que se encontram sob climas mais secos ou mais frios. Desse modo, é comum encontrarmos referências a esses solos como ‘solos tropicais’. O clima no solo (pedoclima) é que deve ser considerado, já que nem sempre o pedoclima varia de acordo com o clima atmosférico. As características térmicas (influenciadas pela cor, composição mineralógica, etc) e hídricas (como condutividade hidráulica, capacidade de armazenamento de água, etc) do solo variam com outros fatores de formação de solos (como material de origem e relevo, por exemplo), e não apenas com o clima.

A seguir temos um exemplo de interação entre fatores: clima (água) e relevo locais.

O ciclo hidrológico do solo e seus componentes variam em função do relevo e posição na paisagem, particularmente a infiltração e o escoamento superficial (Figura 2.14). Assim:

- (a) em áreas planas há bastante infiltração e pouco escoamento e o solo formado é profundo,
- (b) em áreas declivosas, a erosão pode ser maior que a infiltração, havendo pouca água para o intemperismo e bastante remoção de solo formado, sendo os solos rasos e
- (c) em baixadas planas, há acúmulo de água e sedimento coluvial (gravidade) e aluvial (trazido pelas enchentes), sendo os solos medianamente desenvolvidos.

¹⁹ A temperatura média anual do Estado é de 18°C. As regiões mais quentes são a Campanha, Depressão Central e Missões, e as mais frias os Campos de Cima da Serra, Encosta Superior do Nordeste e Planalto Médio. As precipitações são bastante variáveis de ano para ano, bem como ao longo de um mesmo ano. No Rio Grande do Sul, os meses mais chuvosos costumam ser maio, junho e setembro, e os mais secos, novembro, dezembro e fevereiro. Na maioria dos anos e locais, a precipitação supera a evapotranspiração, o que significa excedente de água que pode lixiviar nutrientes e produtos do intemperismo. Historicamente, as regiões da Encosta Superior do Nordeste e dos Campos de cima da Serra não apresentam deficiências hídricas, e as demais regiões podem apresentar deficiências maiores que 100mm, com exceção da Campanha, Depressão Central e Litoral, que podem apresentar deficiências maiores que 200mm.

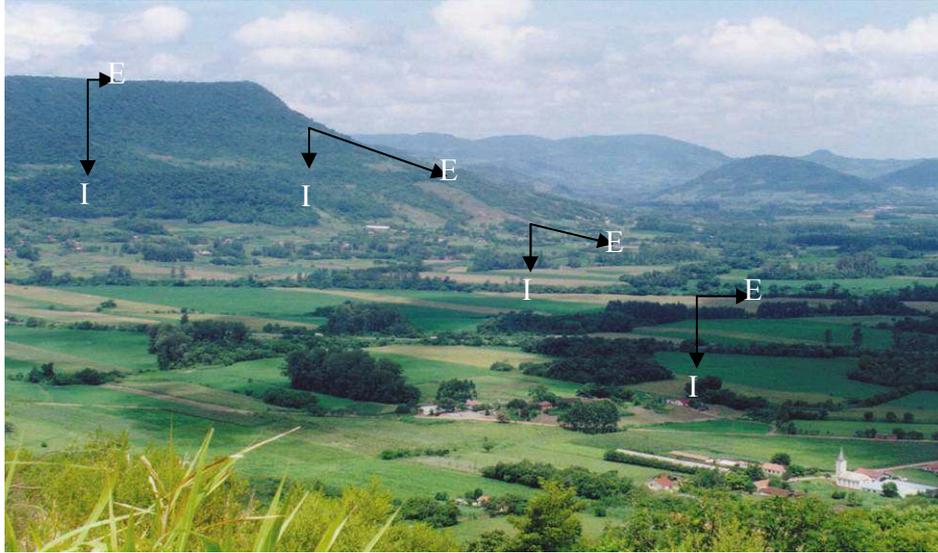


Figura 2.14. Indicação do fluxo de água na paisagem, onde 'I' representa a infiltração e 'E' o escoamento da água. Quanto maior a seta, mais intenso é o fenômeno. (Fonte: Streck et al., 2002).

De maneira geral, quanto maior a pluviosidade, maior é a lixiviação de bases, a atividade biológica, o conteúdo de argila, a alteração dos minerais da rocha e do solo e a acidificação dos solos.

Essa generalização pode ser exemplificada com a formação de solos em duas regiões distintas do Rio Grande do Sul:

- (a) nos Campos de Cima da Serra (município de Vacaria, por exemplo), o clima é frio e úmido e os processos de formação são mais intensos, gerando solos mais argilosos, ácidos (baixo pH e alto teor de alumínio trocável), mineralogia sem vestígios de minerais primários exceto quartzo, predominando caulinita e óxidos de ferro e de alumínio;
- (a) na Campanha (município de Uruguaiana, por exemplo), o clima é mais quente e seco e os processos de alteração do material de origem são menos intensos, gerando solos com mais silte e areia, o teor de bases é alto, pH próximo à neutralidade,

argilominerais com predominância de esmectitas e com presença concreções de CaCO_3 , indicando a manutenção de minerais primários bastante solúveis.

3.3.4 Organismos Vivos

Sem vida não há solo! Os organismos são fundamentais para o processo de formação de solos. O solo não deve ser considerado apenas o produto de destruição das rochas, porque a ação dos organismos cria e destrói feições, propriedades e características destes materiais, dependendo de sua ação no espaço e no tempo.

Os ciclos dos elementos químicos mais importantes para a continuidade da vida na superfície terrestre (como o fósforo, o nitrogênio, o carbono, etc.) têm sempre uma parte associada ao metabolismo de organismos em suas mais diferentes formas e são conhecidos por ciclos biogeoquímicos. A ação dos organismos começa tão logo a rocha é exposta à superfície. Você já deve ter visto pedras (rochas) recobertas por líquens, mas talvez nunca tenha imaginado que este é o início da formação de solos!

Assim, inicialmente, colônias de microorganismos se estabelecem, à procura de substrato que lhes forneça suporte e elementos químicos para seu desenvolvimento. Esses organismos são principalmente bactérias litotróficas, capazes de oxidar elementos químicos (Fe, Mn) da estrutura dos minerais, desestabilizando-os e contribuindo para sua alteração. O produto do seu metabolismo contribui na pedogênese, na forma de ácidos orgânicos ou de substâncias que formam complexos ou quelatos com os elementos químicos liberados através do intemperismo. À medida que a rocha vai se alterando e as colônias iniciais vão se expandindo, organismos maiores e mais complexos têm condições de se instalar e se desenvolver, e então fungos, algas, líquens, musgos, gramíneas, arbustos e árvores podem se suceder, dependendo das condições do meio (clima e disponibilidade de nutrientes, principalmente). Mesmo depois do solo formado, quando o sistema solo-vegetação adquire um equilíbrio, a ação dos organismos continua a ser marcante, de várias maneiras: a presença de uma cobertura vegetal protege a superfície do solo das agressões do clima, como variações de temperatura, impacto das gotas de chuva, etc.; em locais com ventos fortes, a vegetação se destaca pelo seu papel protetor, dificultando o transporte de partículas; dentre outros.

Os organismos, principalmente os vegetais, são também fonte de matéria orgânica para o solo. A matéria orgânica do solo, apesar de geralmente representar uma proporção pequena nos solos minerais, possui propriedades coloidais muito mais expressas que os colóides inorgânicos. A matéria orgânica do solo é um indicador da fertilidade e de outras condições para o crescimento das plantas. Em alguns locais a mesofauna (cupins, formigas, minhocas)

desempenha um papel fundamental no desenvolvimento de características e propriedades químicas, físicas e morfológicas do solo.

3.3.5 Tempo

O tempo é o senhor do destino! Na formação do solo²⁰, a idade absoluta tem pouco significado, pois um solo velho em idade pode ser muito ou pouco desenvolvido dependendo da intensidade do intemperismo. Assim, o tempo como fator de formação de solos se refere ao período em que os fatores ativos (clima e organismos) atuaram sobre o material de origem, condicionados pelo relevo. Em pedologia, é comum se comparar solos usando termos como imaturo ou jovem, maduro e velho ou senil.

Um solo é chamado de senil quando está bastante intemperizado, e imaturo quando está pouco intemperizado. Assim podemos ter solos jovens onde o intemperismo e os processos de formação de solos ocorrem com uma taxa pequena, e solos velhos em locais onde a pedogênese é mais acelerada, ainda que os dois solos tenham a mesma idade.

Quanto mais intemperizado é o solo, menos as características do material de origem são preservadas (Figura 2.15).

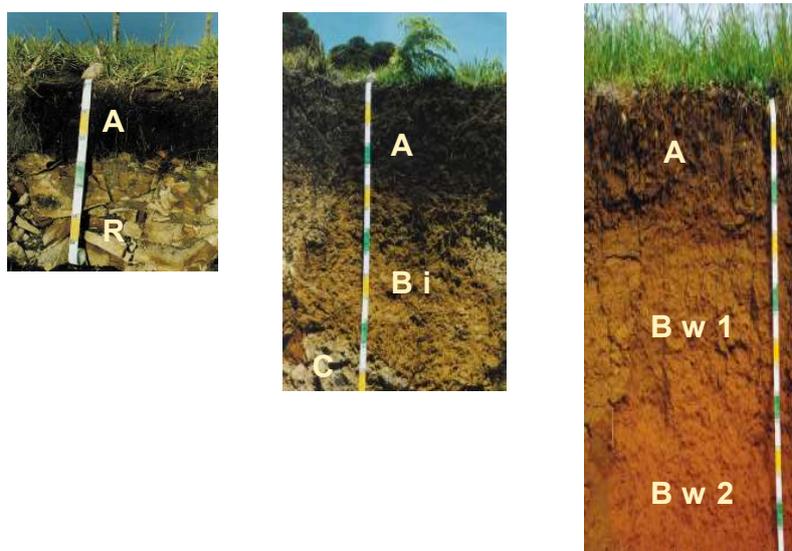


Figura 2.15. Evolução temporal do solo e formação de horizontes. Veja que o perfil com horizonte latossólico (Bw) tem aspecto e cor bem distintos do solo com horizonte B em formação ou incipiente (Bi). Ao primeiro denominamos ‘solo jovem’ e ao último, ‘solo senil’. (Fonte: Streck et al., 2002).

²⁰ Um solo se forma muito lentamente, podendo levar centenas de anos para formar 1 cm de solo. Outrossim, uma chuva intensa pode remover por erosão mais de 1 cm em poucas horas. Isso demonstra a fragilidade da ecosfera e a necessidade de manejá-lo adequadamente, para sustentar as famílias.

3.4 – Processos gerais de formação do solo

Os processos pedogenéticos indicam a direção e a intensidade das transformações e são condicionados pela combinação dos fatores de formação do solo. Esses processos podem imprimir determinadas feições aos solos, observáveis em um perfil ou corte, e descritas na morfologia do solo. Com base nas feições morfológicas e os processos que as geraram, é possível se fazer uma reconstituição da história do solo, de como ele se formou e permite a sua classificação.

Todo o solo sofre, em maior ou menor intensidade, adição, remoção ou perda, transformação e translocação de materiais (Figura 2.16), onde:

- (a) adição refere-se ao aporte de material do exterior do perfil ou horizonte do solo. Incluem-se material orgânico, água da chuva, sedimentos, cinzas vulcânicas ou material antropogênico (adubos, biocidas, resíduos, aterros, etc), os quais são depositados sobre a superfície do solo em formação;
- (b) remoção ou perda é o contrário da adição, ou seja, o material é removido para fora do perfil, seja naturalmente (lixiviação, erosão, fluxo lateral e percolação profunda) ou acelerada pela ação antrópica (erosão acelerada, colheita, queima, empréstimo de material para construção e nivelamento ou sistematização do solo);
- (c) transformação ocorre quando o material existente no perfil ou horizonte muda sua natureza química ou mineralógica. Nesse sentido, tem a transformação do material orgânico em matéria orgânica e dos minerais primários em secundários e outras transformações químicas, como a precipitação e dissolução química;
- (d) translocação refere-se ao processo no qual o material passa de um horizonte para outro, sem abandonar o perfil. São exemplos: a eluviação/iluviação de colóides orgânicos e inorgânicos, o movimento vertical íons para baixo e para cima (com possibilidade de formação de crostas salinas, pela ação da capilaridade e posterior evaporação) e a ação transportadora de pequenos (minhocas, cupins, formigas, etc) e grandes (tatus, lebres, etc) animais que habitam o solo.



Figura 2.16. Processos gerais de formação do solo.

3.5 – Processos específicos de formação do solo

A combinação dos diferentes processos gerais, em intensidades variadas, resulta na formação de solos com características típicas de cada combinação. Baseado nesse princípio, alguns processos serão descritos, mas deve-se sempre ter em mente que sua ocorrência pode se dar de forma associada.

São vários os processos específicos, incluindo-se a latolização, podzolização, gleização, laterização, salinização, sodificação ou solonização e outros processos de formação de solos de ocorrência mais localizada (paludização, carbonatação, turbação, ferrólise, etc.). No Rio Grande do Sul, assim como no restante do Brasil, os três primeiros processos predominam e, portanto, serão tratados neste texto.

3.5.1 – Latolização

A latolização é caracterizada pelo intemperismo químico, especialmente a hidrólise e a oxidação, e lixiviação muito intensos ou que atuaram durante um período bastante longo, gerando dessilicação média a forte, com formação de um horizonte B latossólico (Bw).

Este processo é típico na formação de Latossolos (Figura 2.17), a qual é uma das classes de solo de maior ocorrência e importância agrícola no Rio Grande do Sul.

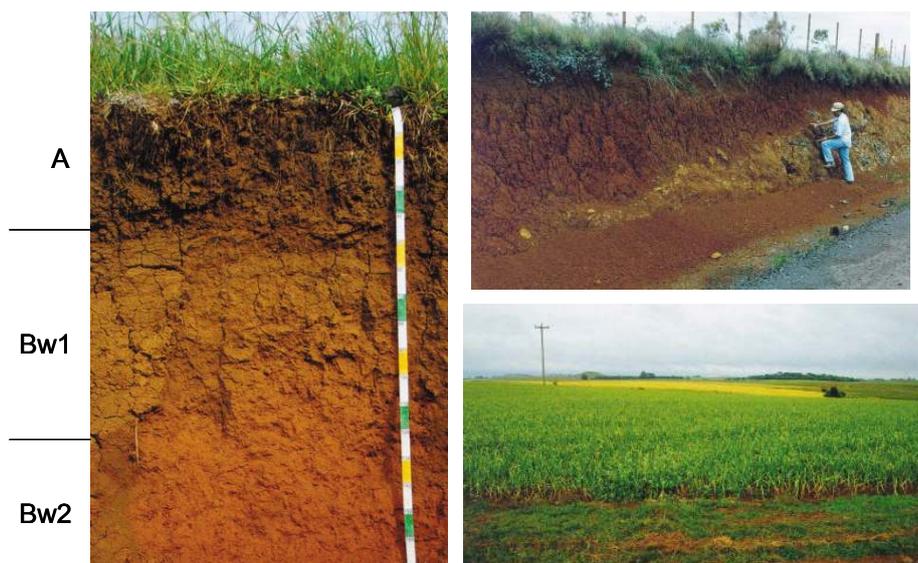


Figura 2.17. Perfil de um Latossolo, com a identificação do horizonte latossólico (Bw). Veja que o solo ocorre em posições de relevo mais plano e bem drenado. (Fonte: Streck et al., 2002).

Os fatores de formação típicos para Latossolos são: material de origem capaz de formar argila (basalto, por exemplo), clima chuvoso e temperaturas mais altas, relevo plano e com boa drenagem interna, organismos vivos anaeróbios e tempo longo de ação do intemperismo.

Os solos onde este processo predomina são ricos em caulintia e, ou óxidos de ferro e de alumínio, dependendo do grau (intensidade) da dessilicação, e pobres em sílica e bases. Isso se reflete em baixo pH, alto teor de Al trocável, baixa saturação por base e baixa capacidade de troca de cátions. Em suma, trata-se de solo pobre quimicamente!

O perfil do solo é, geralmente, profundo e homogêneo e o gradiente textural, se existente, é pequeno devido à estabilização dos argilominerais pelos óxidos dificultando seu transporte para outros horizontes. Apresentam boa retenção de água, resistem à erosão, são bem estruturados, não apresentam falta de oxigênio e são facilmente trabalhados. Em suma, trata-se de solo fisicamente muito bom!

O Quadro 2.1. apresenta os fatores de formação, as características do solo formado e as inferências que podem ser feitas sobre sua qualidade, para solos formados por latolização, como é o caso dos Latossolos.

FATORES	PROCESSO	CARACTERÍSTICAS	CLASSE	INFERÊNCIAS
CLIMA Quente e úmido	L A T O L I Z A Ç Ã O	Estrutura granular maciça porosa	L A T O S S O L O S	Fertilidade natural baixa
RELEVO Suave a plano		Profundo		Aerados
MATERIAL DE ORIGEM Potencial para formação de argila		Bem drenado		Bem aerados
		Mineralogia argilas: 1:1 e óxidos		Boa mecanização
		Bom armazenamento de água		Bom armazenamento de água
ORGANISMOS Aeróbios		Pseudo areia		Pseudo areia
TEMPO Longo		Máficos: atração magnética		Máficos: reserva micronutrentes
	Não há minerais primários intemperizáveis			

Quadro 2.1. Fatores de formação, características do solo formado e inferências para o processo de latolização.

3.5.2 - Podzolização

A podzolização é um processo caracterizado pela transferência vertical de colóides (principalmente inorgânicos, mas também orgânico em associação) e sua deposição em horizontes subsuperficiais. Este transporte ocorre, geralmente, em três fases: dispersão, transporte e deposição. Pode produzir gradiente textural no perfil (B textural, Bt) e o aparecimento do horizonte E, de perda mais intensa de material. O horizonte onde existe perda de material (geralmente o A ou E) é chamado de horizonte eluvial, enquanto o horizonte de ganho de material (B textural) é chamado de iluvial, muitas vezes com presença de filmes de argila que revestem os agregados (cerosidade). Os solos formados por este processo podem pertencer a várias classes²¹, como os Argissolos e Planossolos (Figura 2.18).

Os fatores de formação típicos são: material de origem capaz de formar argila, clima chuvoso e temperaturas mais altas, relevo ondulado, organismos vivos anaeróbios e tempo médio a longo de ação do intemperismo. Note que a diferença, em relação à latolização, está no tipo de relevo (mais ondulado) e no tempo de formação (pode ser menor).

²¹ Em alguns solos, típico de ambientes temperados sob florestas em solo mais arenoso e ácido, a decomposição do material orgânico depositado na superfície do solo é muito ácida, formando complexos com o alumínio e ferro, que se solubilizam e são transportados para zonas mais profundas no perfil, onde a acidez é menos acentuada, precipitando-se. O horizonte que se empobrece com a saída do material chamado de albico, porque fica bastante claro devido à ausência de materiais pigmentantes (óxidos de ferro e matéria orgânica) e o horizonte de acúmulo é chamado de espódico (Bh, Bs ou Bhs). Os solos assim formados são chamados de Espodossolos.

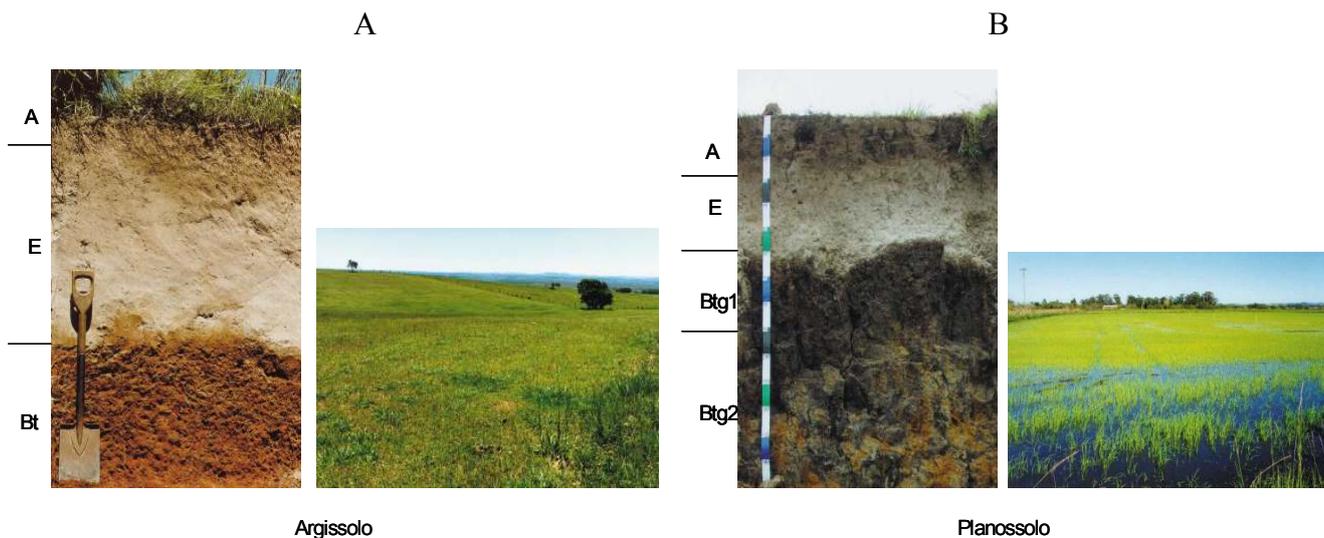


Figura 2.18. Perfil de um Argissolo (A) e de um Planossolo (B), com a identificação do horizonte textural (Bt). Veja que o Argissolo é bem drenado, enquanto o Planossolo é mal drenado. (Fotos de Streck et al., 2002).

Os solos onde este processo tem mineralogia variada, dependendo do grau (intensidade) de dessilicção. Isso se reflete em fertilidade variada. Em suma, trata-se de solo quimicamente variável! O perfil do solo tem profundidade variável e o gradiente textural é condição necessária. Pelo fato de haver horizonte B, a drenagem do solo é limitada e, quando, há horizonte E, pode haver fluxo lateral de água com formação de canais subterrâneos. Como os horizontes superficiais são mais arenosos, o solo é altamente suscetível à degradação estrutural e à erosão do solo. Em suma, trata-se de solo fisicamente frágil e que merece uma série de cuidados especiais!

O Quadro 2.2 apresenta os fatores de formação, as características do solo formado e as inferências que podem ser feitas sobre sua qualidade, para solos formados por podzolização, como é o caso dos Argissolos, Planossolos e Luvisolos.

Quadro 2.2. Fatores de formação, características do solo formado e inferências para o processo de podzolização.

FATORES	PROCESSO	CARACTERÍSTICAS	CLASSES	INFERÊNCIAS
CLIMA Quente e úmido	P O D	Estrutura blocos angulares ou subangulares		Fertilidade natural variável
RELEVO Suave a ondulado		Medianamente profundos a profundos		Podem existir fluxos laterais

3.5.3 - Gleização

A gleização é um processo típico de ambiente com condições de redução, o que ocorre quando há saturação por água na maior parte do tempo.

Quando as condições são aeróbicas, o acceptor final da cadeia respiratória dos microrganismos do solo é oxigênio, e sua eficiência na decomposição de materiais orgânicos pode chegar à decomposição completa em gás carbônico. Quando as condições são de excesso de água (falta de oxigênio), as populações de microrganismos aeróbios são substituídas por populações de anaeróbios, com menor eficiência na decomposição de materiais orgânicos e usuárias de outros elementos como aceptores finais dos elétrons da cadeia respiratória.

Esse fato gera duas conseqüências importantes para a gênese do solo: o aumento na concentração de agentes complexantes orgânicos e maior abundância de elétrons no meio, havendo primeiramente uma redução intensa de nitrogênio e, subsequente, de ferro e manganês.

Com isso, esses elementos são transportados para fora do perfil, e como os principais agentes pigmentantes são os óxidos e matéria orgânica, os horizontes superficiais ficam com coloração acinzentada, que é a coloração típica dos outros argilominerais que permanecem no perfil. Assim, a coloração acinzentada no perfil é um forte indicativo de drenagem lenta ou impedida.

Neste processo, ocorre a formação de horizonte glei (Bg ou Cg) ou plíntico (Bf), sendo típico das classes de solo Gleissolos e Plintossolos (Figura 2.19), respectivamente. Solos dessas classes são normalmente usadas no Rio Grande do Sul para a cultura do arroz irrigado por inundação.

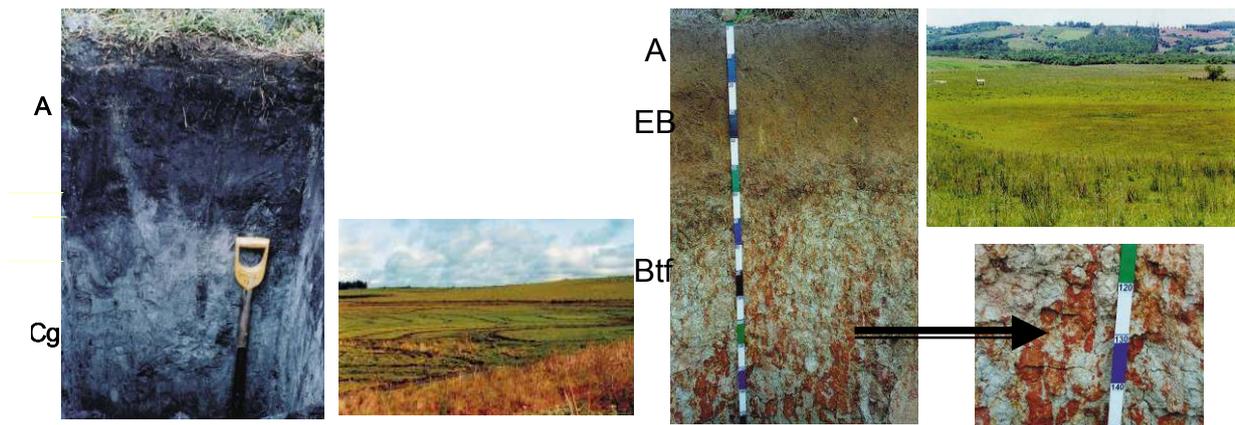


Figura 2.19. Perfil de um Plintossolo (A) e de um Gleissolo (B), com a identificação do horizonte plântico (Btf) e glei (Cg), respectivamente. Veja que ambos solos ocorrem em posições mais baixas do relevo e com influência do lençol freático e indícios de má drenagem. (Fonte: Streck et al., 2002).

3.6 Aplicações

Elementos da paisagem (relevo, vegetação, rochas) contribuem na demarcação dos limites de tipos de solos. Os processos de formação atuam constantemente no tempo, mas em taxas muito mais lentas do que a degradação antrópica, mostrando a necessidade do manejo racional dos recursos naturais, incluindo solo e água.

A visualização de propriedades do solo permite identificar processos gerais e específicos de formação do solo. Isso contribui para sabermos da história passada e prevermos o futuro do solo para distintos cenários ambientais, bem como inferir sobre as limitações do solo e a vocação de uso.

A avaliação das condições agrícolas das terras é realizada em função de um conjunto de fatores agrícolas, sendo que cada um dos fatores é avaliado quanto ao grau de limitação, podendo ser: nulo, ligeiro, moderado, forte, ou muito forte. Os fatores agrícolas usados nesta avaliação constam no Quadro 2.3.

Quadro 2.3. Fatores agrícolas utilizados para avaliação das condições agrícolas das terras.

<p>Fertilidade natural: Está na dependência da disponibilidade de macro e micronutrientes, e na presença ou ausência de certas substâncias tóxicas, como alumínio e manganês trocáveis.</p> <p>Erosão: É definida em relação ao desgaste que a superfície do solo poderá sofrer quando submetida a qualquer tipo de utilização sem práticas conservacionistas. A suscetibilidade à erosão está na dependência das condições climáticas, das condições do solo - textura, estrutura,</p>

permeabilidade, profundidade, capacidade de retenção de água, seqüência de horizontes, presença ou ausência de camadas compactas e pedregosidade, das condições de relevo (declividade, extensão das pendentes e micro relevos) e da cobertura vegetal.

Falta d'água: É definida pela quantidade de água armazenada no solo disponível para as plantas. Esta condição depende do clima e das condições do solo (capacidade de retenção e armazenamento de água), que são dependentes da textura, tipo de argila, conteúdo de matéria orgânica, profundidade efetiva.

Falta de ar: Esta característica está normalmente relacionada com as classes de drenagem do solo: mal a muito mal drenado, que por sua vez são resultantes da interação da precipitação, evapotranspiração, posição no relevo e características do solo.

Uso de implementos agrícolas: Refere-se às condições apresentadas pelas terras ao uso de máquinas e implementos agrícolas. Está relacionado com a extensão, forma e declividade das pendentes, com as condições de drenagem, com a espessura, textura e tipo de argila predominante no solo e com a pedregosidade e rochiosidade superficial.

Vejamos um exemplo! Para o solo da Figura 2.20, os graus de limitação ao uso agrícola seriam os seguintes:

- (a) Fertilidade natural: Não podemos avaliar, pois nos faltam os dados químicos do solo.
- (b) Erosão: forte a muito forte. Solos muito susceptíveis à erosão devido ao relevo.
- (c) Falta d'água: moderada, possuem baixa capacidade de retenção de água.
- (d) Falta de ar: nula. Solos bem drenados, porosos e profundos.
- (e) Uso de implementos agrícolas: forte a muito forte. Devido ao relevo, rochiosidade e pedregosidade.

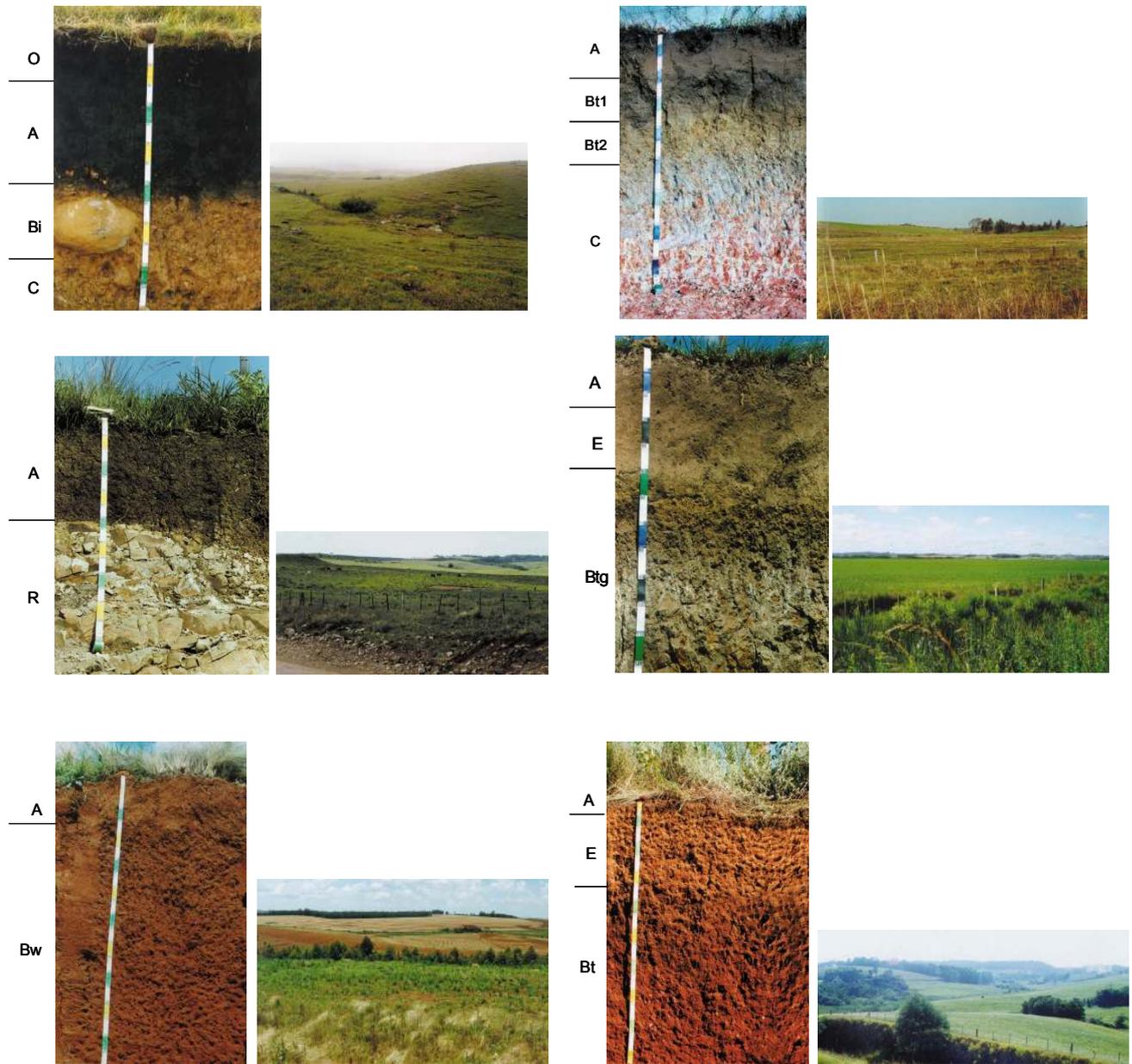


Figura 2.20. Perfis de seis solos e respectivas paisagens do Rio Grande do Sul, com indicação dos tipos de horizontes. (Fonte: Streck et al., 2002).

Referências Bibliográficas

BRASIL, Ministério da Agricultura. Divisão de Pesquisas Pedológicas. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Rio Grande do Sul**. Recife: EMBRAPA, 1973. 431 p. (Boletim Técnico N° 30)

BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; MCCRAKEN, R.J. **Soil genesis and classification**. Iowa, USA: The Iowa State University Press, 1973. 360p.

DEPARTAMENTO DE SOLOS. **Apostila de morfologia e gênese do solo**. Santa Maria: UFSM, sem data. 152p.

- JUMA, N. **The pedosphere and its dynamics: A systems approach to soil science. V.1. Introduction to soil science and soil resources.** Edmonton, Canadá: Salman Productions, 1999.315p.
- LEMOS, R. C. de; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo.** 4^a. ed. Viçosa: SBCS, 2002. 83 p.
- PEDRON, F.A.; AZEVEDO, A.C. de; DALMOLIN, R.S.D.; REICHERT, J.M.; REINERT, D.J. **Principais solos da região da Quarta Colônia, Rio Grande do Sul: guia de excursão.** Santa Maria: Departamento de Solos, UFSM, 2007. 41p.
- REINERT, D.J.; REICHERT, J.M.; DALMOLIN, R.S.D.; AZEVEDO, A.C. de; PEDRON, F.A. **Principais solos da Depressão Central e Campanha do Rio Grande do Sul: guia de excursão.** 2^a. ed. Santa Maria: Departamento de Solos-UFSM, 2007. 47p.
- STRECK, E.V.; KÄMPF, N.; DALMOLIN, R.S.D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P.C. do; SCHNEIDER, P. **Solos do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: Emater/RS & UFRGS, 2002. 126p.

Unidade 3 – Fluxo de nutrientes em ecossistemas florestais

1 – Liberação de nutrientes pelas rochas

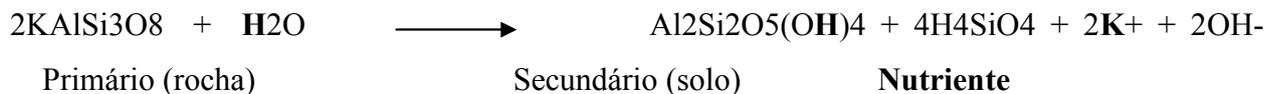
José Miguel Reichert

O intemperismo químico é o conjunto de reações que levam à modificação da estrutura dos minerais que compõem a rocha. O intemperismo químico aumenta à medida que o intemperismo físico avança, devido ao aumento de área superficial específica dos minerais.

As principais reações químicas são a hidratação, solução, complexação, hidrólise e oxidação. As primeiras duas reações são típicas em solos mais jovens ou ambientes que propiciam menor transformação, a terceira ocorre na formação de horizonte Bhs e as últimas duas reações são fundamentais em clima mais chuvoso. Essas últimas duas serão abordadas em mais detalhe neste texto.

1.1 – Hidrólise

Vislumbrar reações químicas é, muitas vezes, difícil. Isso é particularmente verdadeiro com reações envolvendo minerais do solo, que têm estrutura bastante complexa. Para o entendimento, apresentamos a reação da hidrólise de um mineral primário (isto é, formado na rocha), $KAlSi_3O_8$, para a formação de um mineral secundário (isto é, formado no solo):



Note que o H^+ e o OH^- são resultantes da dissociação da água (H_2O). Assim o H^+ ‘ataca’ (isto é, H^+ substitui o metal K, nesse exemplo) o mineral, rompendo as ligações silício/metais da sua estrutura, colapsando-a e desintegrando-a.

Aprendemos nas aulas de química que a reação tenda à direita quando aumentamos os reagentes (lado esquerdo) ou diminuimos os produtos (lado direito das setas). No presente caso, quanto mais água passar pelo solo, maior a quantidade de H^+ disponível para o ataque e mais água drenará pelo solo, levando os cátions básicos (K^+ , neste exemplo) junto com o OH^- . Os destinos do K^+ podem ser a lixiviação (já comentado), a participação na formação de novos minerais (secundários) do solo ou ser absorvido pelas plantas.

Baseado na intensidade desta reação no solo, associado com a lixiviação, são propostos três estágios de dessilicação, relacionados com o grau de intemperismo:

- (a) quando a dessilicação é fraca, o que é típico de ambientes em que a precipitação é menor que a evaporação (como em regiões semi-áridas), com drenagem lenta a impedida ou quando há aporte de silício por fluxos laterais. Os argilominerais predominantes são do tipo 2:1 expansivos e não expansivos (vide Unidade 3, item

3.1.2). No Rio Grande do Sul, ocorre na região da campanha, originando solos com características vérticas;

- (b) quando a dessilicação é média, o que é mais freqüente nos trópicos, formam-se solos com argilas 1:1 (solos cauliniticos), predominantes nos solos gaúchos usados para agricultura;
- (c) quando a dessilicação é forte, a dessilicação e a lixiviação são intensas ou atuaram durante um longo tempo sem que houvesse um rejuvenescimento do solo por aporte de material. Os argilominerais predominantes são os óxidos de ferro (hematita e goetita) e de alumínio (gibbsite) (vide Unidade 3, item 2.1.1). No RS, solos do Planalto contêm uma proporção significativa desses minerais.

1.2 - Oxidação e Redução

Quimicamente, refere-se ao processo de transferência de elétrons, onde o íon receptor de elétrons é reduzido (porque têm seu número de oxidação diminuído) e o que doa o elétron é oxidado.

Em solos, a oxidação e a redução do ferro e a do manganês têm maior importância na gênese do solo, enquanto a do nitrogênio, para a fertilidade do solo²². Assim, o Fe^{2+} (íon ferroso) é muitíssimo mais solúvel que o Fe^{3+} (íon férrico) e pode ser removido do ambiente por solução. Nos minerais primários, o ferro encontra-se geralmente reduzido (Fe^{2+}) e sua oxidação pode causar a desestruturação do mineral.

2 – Retenção e liberação de nutrientes

Danilo Rheinheimer dos Santos

2.1 Análise química do solo e sua interpretação

O solo, como sistema trifásico (sólido, aquoso e gasoso), com diferentes constituintes na fase sólida, apresenta um grande número de propriedades químicas próprias. A sede dos fenômenos químicos e físico-químicos do solo é a fração argila, pois se trata de um sistema coloidal. A fração coloidal do solo é bastante heterogênea, constituindo-se de partículas de

²² A forma reduzida (Fe^{2+}) é a forma utilizada pelas plantas, mas pode ser tóxico quando em excesso, como em cultivo de arroz irrigado por inundação em solo com alto teor de óxidos de ferro. O Fe^{2+} pode se acumular na superfície externa da raiz, pois oxida quando na presença de oxigênio. Isso é observável pela cor vermelha revestindo raízes de plantas em ambientes de má drenagem ou em plantas de arroz irrigadas por inundação. Com a redução do nitrogênio, há formação de formas gasosas de N, as quais contribuem para a destruição da camada de ozônio, constituindo-se num grave problema ambiental.

diferentes espécies minerais (argilominerais e óxidos), de partículas orgânicas (húmus) e de compostos organominerais (associação de argilominerais, óxidos e húmus). Nos colóides inorgânicos você verá que existem dois tipos de cargas: (a) as permanentes, oriundas da substituição isomórfica no momento da formação do mineral e (b) as cargas variáveis, que se localizam nas arestas quebradas (final das lâminas tetraedrais e octaedrais) dos minerais e podem ser carregadas positivamente, neutras ou carregadas negativamente, dependendo da constituição da solução que as circundam. Em função da presença de cargas elétricas, o solo é um verdadeiro armazém de íons e moléculas. Esses íons ou moléculas podem ou não serem liberados para a solução do solo e, conseqüentemente, serem absorvidos pelas plantas e microorganismos ou migrarem para o lençol freático. Também, em função da presença de cargas elétricas, as partículas da fração argila podem se aglutinar formando agregados ou podem se manter livres (dispersas). Compreendendo os fenômenos de superfície da fração argila você estará apto para a caracterização e compreensão dos processos pedogenéticos, de disponibilidade de nutrientes e elementos tóxicos às plantas e microorganismos, da acidez do solo e lhe encaminhará, inclusive para as alternativas de correção da acidez e da deficiência de nutrientes.

2.1.1 - Fração coloidal do solo

A fim de melhor compreender os fenômenos de superfície da fração coloidal do solo, faz-se necessário retomar algumas informações estudadas na Composição do Solo. A fração coloidal do solo (partículas e substâncias muito pequenas = fração argila) é composta por três conjuntos de colóides:

a) Argilominerais (Figura 3.1): os argilominerais são constituídos de arranjos de lâminas tetraedrais (Si e Al) e octaedrais (Al, Fe, Mg, Mn e Ca). Na formação destes minerais de argila ocorreram algumas imperfeições (substituição isomórfica) tornando-os eletricamente desbalanceado – cargas elétricas negativas permanentes (você verá maiores informações na seqüência desta unidade). Nos solos brasileiros e, em especial nos solos gaúchos, nós podemos encontrar argilominerais ainda jovens (2:1, duas lâminas tetraedrais e uma lâmina octaedral central) e argilominerais mais velhos e que perderam uma lâmina tetraedral. Em ambos os tipos de argilominerais e, em especial, nos 1:1, aparecerão as cargas elétricas variáveis. Os solos podem apresentar ampla variação na quantidade de argilominerais. Solos originários de materiais arenosos dificilmente contêm mais de 15% de argilominerais; solos derivados de granito apresentam, geralmente, de 10 a 30% de argilominerais e solos derivados de basalto apresentam altos teores de argilominerais, podendo ultrapassar os 90%.

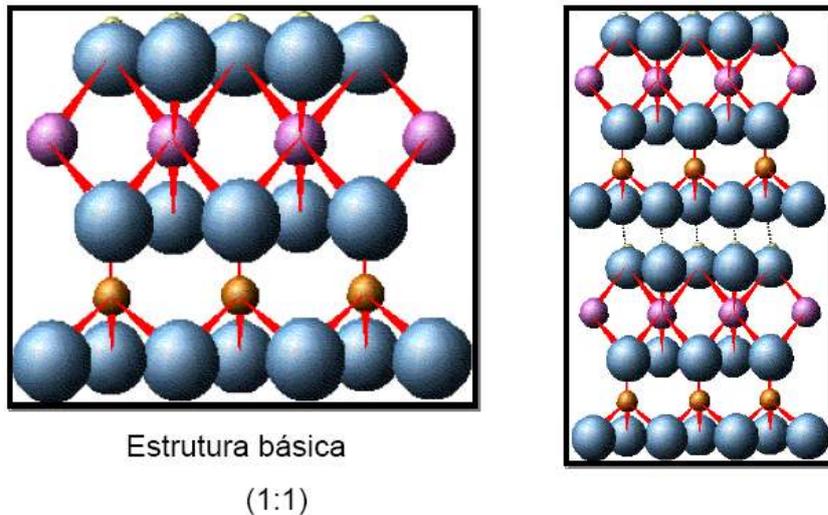


Figura 3.1. Representação de uma camada 1:1 (octaedral + tetraedral) na esquerda e da união de duas camadas 1:1 formando uma caulinita (<http://webmineral.com/help/Structure.shtml>).

b) Óxidos (Figura 3.2): os óxidos são frutos do intenso intemperismo do solo. Houve uma altíssima dessilicização do sistema e sobraram apenas os octaedros. Deste modo, podemos considerar que não há carga permanente nos óxidos. A superfície dos óxidos, especialmente os de ferro, está quase sempre carregada positivamente (cargas elétricas variáveis). Em função disso, os óxidos são grandes adsorventes de ânions, como é o caso do fosfato e sulfato. Os óxidos mais comuns nos solos gaúchos são os de ferro (goethita, hematita, ferrihidrita e lepidocrocita), os de alumínio (gibbsite) e os de manganês (pirolusita). Solos jovens apresentam muito baixo teor de óxidos, como é o caso do solo Escobar. Contrariamente, solos mais intemperizados, como os do Planalto do RS, apresentam grandes quantidades de óxidos, especialmente os de ferro.

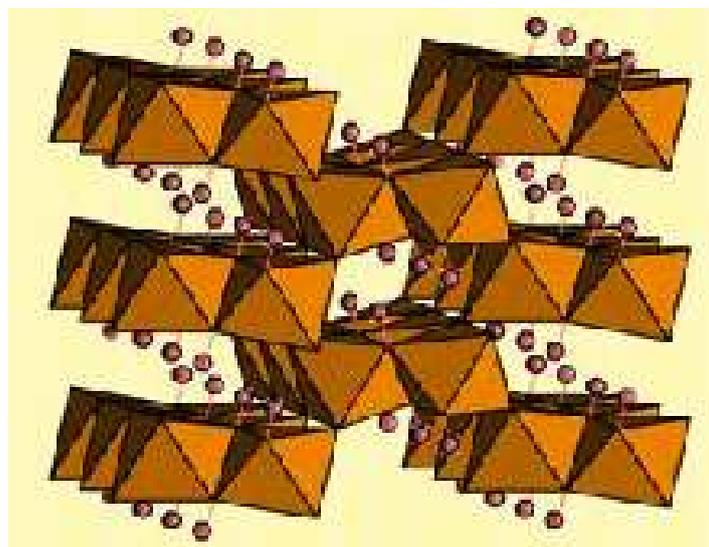


Figura 3.2. Representação do óxido de ferro goethita (<http://webmineral.com/help/Structure.shtml>). Veja que as lâminas de octaedros deixam espaços internos (túneis) onde podem ser adsorvidos ânions e até metais pesados catiônicos.

c) Húmus (Figura 3.3): o húmus é a parte coloidal da matéria orgânica e é composto de substâncias orgânicas com alto grau de complexidade química. É o fruto da decomposição e síntese microbiana a partir dos resíduos vegetais (fotossíntese). Resíduos vegetais ricos em lignina são decompostos mais lentamente e são a base do húmus, enquanto que resíduos ricos em outros tipos de açúcares e em compostos nitrogenados são facilmente decompostos em gás carbônico e água, liberando nutrientes e energia para o meio. O húmus pode ser dividido em laboratório por diferentes técnicas. A técnica mais usada consiste em fracioná-lo em ácidos fúlvicos, ácidos húmicos e huminas. No húmus existem vários grupos funcionais, sendo os mais abundantes e importantes nos fenômenos de superfície são os carboxílicos e fenólicos. Todos os grupos funcionais presentes no húmus podem estar positiva ou negativamente carregados. Nas condições normais de cultivo de nossos solos, os grupos funcionais estão carregados negativamente e por isso, a matéria orgânica é responsável pela maioria das cargas negativas do solo. Os teores de matéria orgânica do solo são dependentes das condições climáticas, das taxas de adição e decomposição e dos teores de argila. Nos solos arenosos ocorrentes no Rio Grande do Sul, os teores de matéria orgânica dificilmente ultrapassam os 2%; nos solos do derivados de basalto (altos teores de argila) naturalmente apresentam de 2 a 5% de matéria orgânica.

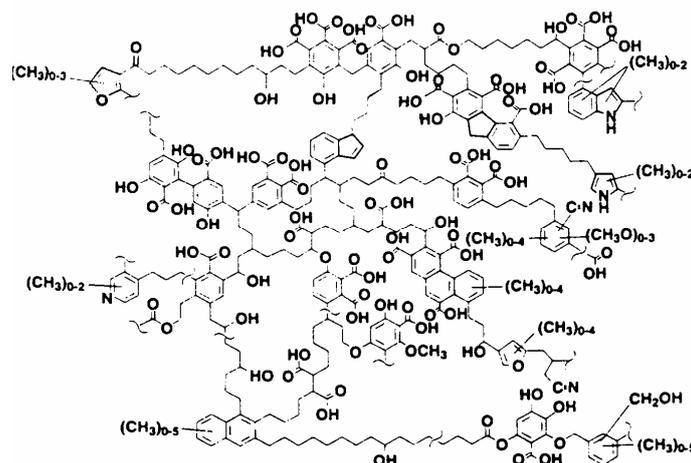


Figura 3.3. Representação de uma molécula de húmus (fração coloidal da matéria orgânica) (Fonte: Schintzer, 1993). Veja a grande quantidade de anéis aromáticos e a exposição de diferentes grupos funcionais contendo oxigênio.

3.1.2 - Área superficial específica

A área superficial específica é a superfície das partículas por unidade de peso (expresso em $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$). As partículas coloidais caracterizam-se por apresentar uma alta superfície específica. A superfície específica determina a amplitude das reações entre a fase sólida e as fases líquidas e gasosas. A área superficial específica varia em função do tamanho e tipo dos minerais.

A Tabela 3.1 ilustra o aumento da superfície específica, à medida que um cubo de um grama é subdividido em partículas da mesma forma, com arestas menores. Nota-se que um grama de argila poderá apresentar superfície específica cerca de mil vezes maior que um grama de areia. O exemplo acima demonstra que a superfície é inversamente proporcional ao diâmetro das partículas.

Classe de Tamanho	Composição Mineralógica	Diâmetro (mm)	A.S.E. (m^2g^{-1})
Areia Grossa	Quartzo	2,0-0,2	0,01
Areia Fina	Quartzo	0,2-0,05	0,1
Silte	Minerais 1º	0,05-0,002	1
Argila	Minerais 2º	< 0,002	5-800*

Tabela 3.1. Relação entre tamanho de partículas e superfície específica.

No solo as diferenças são em geral maiores do que as do exemplo mostrado no Quadro 3.1. Os argilominerais 2:1 expansivos, como a montmorilonita, além de superfícies externas apresentam superfícies internas situadas entre as camadas desses minerais (Figura 3.4). Assim, sua superfície específica é maior do que os argilominerais não-expansivos, como a caulinita, que tem apenas superfícies externas. A ferrihidrita, por exemplo, apresenta alta área superficial específica (200 a $500 \text{ m}^2 \text{g}^{-1}$) e sua reorganização e desidratação dá origem a goethita, cuja forma é acicular e tem menor área superficial específica em relação a ferrihidrita (60 a $200 \text{ m}^2 \text{g}^{-1}$), mas é superior a da hematita.

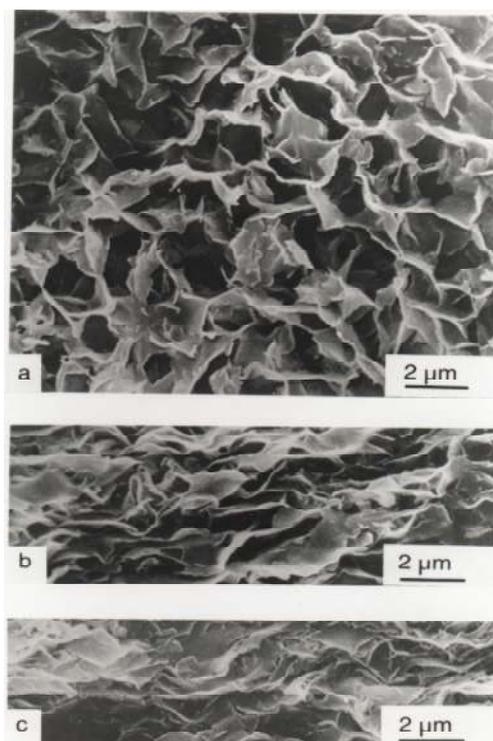


Figura 3.4. Microscopia eletrônica de uma montmorilonita com diferentes teores de umidade: (a) saturada com água, (d) 50% da capacidade de retenção e (c) amostra seca em estufa. Veja a enorme quantidade de superfície interna na amostra úmida (Fonte: Tessier – PESSAC-INRA).

3.1.3 – Grupos funcionais (reativos) da fração coloidal do solo

A reatividade dos colóides de origem orgânica, inorgânica ou sua associação é devido à presença de grupos funcionais. Grupos funcionais são estruturas químicas que expõem átomos ou grupos de átomos instáveis quimicamente e, quando em contato com a solução do solo, eles reagem com íons ou moléculas para diminuir suas energias livres²³. Os grupos funcionais são formados durante a gênese dos argilominerais (substituição isomórfica), pela exposição terminal dos tetraedros e octaedros e pelas superfícies externas das substâncias húmicas. Os grupos funcionais permanentes (cargas negativas permanentes) têm sua reatividade independente da condição geoquímica (Figura 3.5).

²³ (Glossário) Energia livre de [Gibbs](#) (G) é a quantidade de energia capaz de realizar trabalho durante uma reação a temperatura e pressão constantes. Ela determina a espontaneidade de uma reação. A equação que calcula a variação da energia livre é $\Delta G = \Delta H - T \cdot \Delta S$, onde ΔH é a variação de [entalpia](#), T é a [temperatura absoluta](#) e ΔS é a variação de [entropia](#). Em sistemas onde o $\Delta G > 0$, houve absorção de energia por isso não são espontâneos e onde $\Delta G < 0$, houve liberação, ou seja são espontâneos. Resumindo $\Delta G > 0$ reação não espontânea, $\Delta G < 0$ reação espontânea e quando $\Delta G = 0$ a reação está em equilíbrio. A energia livre de Gibbs tende a sempre diminuir, ou seja, a reação tende a atingir o estado de equilíbrio, $\Delta G = 0$. Uma comparação semelhante é o que ocorre com os valores da Energia Potencial, por exemplo uma bola caindo de um plano inclinado. A energia potencial medida que a bola vai perdendo altitude vai tendendo a zero. (http://pt.wikipedia.org/wiki/Energia_livre)

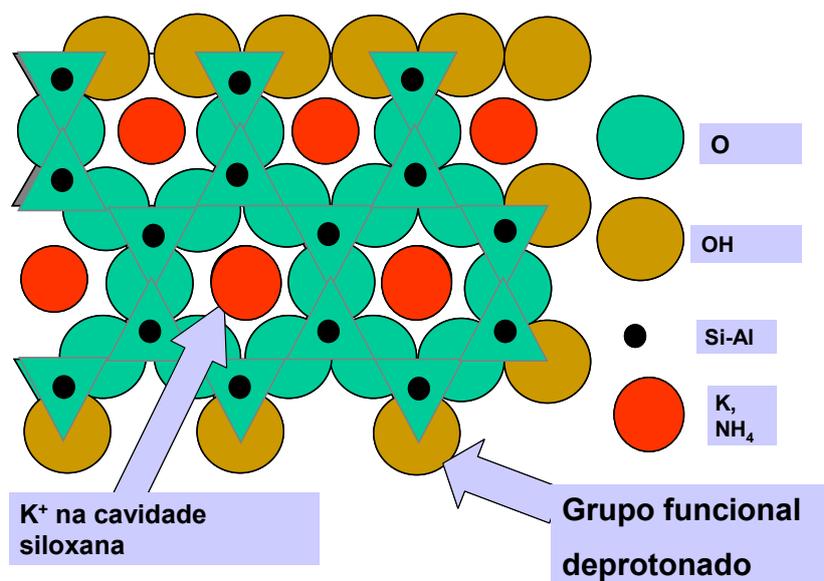


Figura 3.5. Lâmina tetraedral de uma argila vista de cima, mostrando íons de potássio na cavidade siloxana.

Os outros grupos funcionais são todos formados pela exposição superficial dos colóides no meio aquoso. No caso dos argilominerais, os átomos das bordas quebradas das lâminas apresentam um desequilíbrio no número de coordenação do cátion (Si e Al) e no número de prótons ligados ao ânion coordenador (O), gerando os dois principais tipos de grupos funcionais, o *silanol* (Si-O e Si₂-O) e *aluminol* (Al-O e Al₂-O). O mesmo princípio é aplicado aos óxidos, cujos oxigênios ligados aos cátions (Fe, Al, Mn e Ti), expostos superficialmente, são considerados grupos funcionais.

A reatividade desses grupos funcionais depende da relação entre a valência do cátion e o número de coordenação (Valência de Pauling²⁴), do número de metal que o oxigênio está ligado (mono, di e tricoordenado), e do plano de exposição do grupo funcional no mineral.

Didaticamente, na Tabela 3.2 são apresentadas as valências de Pauling e a carga residual do oxigênio dos principais grupos funcionais. Observa-se, por exemplo, que a valência de Pauling é 1,0 para o Si; 0,66 para o Mn e Ti e 0,5 para o Al e Fe, resultando que o oxigênio é ligado mais energeticamente ao Si do que ao Fe e Al. Conseqüentemente, a energia de ligação do hidrogênio no grupo silanol é mais fraca, facilitando a dissociação, gerando carga negativa. Contrariamente, nos outros grupos funcionais, o oxigênio é fracamente ligado ao metal,

²⁴ Linus Carl Pauling (28 de Fevereiro de 1901, Portland em Oregon nos Estados Unidos - 19 de Agosto de 1994; Big Sur, Califórnia) foi um químico norte-americano. Linus Pauling é a única personalidade a ter conquistado dois prêmios Nobel sozinho (Marie Curie também ganhou dois, mas um deles foi partilhado). Ganhou o prêmio de Química em 1954, "por sua pesquisa sobre a natureza da ligação química e sua aplicação à elucidação da estrutura das substâncias complexas", e o Nobel da Paz em 1962, por tentar proibir o uso das armas nucleares. Quando ganhou o prêmio Nobel de Química, era pesquisador no Instituto de Tecnologia da Califórnia, em Pasadena. Inventou o diagrama que leva o seu nome, responsável por mostrar a distribuição eletrônica nos diferentes níveis e subníveis dos átomos. (http://pt.wikipedia.org/wiki/Linus_Pauling)

aumentando a energia da ligação com o hidrogênio e, por consequência, se tornando mais fácil o deslocamento de todo o grupo funcional (OH ou OH₂⁺) por um outro ânion, ligando-se diretamente ao metal da superfície do mineral. As constantes de dissociação dos prótons são sempre inferiores para o grupo funcional silanol (Si-O) (pK₁ < 2 et pK₂ 6-7), seguida do Mn-O (pK₁ < 3-4 et pK₂ 7-9) e finalmente o Fe-O et Al-O (pK₁ 5-7 et pK₂ 8-10), e isso justifica os valores do ponto de carga zero (pcz) dos principais minerais portadores desses grupos funcionais. Assim, o pcz do quartzo (Si-O) e da birnesita (Mn-O) é menor do que 2 ; o da caulinita (Si-O + Al-O) é de aproximadamente 4,5 ; o da goethita (Fe-O) é mais ou menos 6,0 e o do corondon (Al-O) é de 9,0. Além das diferentes constantes de dissociação, o oxigênio de todos os grupos funcionais pode estar ligado a um [Fe-OH(H)] – monocoordenado, dois [Fe₂OH(H)] – bicoordenado ou três metais [Fe₃O(H)] – tricoordenado. Geralmente no pcz do mineral, os grupos funcionais monocoordenados estão protonados, e nos tricoordenados estão deprotonados, pois os oxigênios estão mais estabilizados quimicamente.

Os principais grupos funcionais da matéria orgânica (veja Figura 3.3) são os carboxílicos (R-COOH) e fenólicos (Anel-OH), mas também existem os carbonílicos (R-C=O), alcoólicos (R-CH₂-OH), amínicos (R-NH₂), amídicos (R-CO-NH₂), aldeídicos (R-COH), cetônicos (R-CO-R), ésteres (R-COO-R) e tiós (R-SH). A quantidade de grupos funcionais carboxílicos é maior nos ácidos fúlvicos (5,2 a 11,2 mol kg⁻¹) do que nos ácidos húmicos (1,5 a 6,0 mol kg⁻¹).

Tabela 3.2. Grupos funcionais, valência de Pauling, carga sobre o oxigênio e carga residual.

Metal	Grupo Funcional	Valência Pauling	Carga sobre o Oxigênio	Carga residual		
				-O	-OH	-OH ₂
Si	Si-O	4/4 = 1,0	1,0	-1	0	+ 1
	Si ₂ -O		2,0	0	+ 1	+ 2
Mn e Ti	Mn-O et Ti-O	4/6 = 0,66	0,66	- 1,33	- 0,33	+ 0,66
	Mn ₂ -O et Ti ₂ -O		1,33	- 0,66	+ ,33	+ 1,33
	Mn ₃ -O et Ti ₃ -O		2,00	0	+ 1	+ 2
Al e Fé	Al-O et Fe-O	3/6 = 0,5	0,5	- 1,5	- 0,5	+ 0,5
	Al ₂ -O et Fe ₂ -O		1,0	- 1	0	+ 1
	Al ₃ -O et Fe ₃ -O		1,5	- 0,5	+ 0,5	+ 1,5

3.1.4 – Cargas elétricas

Em geral as partículas coloidais expõem seus grupos funcionais ao meio líquido polar (água do solo) e podem expressar o desbalanço eletrônico na forma de cargas elétricas. As cargas elétricas dos colóides podem ser negativas ou positivas. As cargas negativas existentes no solo podem ser classificadas em cargas permanentes e cargas dependentes do pH.

As cargas elétricas permanentes somente são significativas em argilominerais 2:1 (montmorilonita, vermiculita e illita, entre outros). Nós consideramos cargas elétricas permanentes porque elas são originárias da imperfeição durante a formação e se localizam no interior da rede cristalina do mineral (Figura 3.7). Na lâmina tetraédrica, alguns átomos de Si^{+4} são substituídos por átomos de Al^{+3} . O mesmo fenômeno ocorre na lâmina octaédrica, cuja substituição isomórfica mais comum é a do Al^{+3} pelo Mg^{+2} . A menor valência do Al e Mg em relação ao Si e Al, respectivamente, dão origem ao déficit de cargas positivas, que se traduz no maior número de cargas negativas na partícula, que se distribuem em todos os átomos de oxigênio vizinhos. Este tipo de carga é mais comum nas argilas 2:1 expansivas.

As cargas negativas dependentes de pH encontram-se nas bordas dos argilominerálias (grupos funcionais silanol e aluminol), na superfície dos óxidos e da matéria orgânica (Figura 3.8). Elas ocorrem em maior quantidade em solos tropicais, solos estes que, em sua maioria, possuem argilas do tipo 1:1 e óxidos de Fe e Al no sistema coloidal. Nesses solos, como a quantidade de cargas permanentes é muito baixa, a matéria orgânica passa a ser a fonte principal de cargas negativas, especialmente quando o solo for ácido ($\text{pH} < 5,5$) (Figura 3.8). O aumento destas cargas com o pH tem grande importância prática em termos de acidez potencial, disponibilidade de nutrientes e elementos tóxicos e nos fenômenos de dispersão e floculação do solo (Figura 3.9).

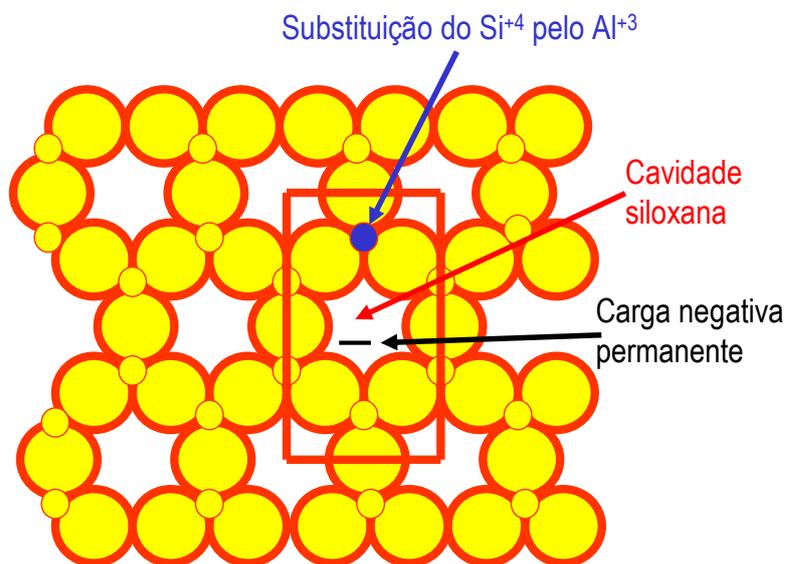


Figura 3.7. Representação da substituição isomórfica na estrutura dos argilominerais.

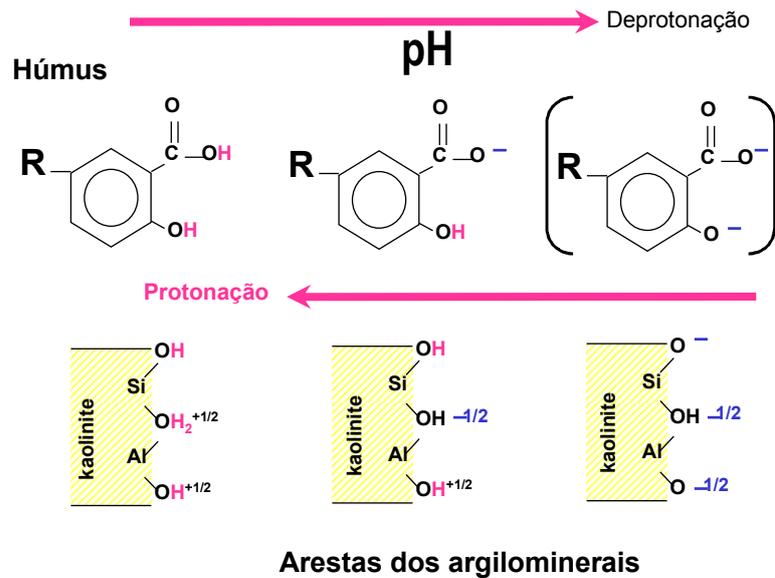


Figura 3.8. Origem das cargas elétricas negativas dependentes do pH no húmus e nos argilominerais.

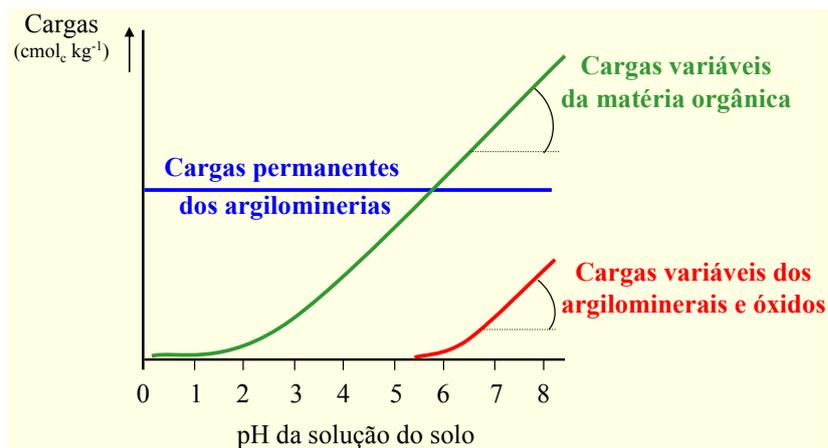


Figura 3.9. Relação entre o pH da solução do solo e a variação nas cargas negativas (permanentes e dependentes do pH).

3.1.5 – Retenção de íons

Parte dos elementos químicos presentes no material de origem são mantidos no solo. Logicamente que o solo, por ser um sistema aberto, é o caminho intermediário entre o material de origem e os ambientes aquáticos e a atmosfera. Os elementos químicos são mantidos no solo por diferentes mecanismos:

- a) fazendo parte da estrutura dos minerais (O, Si, Al e Fe, principalmente);
- b) fazendo parte da estrutura da matéria orgânica (C, O, N, S, H, B e P, principalmente)

ou

- c) retidos na forma de íons pelo sistema coloidal do solo (argilominerais, óxidos e matéria orgânica).

A retenção de íons (cátions e ânions) no solo se dá graças a presença dos grupos funcionais e suas cargas elétricas. Didaticamente, nós dividimos a retenção de íons em adsorção de cátions e adsorção de ânions.

3.1.5.1 – Adsorção de cátions

Os cátions podem ser adsorvidos por dois mecanismos:

a) adsorção específica por meio de ligações químicas de alta energia. Esse mecanismo é bastante complexo e será tratado com mais detalhes na Disciplina de Fertilidade do Solo. É o mecanismo presente na retenção de cobre, zinco e grande parte do alumínio e parte do potássio quando em presença de argilominerais 2:1.

b) adsorção não específica ou adsorção física. Os cátions permanecem hidratados e são atraídos pelas cargas negativas dos colóides do solo. A grande maioria do Na^+ , K^+ , Ca^{+2} e Mg^{+2} disponíveis às plantas são adsorvidos fisicamente. Por isso, eles podem ser trocados por outros cátions e o fenômeno é tratado como adsorção e troca de cátions e a quantidade de cátions que um solo pode reter é chamada de capacidade de troca de cátions.

Inicialmente, eu gostaria que vocês refletissem um pouco sobre as três afirmativas seguintes:

- a) A propriedade troca de cátions é considerada quase tão importante para os ecossistemas quanto a fotossíntese!
- b) Sem a propriedade de troca de cátions os ecossistemas terrestres provavelmente não existiriam!
- c) Todo profissional de ciências agrárias e ambientais deve entender como ela funciona, para evitar alguns desastres!

As propriedades de adsorção e troca de íons do solo resultam basicamente da interação entre a fase líquida e a fase sólida coloidal do solo. Denomina-se adsorção e troca de íons ao processo reversível pelo quais os íons da solução do solo são adsorvidos pelas partículas coloidais, deslocando outros previamente adsorvidos e de carga elétrica de mesmo sinal. O fenômeno de adsorção é, sem dúvida, o evento físico-químico de maior importância no solo. Graças à adsorção os nutrientes podem permanecer no solo em forma disponível às plantas; mas,

ao mesmo tempo, essa retenção é suficientemente forte para impedir de serem carregados pelas águas que se infiltram no solo. As cargas elétricas apresentadas pelos colóides do solo são responsáveis pela adsorção de íons. Normalmente predominam as cargas negativas nos colóides do solo.

Os cátions da fase líquida (solução do solo) estão em equilíbrio com os cátions adsorvidos aos colóides. A retirada dos cátions da fase líquida provocará uma reposição a partir da liberação de cátions adsorvidos, tendendo a se refazer o equilíbrio. Os cátions da solução existem em quantidades bem menores do que àqueles adsorvidos na fase sólida (Tabela 3.2).

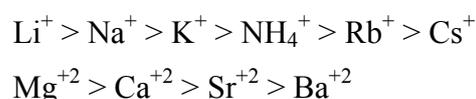
Tabela 3.2 Cátions trocáveis e na solução em dois solos com diferentes tipos de argila. (Disciplina de Química do Solo – UFSM, Morelli, 1981).

Solo	cátion	cátion trocável	cátion na solução	% na solução
			cmol _c kg ⁻¹	
Escobar (Vertissolo)	Ca ⁺²	37,74	0,082	0,21
	Mg ⁺²	5,81	0,028	0,48
Solo jovem	K ⁺	0,18	0,005	2,77
	Na ⁺	0,18	0,036	20,00
Passo Fundo (Latossolo)	Ca ⁺²	3,27	0,060	1,89
	Mg ⁺²	1,83	0,050	3,29
Solo velho	K ⁺	0,15	0,010	6,66
	Na ⁺	0,05	0,008	16,00

Os diversos fatores que influem na adsorção e troca e íons serão relatados brevemente, visando uma maior compreensão do fenômeno de adsorção e troca.

a) valência do cátion: quanto maior a valência, mais fortemente adsorvido será o cátion. O H⁺ é fortemente adsorvido, comportando-se como se fosse um cátion polivalente.

b) hidratação do íon: quanto maior o grau de hidratação, menos fortemente o cátion será adsorvido. A seguir, apresenta-se a seqüência de hidratação de cátions mono e divalentes, onde se diminuindo a hidratação aumenta-se a força de adsorção. Assim, o céσιο e o bário são os cátions mais fortemente adsorvidos, comparados aos demais cátions mono e divalentes, respectivamente.



c) concentração da solução do solo: a concentração de um cátion na solução do solo provocará uma maior adsorção do mesmo, deslocando os demais cátions adsorvidos que estejam

em menor concentração. Este fator é muito usado na realização de análises químicas de solo (análise da CTC, bases trocáveis e alumínio trocável).

d) tamanho do cátion: quanto maior o cátion, mais fortemente o mesmo será adsorvido.

e) seletividade do colóide: certos colóides evidenciam maior preferência para a adsorção de certos cátions, conforme apresentando abaixo:

Ilita: $Al > K > Ca > Mg > Na$

Caulinita: $Ca > Mg > K > Al > Na$

Montmorilonita: $Ca > Mg > H > K > Na$

Matéria Orgânica: $Mn > Ba > Ca > Mg > NH_4 > K > Na$

f) cátion complementar: a substituição de um determinado cátion adsorvido (x) por um outro (y) depende também da quantidade de outros que estejam adsorvidos ou em solução. A discussão desse item foge ao objetivo da disciplina.

Os fatores relatados explicam porque existem mais Ca e Mg que K e Na nos dados apresentados anteriormente para os solos Escobar e Passo Fundo. Explicam também porque as porcentagens na solução do solo são menores para o Ca e Mg que para o K e Na. O fato de o solo Passo Fundo ter maior porcentagem de Ca e Mg na solução do solo, em comparação com o Escobar, demonstra a menor seletividade do sistema coloidal daquele solo (óxidos e caulinita) por estes cátions em relação ao sistema coloidal do solo Escobar (montmorilonita).

A capacidade de troca de cátions (CTC) representa a medida do poder de adsorção e troca de cátions do solo. A CTC é a quantidade de cátions que um solo é capaz de reter por unidade de peso. Constitui-se numa propriedade fundamental para a caracterização do solo e avaliação de sua potencialidade agrícola.

A CTC varia com o pH do solo em decorrência da existência de cargas negativas dependentes do pH. A CTC determinada ao pH do solo é denominada CTC *efetiva* ou *real*. A CTC determinada com uma solução tamponada a pH 7,0 (maior que o pH do solo) é denominada CTC *potencial*. Portanto, em solos ácidos (a maioria o são), a CTC efetiva é inferior à CTC potencial.

A determinação CTC é feita saturando-se o solo com um determinado cátion (ex.: NH_4^+ usando o CH_2COONH_4 a pH 7,0). A seguir, lava-se o excesso deste cátion com um líquido de baixa polaridade (álcool isopropílico ou etílico); desloca-se o cátion adsorvido (NH_4^+) COM OUTRO (ex.: Na^+ usando NaCl) e determina-se o cátion deslocado, obtendo-se assim a medida da CTC. A CTC pode ser estimada através do valor T, que representa a soma dos seguintes cátions trocáveis (adsorvidos): Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+2} , Na^+ , Al^{+3} e H^+ . Existem outros cátions trocáveis no solo, tais como: NH_4^+ , Mn^{+2} , Cu^{+2} , Zn^{+2} , Fe^{+2} , etc., mas se considera que o teor dos mesmos é pequeno; para propósitos práticos o valor T é aceitável, obtendo-se por soma de cátions

normalmente determináveis. Do ponto de vista técnico é discutível qual a determinação mais indicada (valor T ou CTC conforme explicado anteriormente), em análises de levantamento de solos, sendo que em trabalhos feitos no Brasil é normalmente usado o valor T. Cada tipo de argilomineral e a matéria orgânica do solo (húmus) possuem um valor de CTC mais ou menos definido, como pode ser vista na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 Área superficial específica e capacidade de troca de cátions aproximada para alguns colóides do solo.

Componente	ASE	CTC
	$\text{m}^2 \text{g}^{-1}$	$\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$
Montmorilonita	600 – 800	80 – 150
Vermiculita	500 – 800	100 – 150
Ilita	40 – 150	10 – 40
Caulinita	7 – 30	0 – 1
Óxidos	60 – 200	2 – 4
Matéria orgânica	800 – 900	200 – 300

3.1.5.2 – Adsorção de ânions

Os ânions podem ser adsorvidos por dois mecanismos:

b) adsorção não específica ou adsorção física. Os ânions permanecem hidratados e são atraídos pelas cargas positivas dos colóides do solo. A quantidade de cargas positivas é muito pequena nos solos velhos, e praticamente ausentes nos solos jovens. Os ânions NO_3^- e Cl^- possuem muito baixo residual de carga e por isso são muito fracamente adsorvidos pelas cargas negativas. Como consequência, eles não permanecem no solo. Eles migram para o lençol freático e em seguida para os rios e mar.

a) adsorção específica por meio de ligações químicas de alta energia. Esse mecanismo é bastante complexo e será tratado com mais detalhes na Disciplina de Fertilidade do Solo. Os solos intemperizados (velhos) apresentam predominância de argilominerais do tipo 1:1 (caulinita) e óxidos, os quais apresentam grupos funcionais superficiais (R-OH), que podem ser trocados pelos ânions. Os ânions fosfato (H_2PO_4^-) e sulfato (SO_4^{2-}) possuem dois átomos de oxigênio muito reativo e por isso facilmente deslocam os grupos funcionais superficiais ligando-se diretamente ao metal dos octaedros (Al e Fe, principalmente) (Figura 3.11). A adsorção específica de ânions é muito severa e pode comprometer a disponibilidade às plantas em solos tropicais, especialmente, quando o pH foi baixo. Isso você verá com muito mais detalhes na disciplina de Fertilidade do Solo.

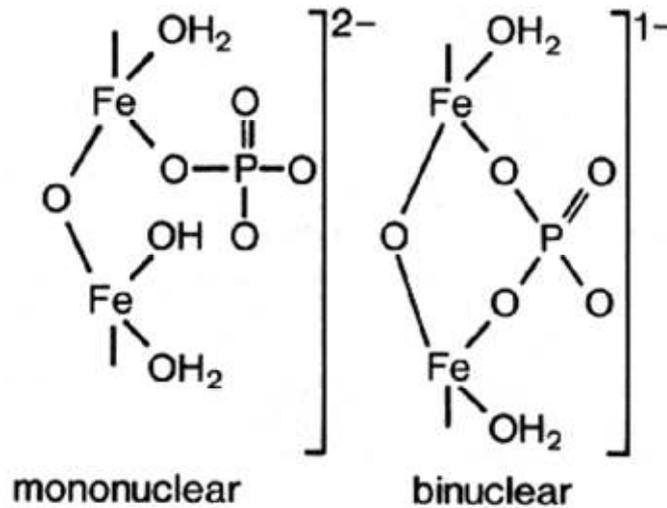


Figura 3.11. Adsorção específica de fosfato por um óxido de ferro

3.1.6 – Acidez do solo

Em primeiro lugar, nós consideraremos que a acidez do solo é fruto do intemperismo do material de origem e da evolução do solo. Essa acidez será vista em longo prazo (milhares ou milhões de anos). Em seguida, apresentaremos como o Homem interfere nos processos de acidificação do solo e, logicamente, na correção da acidez do solo.

O início da acidez do solo está na reação do gás carbônico com a água, ainda na atmosfera:



Esta reação mostra que água da chuva é ácida e aporta H^+ para o material de origem do solo (rochas). Se você moer uma rocha (basalto ou granito, por exemplo) e medir o pH da suspensão rocha – água, verá que o pH é maior do que 7,0 (básico) (Tabela 3.4).

Tabela 3.4. Atributos químicos de uma rocha basáltica e de um solo formado a partir de sua intemperização (Bohen, 2000).

Material	pH	Ca	Mg	K	Na	Al	Fe
		----- % -----					
Rocha moída	6,9	0,81	0,17	3,85	0,19	6,0	4,4
Latossolo	4,9	0,07	0,08	0,15	0,04	10,6	11,9

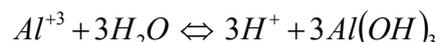
Imagine alguns milhões de anos chovendo sobre uma rocha (*água mole em pedra dura, bate bate até que fura!* – eis o ditado dos mais velhos e prudentes).

Logicamente que o intemperismo químico é acelerado pela ação física e biológica. Lentamente, os minerais primários presentes na rocha são destruídos e/ou transformados, liberando para a fase líquida, os elementos químicos que estavam presos no interior dos minerais. A destruição dos minerais é seletiva, destruindo primeiramente os mais frágeis quimicamente. É por isso que no solo tem muito pouco sódio e cloro, pois o NaCl é extremamente solúvel na água ácida da chuva. Esses dois íons já foram transferidos ao mar. À medida que o tempo passa e o solo vai se formando, acumula-se próton na solução do solo (vai baixando a acidez ativa ou pH). Também, vão aparecendo no solo os argilominerais jovens (2:1) e a matéria orgânica é introduzida via fotossíntese. Esses dois colóides são muito ricos em cargas negativas.

Você consegue imaginar o que está acontecendo no nosso solo em formação?

A rocha está sendo fragmentada, os minerais mais frágeis estão se decompondo, íons estão sendo liberados para a solução do solo, acumula-se próton e surgem as cargas negativas. Os ânions e cátions com baixa valência são migram no perfil e atingem os mananciais de água. Contrariamente, os cátions com alta valência são preferencialmente adsorvidos pelas cargas negativas. Lentamente o pH do solo vai baixando.

No momento em que o pH atinge pela primeira vez valores menores do que 5,5, já tem H^+ suficiente para explodir os octaedros de alumínio. A partir daí tudo muda no solo. Até então, o abaixamento do pH era lento e não tinha Al disponível à vida do solo. A partir do aparece do primeiro íon de Al^{+3} , a acidificação e destruição dos minerais primários do solo se aceleram e já começa haver problemas de toxidez de Al para a vida do solo não adaptada a esse elemento químico. O Al^{+3} , que é consequência da acidez ativa, passa a atuar também como fonte de acidez, devido a seguinte reação química:



A reação acima mostra que 1 cátion de Al^{+3} quebra 3 moléculas da água (rouba-se os OH) e libera para a solução do solo 3 prótons. Assim, os 3 prótons destruíram mais 3 octaedros de Al, liberando 3 cátions Al^{+3} e esses liberarão 9 prótons (3 x 3). Assim, a acidificação entra numa fase exponencial. Depois de alguns milhares ou milhões de anos, o solo se apresentará com pH muito baixo (no RS é aproximadamente 4,5), terá um acúmulo de Al^{+3} na CTC do solo muito elevado e

grande parte da matéria orgânica do solo está impregnada de alumínio. Parte do Al^{+3} liberado para a solução do solo é adsorvido pelas cargas negativas do solo; outra parte é complexado pela matéria orgânica do solo com alta energia de ligação; uma pequena parte é transferida aos mananciais de água e outra pequena parte é absorvida pelos organismos vivos embora não seja um elemento essencial.

Deste modo, todo solo será ácido um dia. A acidez do solo é um processo natural e irreversível.

Para que você possa entender melhor a acidez do solo, nós didaticamente a dividimos em acidez ativa e acidez potencial.

A acidez ativa é dividida aos íons H^+ da solução do solo. Como o próton é fortemente adsorvido aos grupos funcionais, especialmente por meio da adsorção química (ligação química forte), sua concentração na solução é muito baixa. A concentração de H^+ na solução do solo é medida em $mol L^{-1}$ e os valores são baixos como 10^{-4} , 10^{-5} , 10^{-6} , etc. Por isso, a acidez ativa é expressa numa escala logarítmica (pH). Então, o pH ou acidez ativa representa o logaritmo negativo ou o logaritmo inverso da atividade dos íons H^+ na solução do solo.

$$pH = -\log(H^+) = \log \frac{1}{(H^+)}$$

A atividade representa a concentração efetiva e para concentrações muito baixas de eletrólitos pode ser considerada igual à concentração. Considerando-se que a atividade dos íons H^+ seja igual à concentração, podemos mostrar a equivalência entre concentração e pH para os valores que mais frequentemente ocorrem no solo (Tabela 3.5).

Pode-se observar que, para cada unidade de diferença de pH, a concentração dos íons H^+ difere 10 vezes, daí porque uma pequena diferença de pH, especialmente na faixa de solos ácidos, pode ser bastante significativa. A escala de pH varia de zero a 14; o pH 7 é considerado neutro, os valores de $pH < 7$ são considerados ácidos e, os valores de $pH > 7$ são alcalinos. Nos solos a amplitude de pH varia de 3 a 9, embora os valores mais comuns ocorram na faixa intermediária.

Tabela 3.5. Relação entre a concentração de próton e a escala de pH

Concentrações de H^+ , $mol L^{-1}$ ou $g L^{-1}$	pH
---	----

0,0001 ou 10^{-4}	4,0
0,00001 ou 10^{-5}	5,0
0,000001 ou 10^{-6}	6,0
0,0000001 ou 10^{-7}	7,0
0,00000001 ou 10^{-8}	8,0

A determinação do pH do solo é feita, comumente, em água usando uma relação solo:água de 1:1 ou 1:2,5, mede-se o pH na suspensão através da imersão de um eletrodo de vidro ligando a um potenciômetro (esse conjunto constitui o pHmetro). O pH também pode ser medido em soluções salinas (KCl e CaCl_2).

A acidez potencial é aquela que está adsorvida na fase sólida, que não causa danos diretos aos seres vivos. É a reserva de acidez. Sempre que há consumo de próton na solução do solo, ela o repõe rapidamente e por isso é chamada de potencial.

Quais são as fontes de acidez potencial? Você se lembra dos grupos funcionais e a criação de cargas elétricas?

Os grupos funcionais superficiais dos argilominerais, dos óxidos e, principalmente da matéria orgânica são a primeira fonte de acidez potencial. Há um grande reservatório de hidrogênio (H^0) que está ligado quimicamente. Os grupos funcionais podem reter o elétron do H^0 e liberarem apenas o próton (H^+) para a solução. Por isso, os grupos funcionais são considerados fontes de acidez potencial (veja novamente as Figura 3.7 e 3.9). Você constatará que o húmus e os argilominerais liberam H^+ e se tornam negativo. Esse próton indo para a solução do solo fará parte da acidez ativa.

A segunda fonte de acidez potencial é Al^{+3} adsorvido pelas cargas negativa do solo (Al^{+3} trocável presente na CTC do solo). Como visto anteriormente, o Al^{+3} trocável pode e vem para a solução do solo. Na solução do solo ele reage imediatamente com a água e libera próton, roubando da água o grupamento OH^- para se precipitar. Assim, ele é considerado parte da acidez potencial. Em alguns textos o Al^{+3} é chamado de acidez trocável e o H^0 dos grupos funcionais, de acidez não trocável. Portanto, a acidez potencial é o somatório do $\text{H}^0 + \text{Al}^{+3}$.

Você verá na disciplina de Fertilidade do Solo que a acidez potencial será usada para a quantificação da dose de calcário a ser adicionada ao solo para aumentar a produtividade das culturas.

O Al^{+3} ou acidez trocável é extraído do solo por uma solução de sal neutro (KCl) e titulado com solução de NaOH. A determinação do H^0 ou acidez não trocável é mais difícil e necessita-se de uma solução tampão com pH pré-determinado. O pesquisador deverá pré-estabelecer um valor de pH, pois se mudando os valores de pH da solução tampão, mudar-se-ão os valores da acidez não trocável. Na prática, a acidez potencial é determinada integralmente, (acidez de troca + acidez não trocável). A acidez potencial real (aquela real do solo) somente pode ser determinada por meio de incubação de amostras de solo com um corretivo de acidez (calcário ou carbonato de cálcio puro, por exemplo). Esse método é muito demorado e caro e é usado para calibrar os métodos laboratoriais de estimativa da acidez potencial. O método mais corriqueiramente usado no laboratório para estimar a acidez potencial é o extrator acetato de cálcio a pH 7,0. A acidez potencial pode ser estimada, também, pelo método SMP. Trata-se de uma solução tamponada a pH 7,5 e que funciona muito bem para amostras de solo do horizonte A (que contenha matéria orgânica). Por isso, o método SMP é o método oficial adotado nos estados do RS e SC para a determinação da acidez potencial e, conseqüentemente, da necessidade de calcário.

Relembrando, ao se neutralizar os H^+ (acidez ativa) da solução do solo, H^+ oriundos dos grupos funcionais ou da reação do Al^{+3} trocável (acidez potencial = $\text{H}^0 + \text{Al}^{+3}$) passam para a solução, restaurando a acidez ativa. Essa tendência de resistir à mudança do seu pH constitui o Poder Tampão do Solo. O poder tampão será tanto maior quanto mais elevado for o teor de matéria orgânica, argilominerais e óxidos (muitos grupos funcionais) e de Al trocável. Solos arenosos e/ou pobres em matéria orgânica têm, portanto, baixo poder tampão. Desta forma, verifica-se que para diminuir a acidez de um solo não basta eliminar os íons H^+ da solução do solo; é necessário adicionar uma quantidade de corretivos suficiente para consumir a acidez potencial e alcançar a elevação do pH a um nível desejado. Portanto, o valor pH (acidez ativa) é apenas uma estimativa da acidez do solo, sendo necessário também conhecer a acidez potencial para a adoção de medidas mais adequadas à sua correção.

A acidez do solo afeta significativamente as características químicas, físicas e biológicas do solo e a nutrição das plantas. A concentração de íons de H^+ presente na solução dos solos tropicais naturais (sem interferência humana) é alta, cujos valores de pH situam-se na faixa de pH 4,0 a 5,0 (Tabela 3.6). A presença de H^+ não constitui transtorno para as plantas. Entretanto, em valores de pH inferior a 5,5, aparecerá o Al trocável, o qual causará sérios danos as plantas cultivadas não adaptadas a solos ácidos (soja, milho, cevada, fumo, citrus, etc).

Tabela 3.6. Dados de análises de alguns solos do Rio grande do Sul, compilados do levantamento de Reconhecimento de solos do Estado (BRASIL, 1973).

Tipo de solo	Camada	S	Al+H	T	V	pH
	Cm	cmol _c kg ⁻¹			%	
Vacaria	0 – 11	2,8	14,2	17,0	16	4,7
Erexim	0 – 15	0,6	14,0	14,6	4	4,5
Bom Jesus	0 -17	3,0	17,0	20,0	15	4,6
Passo Fundo	0 -13	1,8	4,6	5,6	24	5,2
Cruz Alta	0 – 30	1,7	8,8	10,5	16	4,8
São Pedro	0 – 25	1,8	3,6	5,4	33	5,0
Tupanciretã	0 – 25	1,0	2,7	3,7	27	5,0

Nas laudas de resultados de análises de solo para fins de recomendação de adubação e calagem e para fins de classificação do solo aparecem alguns parâmetros calculados a partir das análises químicas. São elas: CTC efetiva, CTC pH 7,0, saturação de alumínio, soma de bases e saturação por bases.

A soma de bases (S) é calculada pela expressão, cujos teores de Ca e Mg são expressos em cmol_c kg⁻¹ e os de K e Na em mg kg⁻¹ :

$$S = Ca^{+2} + Mg^{+2} + Al^{+3} + \left(\frac{K^+}{390} \right) + \left(\frac{Na^+}{230} \right)$$

A CTC efetiva é somatório de S com o Al⁺³ trocável e, expresso em cmol_c kg⁻¹.

$$CTC_{efetiva} = S + Al^{+3}$$

A CTC a pH 7,0 é o somatório de S com a acidez potencial (H^o+Al⁺³) e, expresso em cmol_c kg⁻¹.

$$CTC_{pH7,0} = S + (H^o + Al^{+3})$$

A saturação por Al é a relação entre o teor absoluto de Al⁺³ trocável e a CTC efetiva e é expressa em porcentagem:

$$Al\% = \left(\frac{Al^{+3}}{CTC_{efetiva}} \right) \times 100$$

A saturação por bases (V) é a relação entre a soma de bases (S) e a CTC a pH 7,0 e é expressa em porcentagem:

$$V\% = \left(\frac{S}{CTC_{pH7,0}} \right) \times 100$$

Tabela 3.7. Interpretação dos valores de pH, soma por bases (S), CTC a pH 7,0, saturação por Al e saturação por bases (V) e em solos.

Classe	pH em água	S	CTC 7,0	Al	V
		cmol _c kg ⁻¹		%	%
Muito baixo	≤ 5,0	≤ 2,0	≤ 5,0	≤ 1	≤ 45
Baixo	5,1 – 5,4	2 – 4	5,1 – 15,0	1 – 10	45 – 64
Médio	5,5 – 6,0	4 – 6	> 15,0	10 – 20	65 – 80
Alto	> 6,0	> 6		> 20	< 80

Um solo é considerado como ‘distrófico’, quando a saturação de bases for menor que 50%, e ‘eutrófico’, quando for maior ou igual a 50%.

Também, é possível estimar o tipo de argilomineral presente no solo a partir dos dados de análise da CTC a pH 7,0, do teor de argila do solo e da percentagem de matéria orgânica. Para tal, somente é necessário saber resolver regras de três simples, como visto abaixo.

Considerando um solo que apresente CTC a pH 7,0 = 12,07 cmol_c kg⁻¹, matéria orgânica = 2,3 % e argila = 23 %. Assumindo-se que a CTC média da matéria orgânica é 250 cmol_c kg⁻¹, calculam-se quanto os 2,3 g contribui para a CTC do solo:

1000 g de matéria orgânica → 250 cmol_c

2,3 g de matéria orgânica → x cmol_c

x = 5,75 cmol_c

Subtraindo-se esse valor da CTC total do solo, tem-se a CTC devido aos argilominerais (12,07 - 5,75 = 6,32 cmol_c). Assim:

23 g de argilomineral → 6,32 cmol_c de CTC

100 g de argilomineral → x

x = 23,13 cmol_c kg⁻¹

Essa quantidade de carga negativa a pH 7,0 é característica da ilita (argilomineral 2:1 não expansivo).

3.1.7 – Floculação e dispersão de colóides

Entre as partículas de uma dispersão coloidal existem dois tipos fundamentais de forças:

- as forças de atração (Van der Waals), que ocorrem quando as partículas estão muito próximas. A atração é resultante da orientação de dipolos ou da coordenação do movimento de elétrons entre as partículas;
- as forças de repulsão, que são consequência da repulsão das cargas elétricas de mesmo sinal.

Quando, em uma dispersão coloidal em meio líquido predominam as forças de atração, ocorre a floculação ou coagulação e as partículas agrupam-se formando pequenos flocos que

decantam até o fundo do recipiente. Quando predominam as forças de repulsão, a dispersão tende a se estabilizar, não ocorrendo a aproximação entre as partículas, temos a dispersão ou floculação (Figura 3.12).

A floculação dos colóides de solo é um fenômeno muito importante, tanto sobre o aspecto pedogenético, pedoturbação, formação da estrutura, a própria diferenciação dos horizontes, tem relação com a floculação e defloculação dos colóides do solo.

Dois aspectos devem ser considerados para se entender a floculação:

a) neutralização das cargas negativas (em geral são as que predominam no solo) por um cátion, permitindo a aproximação das partículas e a conseqüente floculação - neste caso o H^+ e os cátions polivalentes, como o Al^{+3} , Ca^{+2} e Mg^{+2} , são mais efetivos;

b) em solos topicais com predominância de óxidos de Fe e Al e de caulinita no sistema coloidal, o pH é um fator importante a ser considerado, visto que as cargas negativas e positivas são dependentes do pH. Desta forma o aumento do pH deverá aumentar as cargas negativas, provocando uma maior repulsão entre as partículas e dificultando a floculação ou provocando a defloculação, quando então a argila poderá se mobilizar, migrando para o interior do perfil ou sendo arrastada pelo escoamento superficial da água (erosão).

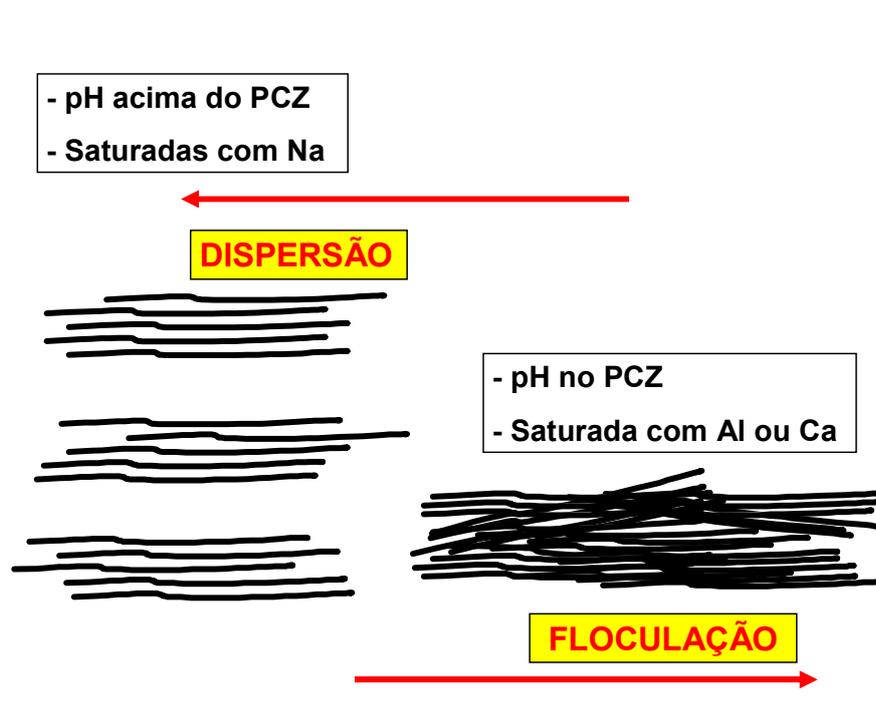


Figura 3.12 Representação esquemática do processo de dispersão e flocução de um sistema coloidal.

3.2 – Fluxo de nutrientes

Leandro Souza da Silva - UFSM

Danilo Rheinheimer dos Santos - UFSM

Um solo para ser considerado fértil deve ter a capacidade de suprir as plantas, em quantidade e proporção adequada, a água e os nutrientes que são essenciais para o seu crescimento e desenvolvimento pleno. Nessas condições, há maior produtividade de grãos, fibras e/ou frutos das culturas comerciais cultivadas com a finalidade de suprir as necessidades humanas. Entretanto, a planta obtém os nutrientes essenciais minerais a partir do processo de absorção dos elementos que estão em formas químicas solúveis, movimentando-se no perfil do solo e penetrando nas raízes juntamente com a água do solo (solução do solo) (Figura 1). Considerando que somente uma parte da quantidade total dos elementos presentes no solo encontra-se solúvel na solução do solo, à medida que as plantas vão absorvendo os nutrientes, as suas concentrações na solução do solo vão diminuindo e uma nova quantidade dos elementos se desprende dos colóides do solo e repõe a concentração na solução. Assim, a disponibilidade de nutrientes é um processo dinâmico no solo, dependendo da composição do solo (fases sólida, líquida e gasosa), dos processos microbiológicos de mineralização-imobilização-solubilização e das reações de equilíbrio entre essas fases. É, portanto, a fase sólida do solo a grande reguladora do fornecimento dos nutrientes às plantas, através de processos químicos, físico-químicos e biológicos.

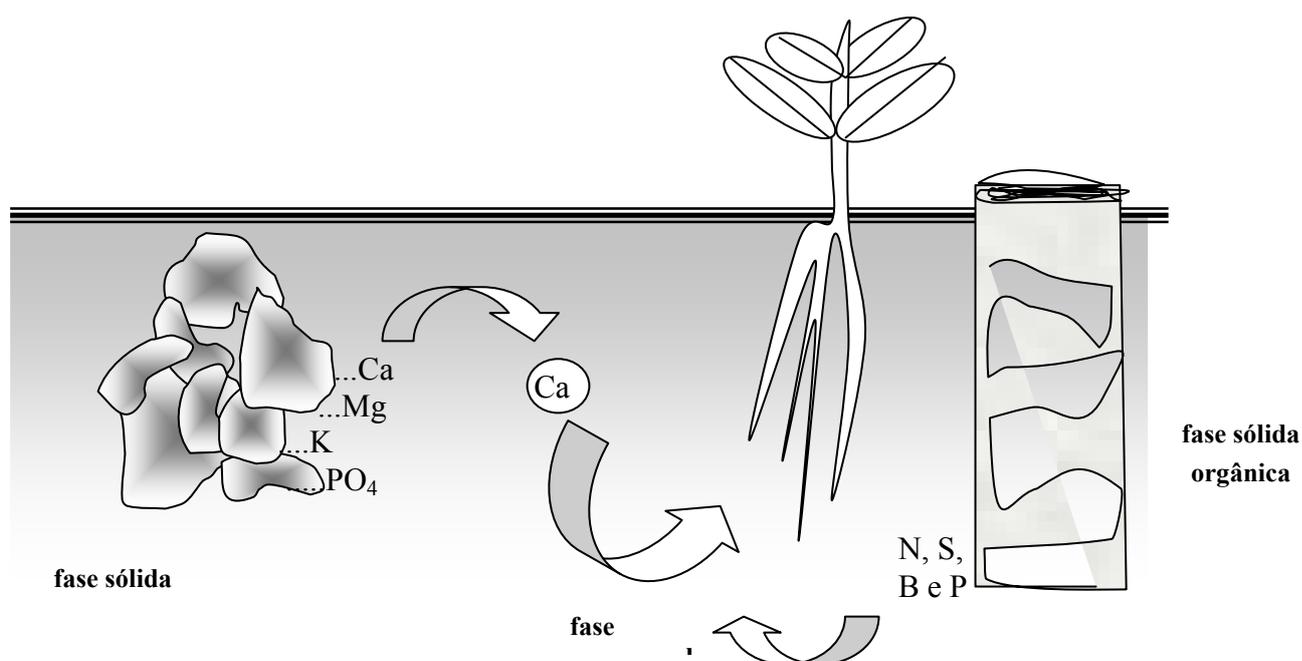


Figura 1 – Fase sólida do solo como tamponante da fase líquida, de onde os nutrientes são absorvidos pelas plantas.

Nesse contexto, é importante compreender as propriedades químicas que um solo possui, pois estas propriedades é que vão determinar a capacidades deste solo em reter a maioria dos nutrientes, disponibilizá-los às raízes e controlar a disponibilidade de elementos tóxicos às plantas. De posse dessas informações, é possível manejar adequadamente e de modo mais eficiente os corretivos e fertilizantes. Assim, é possível suprir a falta daqueles nutrientes que o solo não é capaz de fornecer em quantidade suficiente e eliminar os elementos que causam danos ao desenvolvimento das plantas através da adubação e da calagem.

Um aspecto fundamentalmente importante a ser considerado é que não adianta o solo conter todos os nutrientes necessários às plantas para ser considerado fértil, se não houver disponibilidade de água suficiente no solo para que eles se movimentem em direção às raízes e garanta os processos metabólicos das plantas; se houver presença de impedimentos físicos ao crescimento radicular, dificultando o desenvolvimento adequado das plantas; ou ainda restrições a atividade biológica, fundamentais para a ocorrência de diversas transformações que sofrem os nutrientes no solo. A ocorrência de algum desses exemplos limita e, portanto, prejudica a exploração do potencial produtivo das culturas. Dessa forma, o conceito de fertilidade do solo é mais amplo do que as suas propriedades químicas. Os demais fatores relevantes serão abordados nos módulos de propriedades físicas e biológicas do solo e também deverão ser interpretados para o adequado manejo do solo.

As principais propriedades químicas do solo abordadas nesta unidade, com reflexos diretos sobre o crescimento e desenvolvimento das plantas, são a retenção de nutrientes, a acidez e a disponibilidade dos nutrientes no solo.

Retenção dos nutrientes

Alguns componentes do solo, quando seus tamanhos são extremamente pequenos ($< 2 \mu\text{m}$), como os argilominerais e porções da matéria orgânica do solo, são capazes de reter em suas superfícies os elementos químicos que estão presentes na solução do solo. Essa retenção é denominada de adsorção e é regulada fundamentalmente por fenômenos químicos e físico-químicos, os quais permitem que os elementos retornem à solução do solo em função de alterações nas condições do meio; porém em quantidades e taxas que dependem de cada componente, dos elementos envolvidos e da intensidade das alterações do meio. Graças a essa característica, os solos são capazes de “armazenar” temporariamente os nutrientes e “liberá-los” para serem absorvidos pelas plantas, afetando sobremaneira o potencial produtivo do solo. Dessa forma, serão abordados alguns aspectos desses fenômenos de adsorção, que auxiliarão no entendimento da dinâmica dos nutrientes e como a fertilidade do solo pode ser influenciada.

Existem 2 tipos principais de adsorção: a adsorção específica e a adsorção não-específica. A especificidade neste caso está mais relacionada com a maneira com que ocorre a ligação entre a superfície do mineral ou da matéria orgânica e o elemento químico. Quanto mais forte for a ligação, há maior energia envolvida e mais difícil é a liberação do elemento de volta para a solução do solo. Neste caso, a partir de um determinado nível de energia, ocorre uma interação direta entre os átomos que compõem a estrutura da partícula sólida e o elemento, para o qual se diz que a ligação é do tipo específica. No caso de ligações mais fracas, os elementos não interagem diretamente com a superfície (há moléculas de água entre eles) e os diferentes elementos podem se alternar na ligação, pelo qual se diz que a ligação é não específica.

Entre os nutrientes essenciais, a ligação do tipo específica ocorre principalmente entre o fósforo e os óxidos do solo. Isso explica porque a quantidade de fósforo total existente no solo é grande e apenas uma pequena parte encontra-se disponível às culturas. Também está relacionada com o fato que os solos argilosos (normalmente com maior quantidade de óxidos) têm maior capacidade de retenção de fósforo e há necessidade de aplicação frequente deste elemento para sustentar a capacidade produtiva dos solos agrícolas. Outros nutrientes com adsorção específica são os micronutrientes, tais como o molibdênio, boro, ferro, manganês, zinco e cobre. Entretanto, esses nutrientes são absorvidos em pequenas quantidades pelas plantas, o que determina que não há maiores necessidades de aplicação de fertilizantes contendo esses elementos, exceto casos específicos como culturas exigentes em um determinado nutriente ou solos muito intemperizados.

Os demais nutrientes, tais como potássio, nitrogênio mineral (nitrato e amônio), enxofre (sulfato), cálcio, magnésio e cloro, são adsorvidos às superfícies dos minerais e matéria orgânica por ligações não-específicas. Essas ligações são oriundas das diferenças de cargas elétricas entre as partículas e os elementos em suas formas iônicas. Em outras palavras, as superfícies dos minerais e da matéria orgânica apresentam predomínio de cargas elétricas negativas em suas superfícies e essas cargas são neutralizadas por cargas elétricas opostas (positivas) dos elementos que estão na solução do solo (cátions). Assim, quanto maior a quantidade de cargas elétricas negativas um solo possui, maior é sua capacidade de adsorver cátions. Por serem ligações químicas mais fracas, quando um determinado cátion é absorvido pelas raízes das plantas, cátion do mesmo elemento pode se desprender da superfície desde que outro cátion de outro elemento seja adsorvido em seu lugar, e assim repor a concentração daquele cátion na solução do solo. Essa característica determina uma propriedade importante para os solos que é a Capacidade de Troca de Cátions (CTC) que nada mais é que a quantidade total de cargas negativas capazes de reter e trocar os elementos catiônicos. Quanto maior a CTC, espera-se uma maior capacidade produtiva do solo.

A partir da CTC do solo também podemos obter outros indicadores da disponibilidade de nutrientes. O primeiro é a saturação por bases, que representa a quantidade percentual da CTC ocupada por nutrientes denominados “básicos”, os quais são o cálcio e o magnésio principalmente, mas também pode incluir o potássio, o sódio e o amônio. Quanto maior a saturação por bases, maior é a disponibilidade desses nutrientes e menor a possibilidade de ocorrência de elementos tóxicos. Também, é possível calcular a saturação por alumínio, que representa a quantidade percentual da CTC ocupada por alumínio trocável. Quanto maior a saturação por alumínio, maior é a probabilidade de problemas com toxidez por esse elemento. Dessa forma, esses índices são utilizados como auxiliares, juntamente com o pH, no diagnóstico da acidez e necessidade de aplicação de corretivos, como o calcário.

3.2.1 Acidez do solo

A acidez do solo está relacionada com a quantidade de prótons que um solo pode liberar mediante a adição de uma base (acidez potencial) e o pH do solo refere-se a quantidade de H⁺ presentes na solução do solo. O termo pH define a acidez (H⁺) ou a alcalinidade (OH⁻) relativa de uma substância. A escala de pH tem uma amplitude de 0 a 14 sendo que um valor de pH igual a 7,0 é neutro. Valores abaixo de 7,0 são ácidos e acima de 7,0 são básicos ou alcalinos. O pH da maioria dos solos produtivos varia entre os valores de 4,0 a 7,0. Os graus de acidez e de alcalinidade para esta amplitude de pH são mostrados na figura 2. O pH do solo simplesmente mede a atividade do íon hidrogênio e é expresso em termos logarítmicos. O significado prático da relação logarítmica é que cada unidade de mudança no pH do solo significa uma mudança de dez vezes no grau de acidez ou de alcalinidade. Isto quer dizer que um solo com pH 6,0 tem um grau de acidez 10 vezes maior do que um solo com pH 7,0 ou 10 vezes mais H⁺.

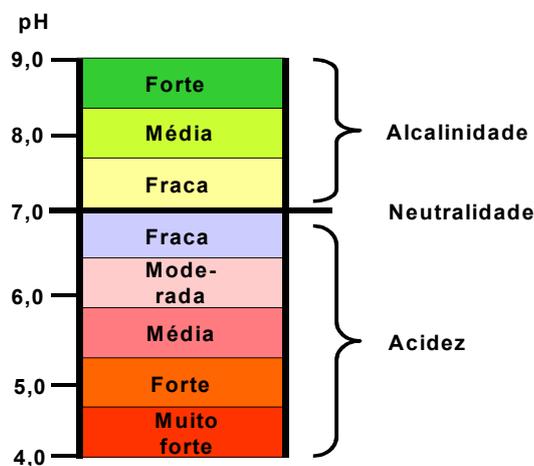


Figura 2. Faixas de acidez e alcalinidade encontradas na maioria dos solos agrícolas (Lopes, 1989).

O pH do solo afeta o crescimento das plantas de várias formas. Sempre que o pH é baixo (a acidez é alta), um ou mais efeitos podem afetar o crescimento das culturas. O primeiro deles é que as concentrações de alguns elementos tais como o alumínio e o manganês, podem atingir níveis tóxicos, porque sua solubilidade aumenta nos solos ácidos. A toxidez de alumínio é, provavelmente, o fator limitante mais importante para as plantas em muitos solos muito ácidos (pH menor que pH 5,5), pois a toxidez direta por íons de hidrogênio (H⁺) somente ocorre em solos com pH menor que 4,0, o que é extremamente raro. A fixação simbiótica de nitrogênio pelas leguminosas é severamente reduzida com a acidez do solo. A bactéria simbiótica da soja é mais eficiente em pH ao redor de 6,0, e a da alfafa, em pH em torno de 6,5. Outro efeito importante da acidez é que os organismos responsáveis pela decomposição da matéria orgânica e pela liberação de nitrogênio, fósforo, boro e enxofre podem estar em pequeno número e com pouca atividade. Também o cálcio e o magnésio podem estar em níveis deficientes quando a acidez é alta, especialmente em solos com CTC baixa. Em função dos efeitos do pH sobre a adsorção dos elementos na fase sólida e sobre a mineralização dos resíduos orgânicos, a disponibilidade dos nutrientes N, K, Ca, Mg, S, B e, principalmente, P e Mo é reduzida em solos ácidos. A figura 3 mostra como a amplitude de pH influencia a disponibilidade de nutrientes e outros elementos do solo.

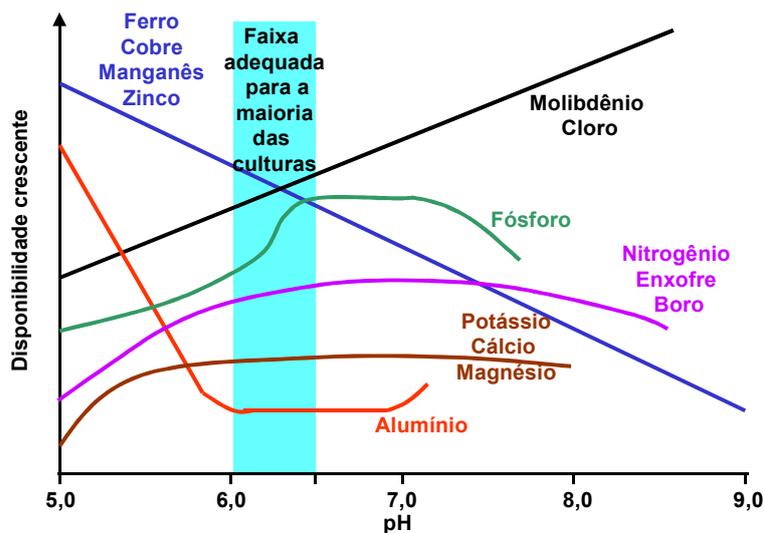


Figura 3. Amplitude de pH e sua relação com a disponibilidade de nutrientes e alumínio (Malavolta, 1979).

A acidez do solo pode ser dividida em acidez ativa e acidez potencial e esta, por sua vez, em acidez trocável e acidez não trocável. Denomina-se acidez ativa a parte do hidrogênio que está dissociada, ou seja, na solução do solo, na forma de H^+ , e é expressa em valores de pH em água. A acidez trocável refere-se aos íons H^+ e Al^{3+} que estão retidos na superfície dos colóides por forças eletrostáticas. A quantidade de hidrogênio trocável, em condições naturais, parece ser pequena. A acidez não trocável é representada pelo hidrogênio de ligação covalente, associado aos colóides com carga negativa variável e aos compostos de alumínio. A acidez potencial corresponde à soma da acidez trocável e da acidez não trocável do solo. Em resumo:

- Acidez ativa: H^+ da solução do solo

-Acidez potencial: Al^{3+} e H^+ trocáveis (acidez trocável) + H_o de ligação covalente (acidez não trocável).

A acidez ativa está relacionada com a decisão de se aplicar ou não o calcário enquanto a acidez potencial está relacionada com a quantidade de calcário a ser aplicada em cada solo.

3.2.1.1 - Correção do solo

Quando se aplica um corretivo da acidez no solo, na maioria das vezes o calcário agrícola (composto de carbonato de cálcio e carbonato de magnésio), as reações resultantes são as seguintes:

$CaCO_3(s) \leftrightarrow CaCO_3(aq) + H_2O \leftrightarrow Ca^{+2} + HCO_3^- + OH^-$ (dissolução + dissociação do calcário)

$HCO_3^- + H^+ \leftrightarrow H_2CO_3 \leftrightarrow H_2O + CO_2 \uparrow$ (neutralização da acidez ativa)

$OH^- + H^+ \leftrightarrow H_2O$ (neutralização da acidez ativa)

$3OH^- + Al^{+3} \leftrightarrow Al(OH)_3 \downarrow$ (neutralização do alumínio)

$OH^- + MO-COOH \leftrightarrow MO-COO^- + H_2O$ (criação de cargas negativas)

$Ca^{+2} \rightarrow$ será adsorvido pelas cargas negativas criadas

O calcário reduz a acidez do solo (aumenta o pH) convertendo alguns íons de hidrogênio em água. Acima de pH 5,5, o Al precipita como $Al(OH)_3$ e, assim, sua ação tóxica às plantas é eliminada. As estratégias utilizadas para uma correta recomendação da necessidade e a quantidade de calcário a aplicar em diferentes sistemas de produção agropecuária serão discutidas na unidade das tecnologias apropriadas.

3.2.2 – Formas e disponibilidade de nutrientes

Além da capacidade de adsorção de elementos e da condição de acidez, as formas com que os nutrientes se encontram no solo e a quantidade destes em formas passíveis de serem absorvidas pelas plantas serão determinantes para a capacidade produtiva do solo. Entretanto, as características peculiares de cada elemento determinam que sejam estudados em separado.

O suprimento de nutrientes para as plantas é dependente de um processo dinâmico no solo, mas as quantidades extraídas pelos métodos empregados, que é denominada forma lábil, inclui apenas as formas retidas com menor energia, não estimando outras formas do elemento que se encontram no solo em condições de contribuir para o suprimento da planta. Assim, os métodos de rotina na análise de solo não dizem quanto de nutriente uma planta vai absorver. Os teores extraídos apenas refletem uma probabilidade de resposta a aplicação do referido nutriente. Busca-se uma correlação entre a quantidade extraída pelo método analítico e a produtividade das culturas. Desse modo, as soluções extratoras refletem somente uma situação estática e pontual, mas serve para se tomar decisão em aplicar ou não um nutriente e, se calibrado à campo, pode ser usado para recomendar adequadamente as doses de nutrientes para cada cultura.

3.2.2.1 - Fósforo

O fósforo existente no solo encontra-se nas fases sólida e líquida (solução). Na fase sólida, mais de 99,9% do P total, o P apresenta-se em formas orgânicas e inorgânicas (Figura 5). O P contido no material de origem do solo encontra-se na forma de minerais, com predomínio dos fosfatos de cálcio. Através da intemperização desses minerais e da atuação dos fatores de formação do solo (material de origem, relevo, clima, organismos, tempo e homem), o P é liberado para a solução. Na solução, o P está na forma de $H_2PO_4^-$ e HPO_4^{2-} e as quantidades são muito pequenas (menor que $0,1 \text{ mg L}^{-1}$).

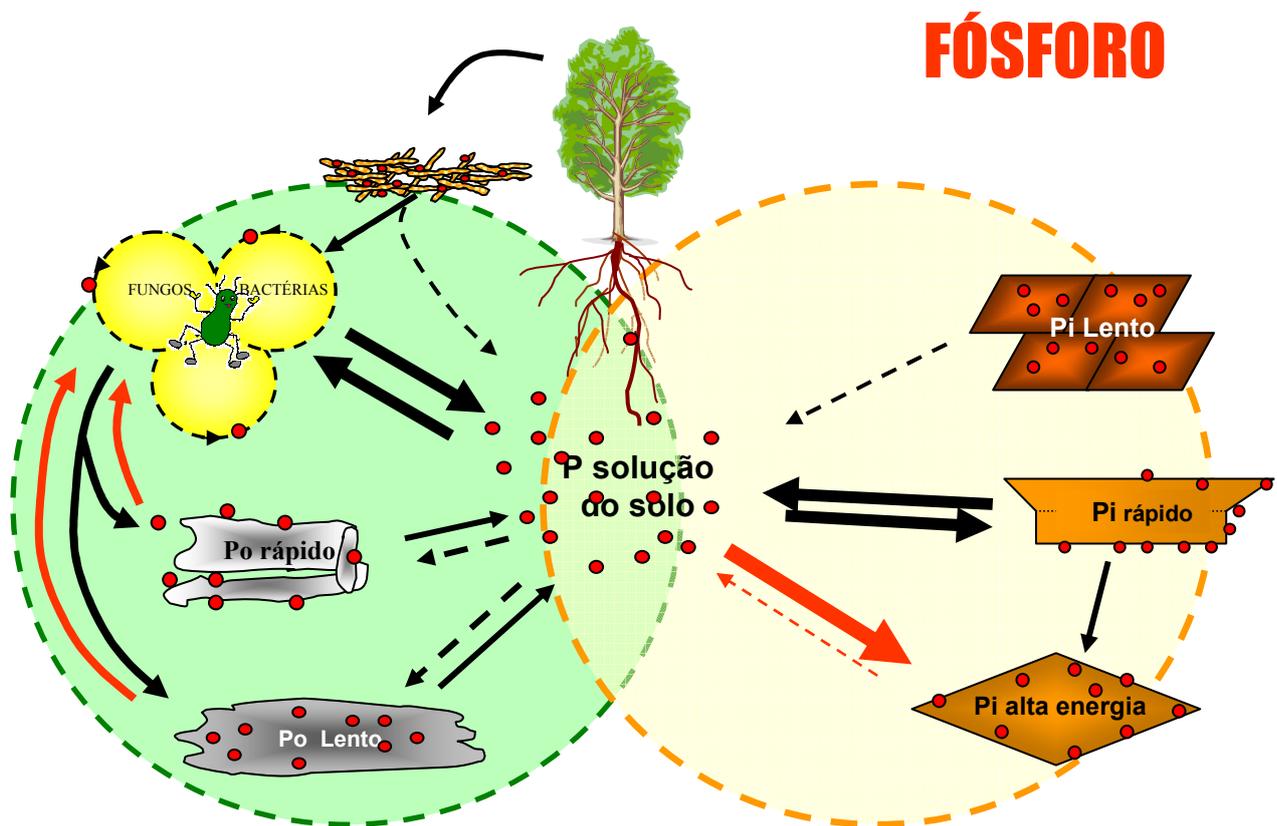


Figura 4. Dinâmica do fósforo no solo considerando formas orgânicas (Po) e inorgânicas (Pi).

Na seqüência do intemperismo, ocorre a transformação dos minerais primários em argilominerais 2:1 e estas em 1:1 e óxidos e, a partir daí, o fosfato passa a ser adsorvido com alta energia (mais estáveis termodinamicamente). Parte do fósforo é adsorvida pela superfície de minerais secundários e parte é absorvida e incorporada pela biomassa e matéria orgânica do solo, aumentando a proporção de fósforo em formas orgânicas. Dessa forma, apesar do P total da maioria dos solos ser relativamente grande (300 a 3.400 mg L⁻¹), os processos geoquímicos e biológicos transformam os fosfatos naturais em formas inorgânicas e orgânicas estáveis. Em função da energia que o P está associado com a fase sólida do solo, somente uma parte do P total está em equilíbrio relativamente rápido com o P da solução e pode ser utilizada pelas plantas durante seu ciclo de desenvolvimento. Esta fração do P total é denominada lábil e é estimada através de extratores na análise do solo.

O fósforo orgânico acumulado no solo pode ser dividido em diferentes grupos de acordo com sua estrutura química. Cerca de 80% do fósforo orgânico total do solo é constituída por fosfatos monoéster (como o hexafosfato de inositol), que são compostos de alta carga residual e alta reatividade com os colóides inorgânicos do solo, fazendo com que estes sejam de alta recalcitrância e baixa disponibilidade às plantas. Os fosfatos orgânicos diéster, polifosfatos e fosfonatos, os quais são cadeias carbonadas de mais fácil decomposição microbiana e, por isso, de baixa resistência nos solos, perfazem em torno de 10% do fósforo orgânico total do solo. A

terceira fração do fósforo orgânico do solo, a mais reativa, é o fósforo adquirido pela biomassa microbiana do solo da solução do solo, ou o mineralizado a partir de compostos orgânicos e imobilizado nas células microbianas. Como os fosfatos monoéster são de difícil decomposição, a utilização do Po como fonte de fósforo às plantas está diretamente relacionada a mineralização dos fosfatos diéster e, principalmente, da ciclagem do fósforo armazenado na biomassa microbiana quando de sua morte, podendo perfazer de 0,5 a 24 % de fósforo orgânico total no solo.

3.2.2.2 – Potássio

O potássio presente no solo se encontra nas mais diferentes formas, das quais umas são disponíveis em curto prazo para as plantas e outras não. Entre as diferentes formas em que se encontra o potássio no solo, destacam-se: (a) potássio estrutural, (b) potássio adsorvido na cavidade siloxana de argilominerais, (c) potássio trocável, (d) potássio na solução do solo e (e) potássio contido nos restos culturais (Figura 6). As plantas absorvem o potássio da solução do solo, cuja concentração é mantida pelo equilíbrio com o potássio retido nos sítios de troca (trocável). Entretanto, uma vez que a concentração de K na solução atinge valores extremamente baixos, pode haver difusão de parte do potássio contido nas estruturas dos argilominerais e dissolução dos minerais primários que contém K, indicando que as formas de K não trocáveis são potencialmente disponíveis às plantas. Na planta, o K encontra-se principalmente na forma iônica. Nesta forma, grande parte do K absorvido pelas plantas retorna ao solo após ela completar o ciclo, pela simples lavagem das folhas com a água das chuvas. A reciclagem desse nutriente, especialmente sob sistema plantio direto, exerce importante papel na sua disponibilidade.

O potássio trocável é tido como uma reserva prontamente disponível às plantas, enquanto que o potássio não trocável é considerado uma reserva em médio prazo. No RS e SC, o potássio disponível para as plantas é estimado pelo extrator Mehlich-1 (o mesmo utilizado para estimar o P), cuja quantidade extraída é muito próxima da quantidade trocável existente no solo. Outros locais utilizam outros métodos, como a resina trocadora de cátions ou o acetato de amônio a pH 7,0. O suprimento de nutrientes para as plantas é dependente de um processo dinâmico no solo, mas as quantidades extraídas pelos métodos empregados, que é denominada forma lábil, inclui apenas as formas retidas com menor energia, não estimando outras formas do elemento que se encontram no solo em condições de contribuir para o suprimento da planta. Assim, os métodos de rotina, que usam soluções extratoras, refletem somente uma situação estática e pontual e, portanto, dão somente uma medida parcial e aproximada da verdadeira disponibilidade de K no solo.

3.2.2.3 – Nitrogênio

O nitrogênio encontra-se na forma mais estável termodinamicamente na atmosfera (N_2). A forma N_2 não é disponível para as plantas, os animais e a maioria dos microorganismos. Há duas maneiras de quebrar as ligações entre os átomos de nitrogênio. A primeira delas é via enzimática (nitrogenase), e algumas espécies de microorganismos sintetizam essa enzima, portanto são hábeis em transformar o N_2 em duas moléculas de NH_3 , a qual é imediatamente incorporada a compostos orgânicos, formando aminas, amidas, aminoácidos, etc..

Muitos desses microorganismos vivem em associações com as plantas, podendo ser simbióticas ou não. Os mais conhecidos são aqueles que: a) formam simbiose com as leguminosas, com a formação de nódulos; b) que se associam com as gramíneas (cana-de-açúcar, Paspalum, milho, arroz, etc.); c) que se associam com Azola; e) e os de vida livre.

Esse conjunto de microorganismos é responsável pelo nitrogênio presente em ambientes naturais, onde o homem nunca adicionou esse nutriente, pois as rochas que deram origem aos solos não continham minerais de nitrogênio. Deste modo, todo nitrogênio ingressa no solo na forma orgânica e é controlado exclusivamente pela atividade biológica.

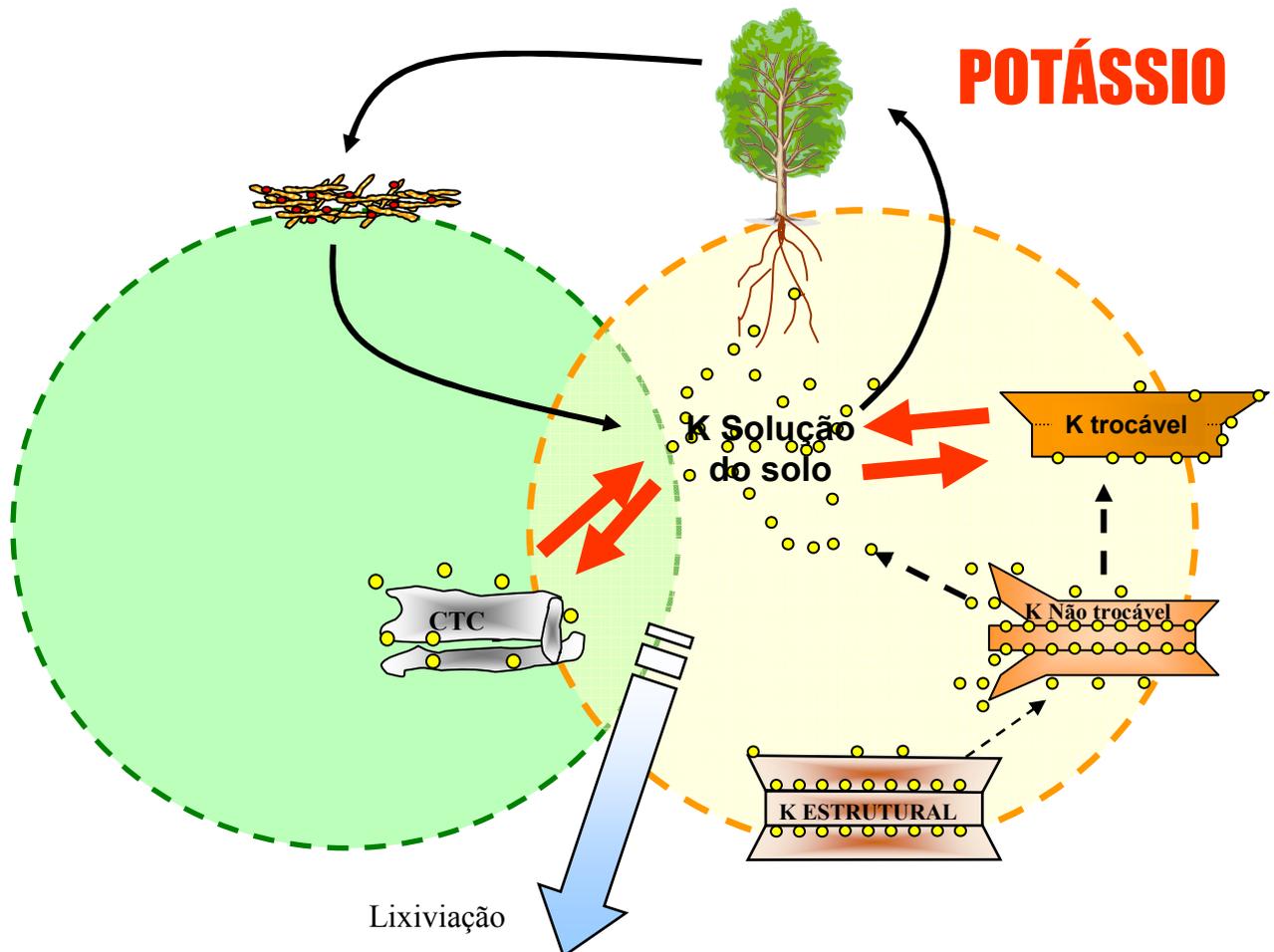


Figura 5. Dinâmica do potássio no solo considerando formas inorgânicas e a ciclagem pelos resíduos.

A segunda possibilidade de quebrar as ligações entre os átomos de nitrogênio é através do processo industrial, onde a energia e os hidrogênios necessários são fornecidos pelos derivados do petróleo. É um processo desenvolvido no período das grandes guerras; muito caro; energeticamente negativo; controlado por pouquíssimas empresas e não é renovável.

Uma vez entrando no sistema solo, o nitrogênio estará em formas muito instáveis e está, portanto, sujeito a vários processos de perda. A tendência do nitrogênio do solo é retornar à atmosfera na forma de N_2 . Mesmo que o nitrogênio saia do solo na forma de NO_3^- , ele ainda está instável termodinamicamente. As transformações do nitrogênio no solo envolvem a passagem das formas orgânicas (aquelas incorporadas pelos microorganismos e plantas) para as formas minerais. Esse processo é controlado única e exclusivamente pelos microorganismos e gera o aparecimento de NH_3 . Esse pode ser perdido por volatilização ou, mais comumente reage instantaneamente com o H^+ da solução do solo produzindo o NH_4^+ . O amônio pode ser retido nas cargas negativas dos colóides, absorvido pelas plantas ou microorganismos e, principalmente, pode ser convertido em NO_3^- . Essa reação é muito rápida (uma ou duas semanas) e torna o nitrogênio muito móvel no solo, pois a força de adsorção do nitrato pelos colóides é muito fraca. Assim, o NO_3^- pode se neutralizar com cátions da solução do solo (K^+ , Ca^{+2} , etc.) e ser lixiviado pelo movimento descendente de água. Esse processo é responsável pela perda de nitrogênio e pela reacidificação do solo e pela contaminação do lençol freático. Em ambientes com baixa tensão de oxigênio, o nitrogênio na forma de nitrato pode ser convertido em N_2 (desnitrificação) e retornar à atmosfera. Por isso que não se devem utilizar adubos contendo nitrato na cultura do arroz. Em ambientes pobres em nitrogênio e na presença de resíduos vegetais com alta relação C/N, ocorre a imobilização do nitrogênio do solo. Esse fenômeno é comumente observado durante a decomposição da palhada de aveia, milho e sorgo.

3.2.2.4 - Cálcio e magnésio

O cálcio e o magnésio, à semelhança do potássio, existem como cátions e são governados pelo fenômeno de troca de cátions. Assim, as formas disponíveis são aquelas solúveis e retidas nos pontos de troca em equilíbrio com a solução do solo. O cálcio e o magnésio também fazem parte da estrutura de diversos minerais do solo, em formas indisponíveis às plantas a não ser que ocorra a dissolução destes minerais. Na realidade, minerais como a dolomita e a calcita, que

fazem parte da constituição do calcário agrícola, e a apatita, que é utilizada como fosfato natural, são as maiores fontes de cálcio e magnésio do solo através do manejo da calagem e da adubação.

3.2.2.5 - Enxofre

No solo, este nutriente encontra-se principalmente armazenado na forma orgânica. A manutenção de teores adequados de matéria orgânica garante o suprimento gradual de S para as plantas, através da mineralização. Entretanto, o uso do solo de forma exaustiva, com diminuições no teor de matéria orgânica, associado ao uso de corretivos em superfície e fertilizantes concentrados com ausência de S, e às exportações deste elemento pelas colheitas reduzem a disponibilidade de S, aumentando a probabilidade de resposta à adubação sulfatada pelas culturas agrícolas e podendo tornar áreas deficientes em S.

A entrada de S no solo pode ocorrer pelo intemperismo de minerais sulfatados, pelas águas da chuva e irrigação, pela absorção direta do S atmosférico e pelas adições de fertilizantes minerais ou orgânicos. Por outro lado, as saídas deste elemento estão relacionadas às exportações pelas culturas, à lixiviação, a erosão e a emissão de gases sulfurados. Como o S atmosférico pode entrar no sistema solo, principalmente através das chuvas, e essa contribuição é proporcional aos níveis de poluição atmosférica, as quantidades podem suprir as culturas com S e mascarar a probabilidade de resposta em relação à disponibilidade no solo.

Pelo fato do S estar predominantemente na fração orgânica do solo, seus processos de mineralização e imobilização regulam o ciclo no solo e controlam a disponibilidade deste nutriente às plantas, sendo gradualmente mineralizado a SO_4^{2-} . Dessa forma, o armazenamento de S orgânico significa suprimento constante deste elemento às plantas e para isso, a manutenção de teores adequados de matéria orgânica no solo é fundamental para uma boa disponibilidade às plantas.

3.2.2.6 - Micronutrientes

A classificação dos elementos essenciais em macro e micronutrientes é única e exclusivamente em função da quantidade que eles são absorvidos, não refletindo o grau de importância às plantas. O zinco (Zn), cobre (Cu), ferro (Fe), manganês (Mn), molibdênio (Mo), boro (B) e cloro (Cl) são os elementos considerados micronutrientes essenciais. Outros elementos, como o sódio (Na), cobalto (Co), silício (Si) e níquel (Ni), em alguns casos, podem ser considerados essenciais ou benéficos.

A quantidade total de micronutrientes no solo é fundamentalmente dependente do material de origem e do grau de evolução genética. Solos derivados de basalto são mais ricos em

micronutrientes, especialmente em Mn, Fe e Zn do que aqueles oriundos de arenitos, folhelhos e sedimentos orgânicos. À medida que o solo envelhece, ocorrem perdas de todos os elementos químicos, mesmo que pequenas. Assim, a probabilidade de respostas das plantas a aplicação de micronutrientes é maior em solos mais arenosos e mais intemperizados comparativamente aos solos com maior teor de argila e mais jovens.

A disponibilidade dos micronutrientes depende, além do teor total, dos fenômenos de superfície que controlam sua concentração na solução. As reações com os colóides inorgânicos e orgânicos do solo e a constante de hidrólise (precipitação e alteração na adsorção) dos cátions metálicos são as condicionantes das suas labilidades às plantas. A energia de ligação dos micronutrientes com os colóides, bem como o grau da constante de hidrólise, são dependentes dos fatores pH, Eh (potencial redox), teor de matéria orgânica, de argila e de óxidos do solo. À medida que o pH do solo aumenta, diminui-se a disponibilidade dos micros catiônicos (Zn, Cu, Fe, Mn, Co) por causar a precipitação na forma de óxidos, enquanto que aumenta a Mo e do Cl, que estão na forma de ânions. A disponibilidade do B cresce até o pH em torno de 5,5 e após se estabiliza, devido à contribuição da matéria orgânica.

A matéria orgânica está envolvida na disponibilidade de micronutrientes pela formação de quelatos (complexos orgânicos com vários pontos de ligação com o metal) solúveis e insolúveis, pela criação de cargas negativas e pela quantidade de micro contida na sua estrutura (em especial para B). A alta afinidade dos compostos orgânicos pelos elementos metálicos faz com que haja um teor adequado de matéria orgânica para a máxima disponibilidade destes micros. Em casos de solos com baixos ou altos teores de matéria orgânica (solos orgânicos), é provável que ocorram problemas com deficiências, especialmente de Cu e Zn. Solos com baixa taxa de difusão de oxigênio (baixos Eh), como ocorre quando o solo é saturado, aumenta muito a disponibilidade de Mn e Fe, podendo ocasionar fitotoxidez, como ocorre para o Mn em soja e o Fe em arroz inundado. Quanto maior for o teor de argila e óxidos, maior será a retenção dos micronutrientes, atuando por um lado como uma reserva e por outro como um empecilho à disponibilidade. As culturas apresentam exigências muito diversas quanto à quantidade de micronutrientes. Assim, as culturas de milho, arroz, sorgo, macieira e cafeeiro apresentam altas respostas ao Zn; a alface, brócolos, girassol, batata e nabo ao B; a cenoura, cevada, espinafre e citrus ao Cu; o feijão, pepino, beterraba, tomateiro e cevada ao Fe e Mn; leguminosas em geral ao Mo e Co.

Nos solos altamente intemperizados e com textura média a arenosa (principalmente aqueles localizados nos trópicos), as culturas comerciais podem responder a aplicação de micronutrientes. Dentre eles destacam-se o Zn para o milho e arroz de sequeiro, o Mn, Mo e Co para a soja e feijão. Os solos das regiões subtropicais apresentam, em geral, pouca resposta, a

não ser quando se tratar de culturas com grande exigência. Para as culturas de soja e feijão é recomendadas a inoculação das sementes com rizóbio, juntamente com Mo e Co, mesmo que a probabilidade de resposta seja baixa, o que é compensado pelo baixo custo e aumento na eficiência na fixação simbiótica de N. Para as culturas de trigo, milho e arroz, salvo algumas exceções, não se tem obtido resposta à aplicação de nenhum micronutriente nos solos do RS.

3.2.3 – Considerações Finais

O entendimento das propriedades químicas do solo é fundamental para compreender o papel do solo como fornecedor dos nutrientes necessários às plantas e, desse modo, garantir a sustentabilidade das produções agropecuárias. A partir desse conhecimento, é possível aplicar estratégias adequadas para minimizar o efeito de elementos tóxicos (a calagem para neutralizar o alumínio, por exemplo) ou para suprirem nutrientes (rotação de gramíneas com leguminosas para introduzir nitrogênio via fixação biológica ou o aumento da produção de resíduos e, conseqüentemente da matéria orgânica, para aumentar a retenção de cátions, como exemplos). Tais estratégias serão discutidas em módulos futuros, para os quais esse módulo serve de apoio. Cabe salientar que as propriedades físicas e biológicas do solo também serão determinantes para a capacidade produtiva do solo e devem ser integradas aos conceitos das propriedades químicas no manejo do solo e da água nas propriedades rurais.

3.2.4 Bibliografia

- BISSANI, C.A.; GIANELLO, C.; TEDESCO, M.J.; CAMARGO, F.A.O. (eds). **Fertilidade dos solos e manejo da adubação das culturas**. Porto Alegre, Gênese, 2004. 328p.
- COMISSÃO DE QUÍMICA E FERTILIDADE DO SOLO – RS/SC. **Manual de adubação e calagem para os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina**. Porto Alegre, SBCS, 2004. 400p.
- KAMINSKI, J.; VOLKWEISS, S. J.; BECKER, F.C. **Anais do II Seminário sobre corretivos da acidez do solo**. Santa Maria:UFSM/Departamento de Solos, 1989. 224p.
- KAMINSKI, J. **Uso de corretivos da acidez do solo no plantio direto**. Pelotas, SBCS/Núcleo Regional Sul. 2000. 123 p. (Boletim Técnico, 4)
- MEURER, E. J. (ed.). **Fundamentos de química do solo**. 3 ed. Porto Alegre : Gênese, 2006. 285p.
- RHEINHEIMER, D.S. et al. **Acidez do solo e consumo potencial de calcário no Estado do Rio Grande do Sul**. UFSM/DS, 2000. 32p. (Boletim Técnico, 1).
- RHEINHEIMER, D.S. et al. **Situação da fertilidade dos solos no Estado do Rio Grande do Sul**. UFSM/DS, 2001. 42p. (Boletim Técnico, 2).

SANTOS, G.A. & CAMARGO, F.A.O. Coord. **Fundamentos de Matéria Orgânica do Solo**. Porto Alegre, Genesis, 1999, 508p.

LOPES, A.S.; GHILHERME, L.R.G.; MARQUES, R. **Guia de fertilidade do solo**. Versão Multimídia em CD-ROM.

RAMALHO FILHO, A.; BEEK, K. J. **Sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras**. EMBRAPA – Rio de Janeiro, 1995. 65 p.

SIQUEIRA, et al. **Inter-relação fertilidade, biologia do solo e nutrição de plantas**. SBCS. UFL/Departamento de Solos, Lavras, MG. 1999. 818p.

TEDESCO, M. J.; GIANELLO, C.; BISSANI, C. et al. **Análise de solo, planta e outros materiais** 2.ed. Porto Alegre:UFRGS/Dep. Solos. 1995. 443p. Boletim Técnico, 5.

3.3 FAUNA DO SOLO

Zaida Inês Antonioli
Gerusa Pauli Kist Steffen
Andréa Hentz De Mello

3.3.1. INTRODUÇÃO

O solo é um recurso natural, lentamente renovável formado pela ação do clima e dos organismos vivos agindo sobre um material de origem ao longo do tempo. O solo possui cinco funções específicas: (a) habilidade de absorver, manter e fornecer água às plantas (fluxo da água); (b) habilidade de manter e fornecer nutrientes às plantas (fluxo químico); (c) promover e sustentar o crescimento de plantas; (d) manter um ambiente sustentável para a biota do solo e (e) responder ao manejo e resistir à degradação.

Dentre estas funções, algumas podem ser alteradas em maior ou menor intensidade pela ação do homem. Estas alterações podem ocasionar desequilíbrios fazendo com que o solo fique debilitado em algumas de suas funções. Um manejo inadequado, por exemplo, pode promover o favorecimento de algumas populações da fauna do solo em detrimento de outras. Este desequilíbrio, por sua vez, favorece o desenvolvimento de organismos fitopatogênicos pela predação de seus inimigos naturais.

Assim, a biologia do solo é a ciência que estuda os organismos habitantes do solo e suas inter-relações. É uma ciência relativamente nova, bastante abrangente e que reflete a complexidade de organismos constituintes do solo e de suas atividades nos processos pedobiológicos.

Uma das primeiras tentativas de desenvolver uma metodologia de captura da fauna de solo teve como objetivo não o estudo das suas atividades no solo, mas a sua eliminação. O Barão de Huspch, em 1776, construiu um aparato semelhante às atuais armadilhas com o objetivo de capturar e destruir as formigas que invadissem as plantações de cana-de-açúcar na Martinica. Naquela época, a idéia existente sobre os insetos e vermes, de modo geral, era de que estes organismos eram nocivos às plantas cultivadas, sendo capazes de se regenerar a partir de materiais em decomposição. Até fins do século XIX, a decomposição dos restos vegetais era atribuída, exclusivamente a fatores químicos. Dokuchaev, em 1879, apresentou os primeiros trabalhos desenvolvidos em terras russas, destacando que os solos são resultantes da atividade combinada de organismos vivos e mortos (animais e plantas), material de origem, clima, relevo e tempo.

Darwin foi um dos primeiros cientistas a pesquisar o papel dos organismos do solo, estudando a ação dos anelídeos na construção de galerias e na movimentação de materiais. Em seu livro "A formação do solo vegetal através da ação das minhocas, com observações sobre seus hábitos" demonstra a importância das minhocas na formação e fertilidade dos solos. Mesmo após um século, Darwin, em 1881, fez uma declaração extremamente atual: "o arado é uma das mais antigas e valiosas invenções do homem; mas, muito antes que ele existisse, o solo já era regularmente arado, e ainda continua sendo, pelas minhocas. Pode-se duvidar que existam muitos outros animais que desempenharam um papel tão importante na história do mundo, como o fizeram estas criaturas singelamente organizadas".

Durante muito tempo, a grande maioria dos trabalhos se referia apenas aos microrganismos como responsáveis pela decomposição e mineralização da matéria orgânica. A partir de 1940, aumentou o interesse de pesquisadores pela ação de outros organismos na dinâmica do solo. No Brasil, estas pesquisas iniciaram na década de 70.

A comunidade de organismos do solo é marcada pela sua complexidade tanto em termos quantitativos quanto em tipos de organismos. Os dados disponíveis na literatura indicam algumas divergências no número médio de indivíduos e na biomassa dos animais do solo. Essas diferenças são devidas provavelmente às metodologias de amostragem, às diferenças regionais e de uso do solo e também porque as mudanças em um microssítio do solo podem acontecer rapidamente alterando as estimativas. Genericamente, um metro quadrado de solo sob vegetação pode conter centenas de milhares de organismos (Quadro 1).

Atualmente, é bem reconhecida a importância dos invertebrados do solo como agentes transformadores das condições físicas, químicas e biológicas de um solo. A atividade alimentar desses organismos promove a ciclagem de nutrientes e regulação de certos processos microbianos. A atividade de escavação do solo realizada, principalmente por minhocas e

térmitas, apresenta grande influência na estrutura do solo, densidade, infiltração e capacidade de retenção de água.

Quadro 1. Estimativa do número de indivíduos e de biomassa de alguns organismos do solo (Assad, 1997).

Organismos do solo	Quantidade estimada (indivíduos m ⁻²)	Biomassa estimada	
		g m ⁻²	kg ha ⁻¹
Bactérias	10 ¹³ - 10 ¹⁴	10-100	100-1000
Actinomicetos	10 ¹² - 10 ¹³	10-100	100-1000
Fungos	10 ¹⁰ - 10 ¹¹	10-100	100-1000
Nematóides	10 ⁸ - 10 ¹⁰	0,1-10	1-100
Ácaros	1 - 300.000	0,1-10	1-100
Colêmbolos	0,5 - 200.000	0,5-10	5-100
Larvas de coleópteros	10-1.000	1-100	10-1000
Larvas de dípteros	10-1.000	0,5-10	5-100
Mínhocas	1-500	0,1-100	1-1000
Térmitas	100-100.000	0,05-50	0,5-500

3.3.2 COMUNIDADES E ECOSISTEMAS

Entende-se por comunidade o conjunto de populações de espécies de animais e plantas vivendo juntas em uma determinada área. A descrição de uma comunidade envolve, basicamente, três aspectos: a composição taxonômica, os limites espaciais e os limites temporais. Conhecer uma comunidade é, portanto, reconhecer quais espécies estão presentes, qual e como é o espaço por ela ocupado e em que momento ela está presente ao longo de um processo.

A caracterização de uma comunidade visa determinar a composição de organismos em grupos taxonômicos em uma determinada fração do habitat. Muitos grupos, particularmente os invertebrados, são pouco estudados taxonomicamente, especialmente em regiões tropicais.

Algumas espécies vegetais estão associadas a uma fauna mais rica do que outras. Um elevado grau de transpiração, riqueza em cálcio ou outro íon inorgânico pode favorecer pequenos animais, seus predadores ou seus parasitas. A cadeia alimentar nos agroecossistemas é formada pelos produtores (plantas), consumidores e decompositores. A fauna do solo ocupa toda a seqüência da cadeia alimentar de decomposição das plantas. O resultado da ação dos decompositores primários produz a base alimentar dos decompositores secundários e assim sucessivamente até a mineralização do material orgânico.

O ecossistema designa o conjunto formado por todos os fatores bióticos e abióticos que atuam simultaneamente sobre uma determinada região. Considera-se como fatores bióticos as diversas populações de animais, plantas e microrganismos e, os abióticos, os fatores ambientais. Todos os ecossistemas do mundo formam a biosfera, a qual é constituída por vários biomas. Assim, o ecossistema é o conjunto de seres vivos e o seu meio, incluindo suas inter-relações.

Portanto, a fauna edáfica é, além de agente, reflexo das condições do solo. As características do habitat que determinam, entre outros fatores, quais os grupos da fauna estão presentes e em que quantidades, são: clima, tipo de solo, vegetação, quantidade de serapilheira acumulada, quantidade de material orgânico e manejo do sistema.

3.3.3 CLASSIFICAÇÃO DOS ORGANISMOS DO SOLO

Desde Linnaeus, a classificação dos seres vivos tem passado por várias modificações (Quadro 1A), procurando refletir as relações filogenéticas entre as espécies. Recentemente, ferramentas da biologia molecular têm possibilitado classificar os organismos com maior segurança. Baseados em estudos da sequência dos genes do RNA, Woese (1997) propôs a Árvore Filogenética da Vida, que apresenta as relações evolutivas de todos os organismos do planeta. Nesta classificação todos os seres vivos são agrupados em três domínios: os Domínio Archea e Bactérias são compostos exclusivamente por procariotos (bactérias) e o Domínio Eucarya agrupa todos organismos eucariotos. Esta proposta demonstrou que a maioria dos organismos do Planeta são bactérias, apresentando uma diversidade muito maior que a dos eucariotos.

Esta classificação gerou uma grande polêmica na comunidade científica, sendo que muitos autores ainda não a reconhecem. Buscando uma proposta que fosse mais aceita, vários autores propuseram um sistema de classificação, que considerava tanto a presença dos domínios, quanto a dos reinos e filos (Quadro 1B).

Quadro 1A. Histórico dos sistemas de classificação dos seres vivos.

Sistema de classificação	Reinos
Linnaeus (1753)	Plantae
	Animalia
Haeckel (1865)	Plantae
	Animalia
	Protista
Whittaker (1969)	Plantae
	Animalia
	Protista
	Fungi
	Monera
	<i>Domínios</i>
Woese (1977)	Archea

	Bacteria
	Eucarya

Quadro 1B. Sistema de classificação mais aceitos atualmente.

Domínios	Reinos	Filos
Eucarya	Plantae	12
	Animália	37
	Protoctista (protozoário + alga)	30
	Fungi	4
Archea	-	4
Bacteria	-	52

Os organismos do solo podem ser classificados pelo tamanho, mobilidade, adaptação, habitat, ciclo de vida entre outras características. De modo a facilitar o estudo dos diferentes grupos taxonômicos, Lavelle e outros pesquisadores propuseram uma subdivisão da fauna edáfica de invertebrados apoiada na mobilidade e tamanho dos organismos (Quadro 2).

Entretanto, para Bachelier (1978), a classificação dos organismos do solo por tamanho e mobilidade, inclui uma quarta classe denominada megafauna (Figura 2).

Outra classificação dos organismos do solo foi desenvolvida por Krausse (1929) e considera a forma de adaptação dos organismos no solo (Quadro 3).

Quadro 2: Classificação da fauna edáfica baseada no tamanho e na mobilidade dos organismos (Lavelle et al., 1994).

Classificação	Tamanho	Mobilidade	Organismos
Microfauna	< 0,2 mm	Ligeiramente mais móveis que a microflora	Protozoários (amebas, flagelados, ciliados) e nematóides
Mesofauna	0,2 a 4 mm	Movimentam-se em fendas, poros e na interface serapilheira/solo	Ácaros, colêmbolos, proturos, dipluros, tisanuros, pequenos miriápodes, pequenos insetos e nematóides
Macrofauna	> 4 mm	Constroem ninhos, cavidades e galerias e transportam partículas de solo	Anelídeos, térmitas, formigas, moluscos, coleópteros, isópodos, crustáceos e aracnídeos

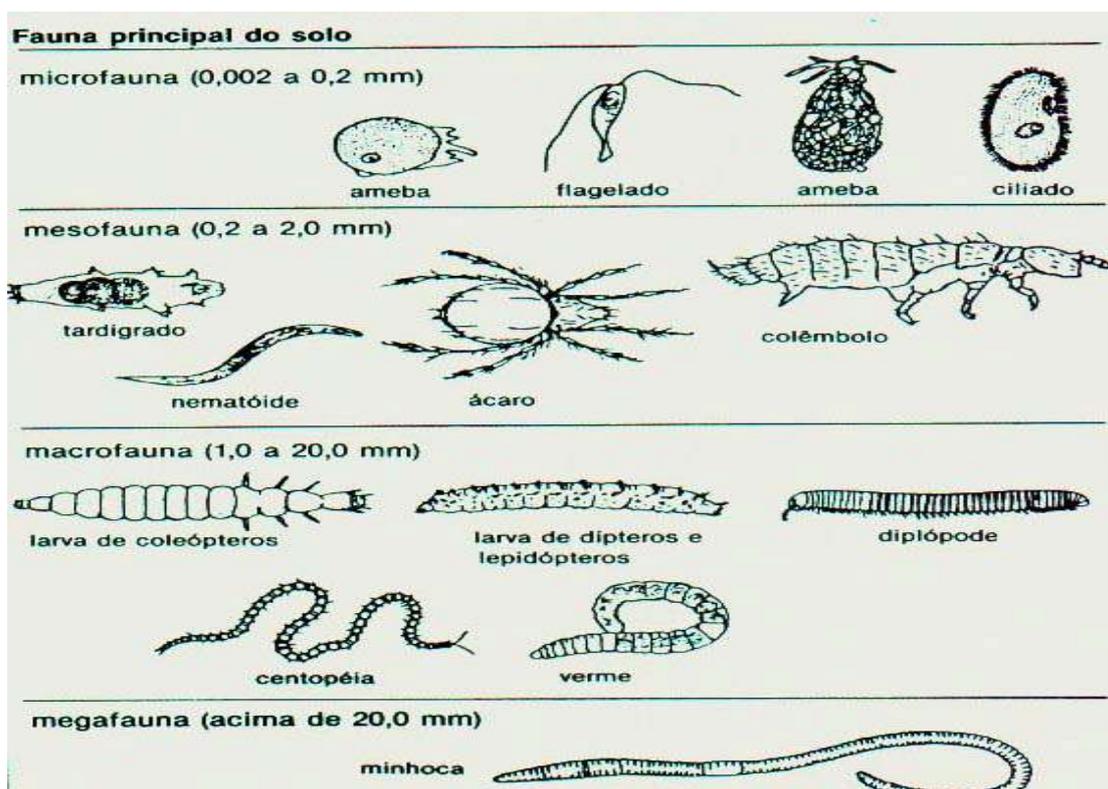


Fig.

2: Classificação da fauna do solo quanto ao tamanho dos organismos (Bachelier, 1978).

Quadro 3: Classificação segundo a adaptação dos organismos no solo (Krausse 1929).

Epiedáficos	Geralmente pigmentados, localizam-se na superfície do solo
Hemiedáficos	Localizam-se na camada orgânica do solo
Euedáficos	Localizam-se na camada mineral do solo

A fauna epiedáfica do solo, é composta por organismos que vivem sob resíduos orgânicos, movimentam-se com agilidade, apresentam olhos e sensores bem desenvolvidos e são pigmentados. A ocorrência desta população faunística é afetada pela cobertura vegetal, manejo do solo e clima. As populações hemiedáficas são influenciadas pelo manejo do solo, vegetação e clima. Estes organismos podem movimentar-se no solo através de rachaduras ou cavidades naturais (bioporos).

Os bioporos são cavidades, galerias ou espaços formados por organismos vivos, sejam eles animais ou vegetais. São de grande importância por auxiliarem na retenção de umidade, estruturação do solo e servirem como abrigo para organismos do solo.

Os organismos euedáficos habitam o interior do solo e raramente vêm à superfície. Apresentam um conjunto de hábitos e características comuns como: movimentação, visão restritas, sensibilidade química e mecânica muito desenvolvida, fotofobia, corpo despigmentado, defesa através de toxinas e resistência ao gás carbônico. As ações climáticas e de manejo do solo têm pouca influência sobre estes organismos (Quadro 4).

Quadro 4: Classificação da fauna edáfica segundo o hábito alimentar (Bouché, 1977), baseado no papel que os organismos desempenham no ecossistema.

Grupos	Papel	Organismos
Epigéico	Vive e se alimenta na superfície do solo. Fragmenta os materiais que ingere e participa da decomposição da matéria orgânica do solo	Pequenos artrópodos saprófagos; pequenos anelídeos pigmentados; miriápodes, algumas formigas e coleópteros
Anegéico (Anécico)	Alimenta-se na superfície e vive em camadas subsuperficiais do solo; constrói galerias para se movimentar	Anelídeos grandes e pigmentados e a maioria dos térmitas geófagos, algumas formigas
Endogéico	Vive no interior do solo; consome raízes vivas e/ou mortas; é geófago e constrói pequenas galerias	Anelídeos e térmitas despigmentados

O regime alimentar constitui um elemento que permite classificar os diferentes tipos de organismos. É possível, pelo hábito alimentar, avaliar as relações existentes entre os diferentes organismos e estimar sua influência nas características do solo. Frequentemente, os regimes alimentares são mistos e muitos organismos podem tornar-se parasitas quando a matéria orgânica faltar ou quando um novo hospedeiro for introduzido no meio. Entretanto, existem também organismos de estreita especialização alimentar (Quadros 4 e 5).

Quadro 5: Classificação da fauna edáfica segundo o regime alimentar. (Bachelier, 1978).

Regime alimentar	Material	Exemplos
Saprófagos	Alimentam-se de restos orgânicos ou matéria orgânica em decomposição	Oligoquetas, ácaros do solo, colêmbolos e diplópodos
Fitófagos	Alimentam-se de tecidos vegetais vivos ou seiva destes	Nematóides e pulgões
Necrófagos	Alimentam-se de animais mortos	Algumas formigas
Coprófagos	Alimentam-se de excrementos de outros animais	Coleópteros
Predadores	Alimentam-se exclusivamente de	Aranhas e escorpiões

	animais vivos	
--	---------------	--

Os animais criptozóicos são aqueles que levam a vida oculta, estão em constante perigo de dessecação e precisam permanecer em meio muito úmido. Quando expostos, são estimulados pela luz à seca de modo que se deslocam rapidamente até encontrarem um lugar escuro e úmido. Afastam-se diretamente da luz, porém, não se nota qualquer orientação dirigida e direção definida para o ar ou superfície úmida.

Os organismos de hábitos noturnos apresentam algumas vantagens, pois evitam os inimigos naturais, obtêm facilmente seu alimento e a competição é reduzida. Como resultado, as formas vulneráveis e primitivas tendem a ser, sobretudo, noturnas. Entre os insetos encontram-se as traças, os colêmbolos, as baratas, os bichos-paus e os grilos tipicamente noturnos. Insetos mais evoluídos, de movimentos mais rápidos, são diurnos e vivem em ambientes quentes e iluminados. O mesmo se aplica às aranhas e outros aracnídeos. Escorpiões são primitivos e essencialmente noturnos, porém são extremamente resistentes à seca e outros rigores climáticos. Provavelmente, seu hábito noturno esteja correlacionado com fatores ecológicos, como por exemplo, evitar os predadores vertebrados e não como requisitos fisiológicos. Jacot (1940) propôs uma divisão entre geobiontes e geófilos (Quadro 6).

Quadro 6: Classificação de organismos da fauna edáfica em relação ao seu habitat (Jacot, 1940).

Grupo	Habitat	Exemplos
Geobiontes	Organismos que passam o ciclo completo de sua vida no solo	Oligoquetas, diplópodos e colêmbolos
Geófilos	Aqueles que passam apenas parte de sua vida no solo	Dípteros, coleópteros e lepidópteros

Os organismos do solo também podem ser classificados quanto às suas exigências ou adaptabilidade ao teor de umidade do habitat. A microfauna edáfica é composta por organismos hidrófilos, que necessitam de água livre no solo e são apenas ligeiramente mais móveis do que a microflora. Possuem tamanho microscópico ou forma muito alongada para que possam penetrar nos capilares do solo. Frequentemente, possuem formas de resistência à seca, seja passando por períodos de diminuição da atividade metabólica (quiescência), seja passando por estado de desidratação. Compondo a mesofauna, encontram-se animais higrófilos, que necessitam de uma atmosfera do solo rica em vapor de água, e os xerófilos, os quais suportam períodos longos de seca (Quadro 7).

Quadro 7: Classificação dos organismos segundo o teor de umidade do meio.

Grupos	Umidade	Exemplos
Hidrobiontes	Vivem em solos alagados	Protozoários
Higrobiontes	Preferem os solos úmidos	Oligoquetas
Xerófilos	Adaptados às condições de seca	Escorpionídeos

Outra forma de classificação dos organismos do solo foi sugerida por Wallwork (1970) que define as categorias de organismos de acordo com o grau de presença no solo (Figura 3).

1

3.3.4 ALGUNS PARÂMETROS PARA O ESTUDO DA FAUNA EDÁFICA

A comunidade de organismos do solo é marcada pela sua complexidade tanto do ponto de vista quantitativo quanto qualitativo, podendo ser encontrada uma grande diversidade genética e funcional.

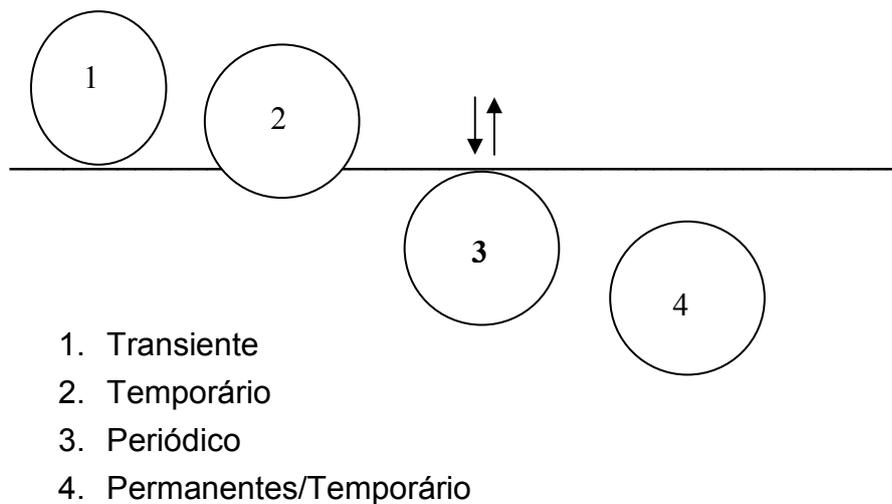


Figura 3. Classificação dos organismos segundo o grau de presença no solo. (Wallwork, 1970).

A fauna edáfica é o reflexo das condições do solo. São as características do habitat, tanto a nível macro (como clima e tipo de solo) quanto a nível micro (como quantidade de serrapilheira acumulada, qualidade da matéria orgânica e tipos de manejo) que determinam quais os grupos da fauna de solo estarão presentes e em que quantidades. Desta forma, mudanças na abundância relativa e diversidade das espécies de invertebrados do solo constituem-se num bom indicador de mudanças no sistema.

A fauna de solo permite avaliar não apenas a qualidade de um solo, como também o funcionamento de um sistema de produção, já que esta se encontra intimamente associada aos

processos de decomposição e ciclagem de nutrientes, na interface solo-planta. É importante conhecer quais grupos de organismos são capazes de realizar com mais eficiência os processos de regulação das comunidades microbianas, a ciclagem de nutrientes e modificar estruturalmente os habitats da serrapilheira e do solo.

3.3.5. FATORES QUE DETERMINAM A FAUNA DO SOLO

As estimativas da diversidade das comunidades de invertebrados presentes no solo não correspondem à realidade, sendo inferiores ao que realmente ocorre na natureza. No caso dos microartrópodos, estima-se que seja de 1 a 2 ordens de grandeza superior ao registrado em literatura (André et al., 1994). A grande variedade de grupos animais presentes no solo inclui quase que todas as classes de invertebrados (Swift et al., 1979). O resultado dessa diversidade taxonômica é uma imensa variabilidade de tamanhos e de metabolismos no sistema do solo.

A razão para essa diversidade pode ser encontrada na grande variedade de recursos e microhabitats que o solo oferece. A heterogeneidade do ambiente é o fator que está mais ligado à riqueza de espécies. A comunidade de invertebrados de solo pode sofrer a influência de uma variação vertical do perfil já que o solo é um ambiente estratificado, com uma gama de diferentes microhabitats no perfil do solo, e, portanto, com um grande número de grupos funcionais associados. A heterogeneidade pode ser também horizontal, gerada por um mosaico de condições microclimáticas geralmente associadas à vegetação. A existência de animais coprófagos é consequência da atividade de fragmentação do material orgânico realizado pela fauna saprófita. A modificação espacial promovida por minhocas e térmitas também abre a possibilidade de novos microhabitats para a fauna do solo.

Em alguns casos, a heterogeneidade horizontal pode atuar diminuindo a diversidade das comunidades de invertebrados do solo. Isto ocorre quando entre dois microhabitats favoráveis encontrarmos um microhabitat altamente desfavorável, o que dificulta a distribuição e sobrevivência das espécies mais suscetíveis.

3.3.5.1 Quantidade de seres vivos

É determinada pela quantidade de alimento existente no local. O alimento para a fauna edáfica em geral é tudo que inclui carbono, exceto o dióxido de carbono puro. A população de um habitat, portanto, não pode ser aumentada, enquanto não se aumentar em quantidade ou variedade a fonte alimentícia. Quando, porém, o alimento dobra, a população não se duplica, mas se torna mais ativa (Lei de Thienemann). Os organismos mais favorecidos modificam o ambiente progressivamente a seu favor, formando um novo equilíbrio, que pode ser melhor ou pior para as

plantas cultivadas. A falta de alimento pode influenciar negativamente na população dos organismos do solo. Exemplo: a falta de material orgânico para oligoquetas e miriápodes, a falta de animais em decomposição para certos necrófagos, etc.

3.3.5.2. Umidade do solo

É um fator de grande influência sobre a comunidade de organismos do solo, cada grupo de organismos tem um teor de umidade no qual seu desenvolvimento é favorecido. Se a umidade for excessiva, seja causada por água estagnada ou por irrigação, a maioria dos organismos aeróbicos morre, sobrevivendo somente umas poucas espécies, como de nematóides por exemplo, que conseguem sobreviver em condições de anaerobiose. Algumas espécies de oligoquetas são resistentes à umidade, vivendo até 50 semanas em solos totalmente submersos, uma vez que a área seja arejada. A maioria das espécies, porém, preferem solos simplesmente úmidos, migrando às profundezas quando o solo desseca. Em ambientes como dos cerrados a atividade dos organismos tem como fator limitante, a sazonalidade das precipitações pluviométricas, pois a água é o principal fator limitante da atividade dos organismos do solo.

3.3.5.3. Textura do solo

É outro fator de importante influência sobre os organismos do solo, pois o tamanho das partículas do solo pode determinar o maior ou menor desenvolvimento de grupos da fauna edáfica. Nematóides preferem solos francos e arenosos, isto é, solos em que podem se deslocar facilmente, enquanto que os cupins necessitam, no mínimo, de 20 a 30% de argila no solo para poderem construir suas galerias. Muitos insetos têm patas cavadoras, como por exemplo, certos percevejos, enquanto que organismos mais delicados ficam impedidos de viver em solos compactos.

3.3.5.4. Porosidade do solo

Influencia do ponto de vista da quantidade e do número de poros, os quais são importantes na ocorrência de organismos edáficos, tanto pela ação direta de aeração como por correlações com teor de umidade. A grande maioria dos organismos prefere solos bem providos de poros. Solos com baixa porosidade ou com poros preenchidos pelo excesso de água, acarretando a falta de oxigênio, podem ser limitantes ao desenvolvimento da fauna do solo. A presença de cupins, nos solos, é indicativa de solos compactados.

3.3.5.5. Temperatura

A temperatura ideal para cada grupo de organismos é variada, sendo que cada grupo possui faixas de temperaturas ideais. Fora das faixas ideais, para mais ou para menos, a temperatura do solo passa a ser prejudicial. Exemplos de amplitudes térmicas para: oligoquetas 10,5 a 20° C ; nematóides 15,5 a 30° C ; térmitas 28,0 a 30o C. A 50 cm de profundidade a temperatura do solo tende a estabilizar-se, entretanto os organismos do solo, em sua maioria, vivem até 20 a 30 cm de profundidade por necessitarem de oxigênio e matéria orgânica.

3.3.5.6. Qualidade do alimento

Está diretamente associada à vegetação de um lugar e é um dos meios para modificar a fauna do solo. A rotação de culturas é o meio mais eficaz de modificar a fauna de um solo. Nos sistemas rotação de culturas, como, por exemplo, no milho e soja, ocorre uma significativa redução da infestação de larvas e danos às plantas em relação ao monocultivo de soja, devido ao fato da inclusão do milho na rotação quebrar o ciclo de reprodução do inseto, pois os adultos não se alimentam nem ovopositam nessa gramínea.

3.3.6. PRÁTICAS DE MANEJOS DOS SOLOS E A FAUNA EDÁFICA

O solo em seu estado natural, com cobertura vegetal, se encontra em equilíbrio com o ambiente, tanto sob o ponto de vista de fertilidade, de conservação e atividade biológica.

A produtividade de um solo é resultado da interação de diversos fatores. Na condição silvestre, existe um equilíbrio ecológico que foi alcançado através do tempo. O uso do solo para agricultura ou pastagem modifica este equilíbrio e para manter ou aumentar a produtividade, um novo equilíbrio ecológico favorável ao desenvolvimento das culturas deverá ser estabelecido, sendo necessário conhecimento dos aspectos químicos, físicos e biológicos do solo para se obter base científica para estas mudanças.

A perda das condições desejáveis do solo, em relação ao crescimento de plantas e ao ambiente, tem sido um dos fatores que contribuem para sua degradação, a qual pode ser maior ou menor de acordo com o sistema de preparo do solo e de manejo adotados pelo homem. As práticas de manejo utilizadas em um sistema de produção podem afetar de forma direta e indireta a fauna do solo, o que se reflete na densidade e diversidade de organismos.

Os impactos diretos correspondem à ação mecânica da aração e gradagem e aos efeitos tóxicos do uso de pesticidas. Os efeitos indiretos estão relacionados à modificação da estrutura do habitat e dos recursos alimentares. A retirada de serapilheira e ervas daninhas, bem como a compactação do solo decorrente do uso intensivo de máquinas agrícolas e monocultivos

provocam uma simplificação do habitat, tendo como consequência uma simplificação das comunidades de organismos do solo.

Com as modificações impostas pelo uso, e em particular pela agricultura, a fauna e os microrganismos, em diferentes graus de intensidade, são afetados pelos impactos provocados pelas práticas agrícolas, tanto devido às modificações nas propriedades do solo, como pela ação direta dessas práticas (por exemplo, o efeito de defensivos agrícolas e do tráfego de máquinas nas populações de macro e de microrganismos). De um modo geral, os organismos do solo são afetados pela compactação e seus efeitos na porosidade, na circulação de água e de ar, e na mobilidade dos organismos no espaço temporal, pela diminuição da qualidade e da quantidade de material orgânico que constitui a fonte de alimento desses organismos, e pelas mudanças bruscas nas condições pedoclimáticas, como stress hídrico prolongado, inundação, fogo e congelamento.

A fauna do solo está intimamente associada aos processos de decomposição e ciclagem de nutrientes que são de fundamental importância para a manutenção da produtividade das culturas. É ao mesmo tempo agente transformador e reflexo das características físicas, químicas e biológicas dos solos. A sensibilidade dos invertebrados de solo aos diferentes manejos reflete claramente quanto uma determinada prática de manejo pode ser considerada ou não conservadora do ponto de vista da estrutura e fertilidade do solo.

3.3.6.1. Sistema de Preparo Convencional

Durante vários anos o sistema de cultivo mais utilizado foi o plantio convencional, com aração, gradagem e semeadura, tendo como consequência um grande revolvimento do solo e exposição do mesmo à ação da gota de chuva, erosão e empobrecimento do solo, causando compactação pelo uso intenso de máquinas. De um modo geral, as modificações do habitat impostas pela aração têm efeito negativo sobre a fauna do solo. O dano mecânico deste tipo de técnica é maior em indivíduos da macrofauna do que da mesofauna ou microfauna.

O carbono orgânico do solo é o mais importante indicador da qualidade de um solo e da sustentabilidade agrícola devido ao seu impacto em outros indicadores físicos, químicos e biológicos. O revolvimento do solo pela lavração resulta em um aumento de trocas gasosas, criando um ambiente oxidativo que resulta em um rápido declínio no teor de carbono orgânico do solo.

Os efeitos indiretos correspondem a uma mudança da dinâmica da matéria orgânica, ocorrendo, geralmente, um aumento na velocidade de decomposição. E também mudanças microclimáticas do habitat com um aumento da temperatura e redução da umidade.

Vários trabalhos mostram reduções significativas das populações de minhocas. As densidades de minhocas chegam a ser até 3 vezes maiores no plantio direto do que em sistemas de cultivo convencional. Vários trabalhos desenvolvidos demonstram que aproximadamente 50% da população de minhocas são mecanicamente afetadas pela aração.

Embora, os efeitos da aração de um modo geral sejam negativos, alguns trabalhos demonstram não haver alterações ou pelo contrário, alguns grupos da fauna de solo seriam estimulados por tal manejo, ocorrendo um estímulo ao redor de 25% no número de aranhas e ácaros (Astigmata) em solos submetidos à lavração em lavouras comerciais. Os maiores ataques de tamanduá-da-soja têm sido verificados em regiões onde é feita a semeadura direta da soja. Entretanto, sistemas de preparo de solo, com arado ou grade, reduzem consideravelmente o número de larvas de coleópteros, pela destruição da câmara de hibernação das larvas.

3.3.6.2. Sistema de plantio direto e uso de coberturas

A partir da década de 70, iniciou a expansão do sistema de plantio direto, visando resolver problemas como a erosão, perdas de solo, nutrientes, matéria orgânica entre outros. A introdução de sistema de plantio direto, onde o solo é pouco revolvido e o aporte de resíduos ocorre na superfície, causa um aumento de matéria orgânica, bem como, conduz a uma recuperação da estabilidade estrutural e uma melhor qualidade do solo. A adição de coberturas ao solo pode aumentar consideravelmente a infiltração de água, reduzir a evapotranspiração e a perda de matéria orgânica do solo, além de estimular a ocorrência e a atividade das comunidades edáficas.

O plantio direto favorece a sobrevivência de espécies saprófitas e algumas rizófagas que necessitam de palha para a oviposição e desenvolvimento inicial, como algumas larvas de coleópteros.

É importante que se considere, no caso do uso de coberturas mortas, a qualidade do material a ser utilizado. Deve-se verificar a resposta, em termos de densidade, à aplicação de resíduos de diferentes origens. Enquanto minhocas e térmitas respondem positivamente a qualquer tipo de cobertura, as formigas têm suas densidades aumentadas apenas com certos tipos de resíduos (Quadros 8, 9 e 10).

Quadro 8: Efeito da cobertura morta sobre o número e atividade de minhocas no solo (Mc Calla & Army, 1961) citado por (Vidor, 1984).

Resteva (t/ha)	Nº minhocas/ha	Coprólitos (t/ha)	Galerias	
			Nº / m ²	Prof. (cm)
0	26.000	2,6	11,1	30 – 45
2	206.000	37,4	88,8	25 – 30

4	338.000	52,8	199,9	20 – 25
6	526.000	83,0	277,5	15 – 20

Quadro 9: Número de galerias realizadas pelas minhocas em solos cultivados pelos sistemas de preparo convencional e direto (Ehlers, 1975) citado por (Vidor, 1984).

Profundidade (cm)	Número de galerias	
	Preparo Convencional	Plantio Direto
2	27	117
20	79	141
30	187	305
40	348	365

Quadro 10: Artrópodes presentes em amostras de solo de 300 cm³ coletadas em esquema de sucessão soja/trigo e soja/adubo verde (av) num Latossolo Roxo Distrófico (Guimarães Peixoto et al., 1997).

Preparo do Solo	Aração		Plantio Direto	
	Soja/trigo	Soja/aveia	Soja/trigo	Soja/aveia
Nº de artrópodes	07	23	33	192

Com relação ao uso de coberturas vivas, é comum encontrar uma maior densidade e diversidade de ácaros predadores em pomares, onde as ervas daninhas não foram retiradas. A maior porcentagem de predadores pode ser um instrumento eficiente para o controle de pragas, sugerindo que os efeitos de uma comunidade de invertebrados do solo mais diversa e abundante ultrapassam os limites do solo.

A ocorrência do “coró” é um dos problemas constatados em lavouras sob plantio direto (PD) no cerrado. As larvas pertencem à família Melolonthidae e alimentam-se de plantas e de resíduos orgânicos.

No cerrado, existe grande número de espécies. Uma delas caracteriza-se por cavar galerias verticais com 2 cm de diâmetro e até 60 cm de profundidade. Esse coró pertence ao gênero *Bothynus* e ocorre em lavouras sob plantio direto e em pastagens, onde há palha na superfície do solo. A larva abre galerias profundas, onde armazena palha para sua alimentação. Não é considerada praga, pois, a larva não ataca plantas nem consome sementes. É um inseto desejável nas lavouras por causa da abertura de galerias, da incorporação e da mineralização de palha e do transporte de nutrientes no perfil do solo. Outra espécie de coró caracteriza-se por não abrir galerias, as larvas movimentam-se em busca de sementes e de raízes, concentrando-se na linha de semeadura das plantas cultivadas. Alimentam-se de sementes e da parte subterrânea das plantas.

Nas lavouras sob preparo convencional de solo, predominam as pragas, cujos adultos tem boa habilidade de vôo (pulgões, percevejos, lagarta-da-soja e lagarta-do-trigo). Infestam a lavoura durante a fase vegetativa e reprodutiva. No PD, por causa da ausência de preparo de solo e da presença de palha na superfície, desenvolvem-se populações ‘residentes’ e de ciclo biológico longo. Nas lavouras sob PD, os inimigos naturais de pragas, encontram ambiente favorável para sobrevivência e reprodução e o controle biológico natural assume importância maior, pode-se dizer que nas lavouras sob PD e abundância de palha na superfície do solo, haverá maior diversidade de espécies com tendência de equilíbrio entre as populações.

No PD, destacam-se as espécies univoltinas (ciclo biológico de um ano) como o coró-da-pastagem, a larva-aramé e o gorgulho-do-solo, além do tamanduá-da-soja, piolho-de-cobra, lesmas, grilos e outras menos frequentes.

3.3.6.3 Aplicação de pesticidas e fertilizantes

Os efeitos dos pesticidas sobre a fauna de solo variam não só em função dos compostos utilizados, como também com o método de aplicação. Os fungicidas em geral, por serem aplicados em doses maiores que inseticidas e herbicidas, têm efeitos muito mais drásticos na fauna do solo. Além disso, é importante também considerar os efeitos indiretos da aplicação. A redução da população de fungos leva também a uma redução das populações dos organismos fungívoros e de seus potenciais predadores.

Os herbicidas em geral têm um efeito inibidor nas populações da fauna de solo, o que, no entanto é menos pronunciado que o de fungicidas e inseticidas. A redução nas densidades é resultado mais da simplificação do habitat, pela retirada da cobertura viva proporcionada pelas ervas daninhas do que propriamente resultado da intoxicação da fauna.

Os inseticidas apresentam efeitos negativos tanto sobre a macrofauna quanto mesofauna. Em alguns casos pode haver uma substituição de grupos de ácaros e oscilações das populações de colêmbolos. Assim, pode-se admitir três possibilidades de atuação dos agroquímicos no sentido de alterar o equilíbrio biológico de um sistema: a) morte dos organismos sensíveis e o uso de seu material orgânico como fonte de nutrientes pelos sobreviventes; b) uso direto de agroquímicos por organismos capazes de metabolizá-los; e c) desenvolvimento de populações que dependem dos produtos de decomposição do agroquímico.

A aplicação de fertilizantes inorgânicos pode ter um efeito positivo para a fauna de solo, já que ao promover uma maior biomassa vegetal promove também um retorno da matéria orgânica ao solo. A magnitude desse efeito depende diretamente da demanda de nutrientes das plantas cultivadas e da disponibilidade de nutrientes no solo. Quanto maior for o aumento na

biomassa vegetal, maior também será a resposta da fauna, embora essa relação não tenha que ser necessariamente linear. Alguns fertilizantes, no entanto, podem ser tóxicos a alguns componentes da fauna de solo. É o caso das minhocas que em geral sofrem intoxicação por amônia.

A adição de adubos orgânicos, no entanto, pode ter um efeito benéfico sobre a fauna de solo, pois além de significarem uma incorporação de nutrientes ao solo, representam também uma fonte alimentar adicional.

Certos animais são sensíveis a solos ácidos e à vegetação pobre em cálcio (Ca) e nitrogênio (N₂), alguns como minhocas, centopéias e outros possuem glândulas calcíferas ou de Morrens, podendo enriquecer seu alimento com cálcio.

3.3.6.4. Efeito do fogo

A queima de áreas para fins de plantio ou colheita tem efeitos negativos drásticos sobre as populações de animais do solo. Além da eliminação direta de praticamente todos os animais que vivem na superfície do solo, a eliminação da serrapilheira elimina a fonte de alimento e desestrutura o habitat. Sem alimento e sem habitat, a recolonização, quando ocorre, é lenta e restrita a poucos grupos. A perturbação, exercida no ambiente, resulta no desaparecimento ou redução de vários grupos, principalmente nos períodos iniciais após a queima.

Os organismos do solo são sensíveis às mudanças de estação, umidade, nutrientes, fatores bióticos e temperatura. Com as queimadas, a influência da temperatura do solo pode ser direta, pelo aumento do calor no momento da queima, ou indireta pelas flutuações térmicas em função da destruição da vegetação.

As queimadas causam um secamento superficial do solo diminuindo a umidade, transforma o carbono orgânico em CO₂, diminuindo o alimento para os organismos.

O efeito do fogo é maior em florestas do que em pastagens e as alterações ambientais posteriores à queima, via de regra apresentam maiores efeitos que o calor do fogo sobre a redução de populações. A transição para condições xerófitas, a escassez de alimentos e o aumento de flutuação da temperatura, são mencionados em vários trabalhos, como principais alterações do meio. Entretanto uma queimada de pequena intensidade em florestas deixa ilhas de vegetação e troncos mal queimados que constituem abrigos para os invertebrados durante ou após a queima (Quadro 11).

Quadro 11: Densidade em número de indivíduos por m² e porcentagem do total de três grupos funcionais de macroartrópodos em plantios de cana-de-açúcar com e sem queima por ocasião da colheita (modificado a partir de Pinheiro et al.,1996).

Artrópodos	Plantio sem queima		Plantio com queima	
	Densidade	% do total	Densidade	% do total
Fitófagos	6.411	53	2.534	83
Macroartrópodos edáficos	3.554	29	307	10
Insetos sociais	2.174	18	200	7
Total	12.139	-	3.011	-

Quadro 12: Densidades em número de indivíduos por m² (+/- erro padrão) em uma camada de solo de 0-30 cm afetada pelo uso de cobertura morta (modificado a partir de Tian et al.,1993).

Resíduos	Minhocas	Térmitas	Formigas	Diplópodos vegetais
Sem cobertura	79 ± 17 a	360 ± 243 a	555 ± 122 a	8 ± 5 a
Acioa (poda)	100 ± 12 a	1082 ± 255 c	566 ± 155 a	12 ± 8 a
Gliricidia (poda)	113 ± 35 ab	528 ± 203 b	786 ± 217 b	12 ± 4 a
Leucena (poda)	144 ± 46 b	629 ± 191 b	692 ± 93 ab	8 ± 5 a
Milho (sabugo)	107 ± 11 ab	900 ± 304 c	540 ± 90 a	8 ± 5 a
Arroz (palha)	112 ± 18 ab	689 ± 184 b	582 ± 110 a	8 ± 5 a

Bibliografia

Lavelle *et al.* Relationship between soil macrofauna and tropical soil fertility. In: Woomer & Swift. **The Biological Management of Tropical Soil Fertility**. John Wiley & Sons, 1994.

Bachelier, G. (1978). “La faune de sols, son écologie et son action.” **Documentation Techniques** 38: 391.

Bouché, M. B. (1977). “Stratégies lombriciennes.” **Ecology Bulletin** 25(25): 671.

André, H. M., M. I. Noti, et al. (1994). “The soil fauna: the order last biotic frontier.” **Biodiversity and Conservation** 3: 45-46.

Swift, M. J., O. W. Heal, et al. (1979). **Decomposition in terrestrial ecosystems**. Berkley, University of California.

3.4 Microrganismos do solo

*Celso Aita
Sandro José Giacomini*

3.4.1 Introdução

O solo é considerado um dos mais importantes reservatórios de biodiversidade do planeta terra, devido a enorme diversidade de organismos vivos que habitam esse ambiente. Os organismos do solo são classificados em microrganismos e macrorganismos (fauna do solo).

Esses dois grupos de organismos, principalmente os microrganismos, são responsáveis pela realização de processos chaves para a manutenção da vida no planeta, sendo a atividade dos organismos bastante influenciada pelas práticas agrícolas. Nesta unidade serão apresentados os diferentes organismos que habitam o solo e as atividades que eles realizam e práticas de manejo do solo que influenciam sua atividade.

3.4.2 Organismos do solo: microrganismos e fauna do solo

Os organismos do solo são diversos e numerosos. Em função do seu tamanho eles podem ser divididos em microrganismos e macrorganismos. O grupo dos microrganismos é formado por bactérias, fungos, algas e protozoários. Esse grupo também é denominado de microflora²⁵. Já o grupo dos macrorganismos inclui, por exemplo, nematóides, minhocas e cupins. Embora os protozoários sejam considerados microrganismos juntamente com os macrorganismos eles compõem a fauna do solo.

3.4.2.1 Microrganismos

Bactérias

As bactérias são consideradas os organismos mais antigos da Terra. Atualmente elas estão classificadas em dois grandes grupos: Bactéria e Archaea. O grupo Bactéria engloba a maioria das bactérias presentes no solo e o grupo Archaea é composto principalmente por bactérias extremófilas e metanogênicas. Com exceção das metanogênicas, que estão presentes em solos cultivados com arroz irrigado por inundação, os extremófilos não são habitantes comuns de solos agrícolas. As bactérias extremófilas são capazes de crescer sob condições extremas de temperaturas e pH. Essas condições são encontradas principalmente em fontes termais e em áreas de mineração.

A morfologia das células bacterianas é bastante variável (Figura B.1). Entre os diversos tipos morfológicos observados, os mais frequentes são os cocos (célula esférica ou ovalada), os bacilos (célula cilíndrica) e os espirilos (célula em forma de espiral). Embora todas as bactérias sejam unicelulares, algumas espécies permanecem agrupadas após a divisão celular (diplococos, sarcina e tétradas) que em alguns casos formam longas cadeias de células.

No solo existem também bactérias filamentosas, denominadas de actinomicetos. Essas bactérias formam filamentos ramificados que dão origem ao micélio. Embora de dimensões bacteriana, o micélio é em vários aspectos, parecido ao micélio formado por fungos filamentosos.

²⁵ Saiba mais: O termo microflora é originado da primeira classificação dos microrganismos realizada por Linnaeus quando esses eram agrupados junto com as plantas (flora) no Reino Vegetal (Plantae). Considerando a classificação atual dos microrganismos o termo microflora não é adequado para representar os microrganismos.

As bactérias são os menores organismos encontrados no solo, sendo que a unidade de medida usada para expressar o tamanho das células bacterianas é o micrômetro ($1 \mu\text{m} = 0,001\text{mm}$). As bactérias apresentam tamanhos variáveis, desde células muito pequenas, com diâmetro de $0,1\text{-}0,2 \mu\text{m}$, até outras com mais de $50 \mu\text{m}$ de diâmetro. As dimensões médias de uma bactéria em forma de bacilo, como, por exemplo, a bactéria *Escherichia coli*, correspondem a cerca de $1 \times 3 \mu\text{m}$.

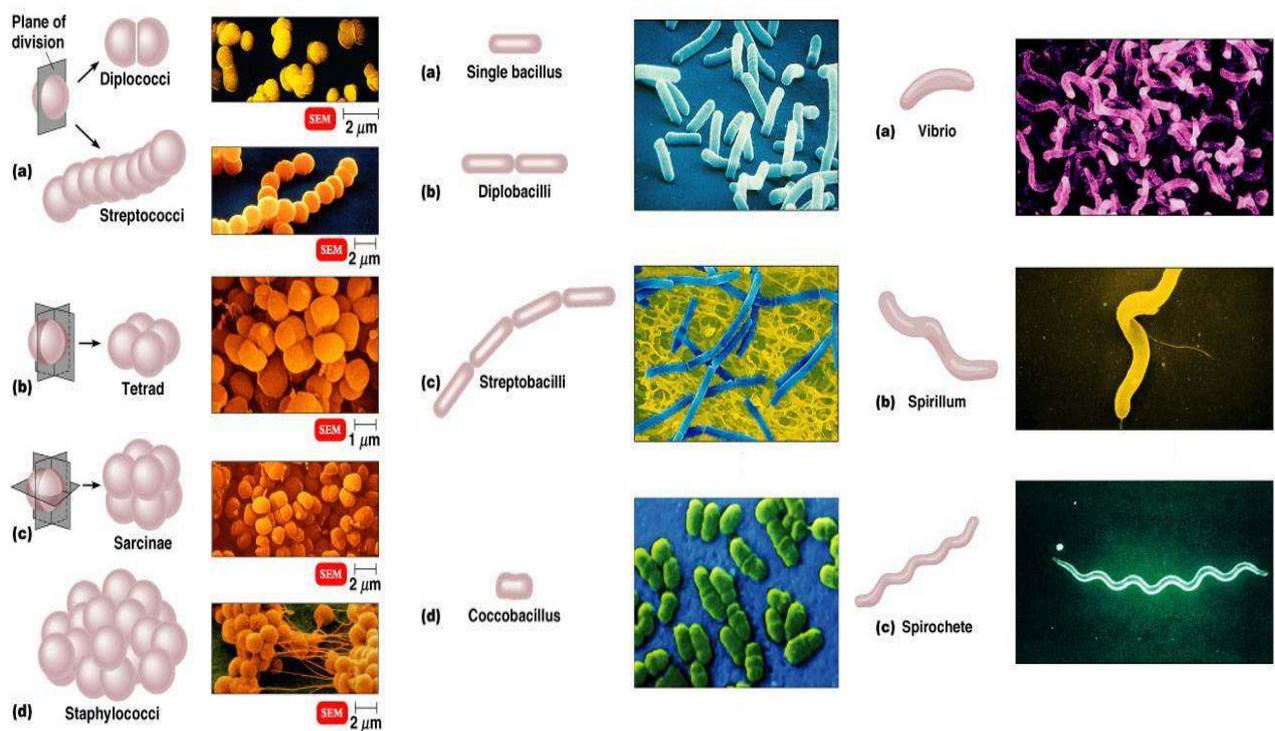


Figura B.1. Formas celulares (morfologia) representativas de procariotos e arranjos das células bacterianas após sua divisão.

A maioria das bactérias presentes no solo é aeróbia, ou seja, necessitam do O_2 para seu crescimento. No solo existem também as bactérias que conseguem viver na presença e/ou na ausência de O_2 (p.ex. *Pseudomonas aeruginosa*). Além dessas existem aquelas que crescem somente na ausência de O_2 , como as bactérias do gênero *Clostridium*. Um outro exemplo de bactérias que não toleram o O_2 são as metanogênicas do grupo Archaea. Essas bactérias são as principais responsáveis pelo metano (gás natural) presente na Terra. As metanogênicas também são responsáveis pela produção de metano nas lavouras de arroz irrigado por inundação. Porém, nesse caso, o metano é emitido para a atmosfera contribuindo para o efeito estufa. Na unidade 5, será apresentada uma classificação das bactérias em função das suas exigências em oxigênio, temperatura, água e pH.

As cianobactérias são classificadas como bactérias (grupo Bactéria) fotossintetizantes, seu metabolismo gera oxigênio molecular (O_2) da mesma maneira que nas plantas. Alguns estudos demonstraram que as cianobactérias desempenharam papel importante na evolução da

vida, pois foram os primeiros organismos fototróficos oxigênicos a surgir na Terra, esse evento foi importantíssimo para o surgimento da “vida aeróbica” na Terra.

As cianobactérias apresentam enorme diversidade morfológica. São conhecidas tanto formas unicelulares quanto filamentosas, com variações consideráveis entre esses tipos morfológicos. Algumas espécies de cianobactérias filamentosas podem apresentar heterocistos, os quais atuam na fixação de nitrogênio. As células de cianobactérias variam quanto ao tamanho, desde o típico tamanho bacteriano (diâmetro de 0,5-1 μm) até células grandes, com diâmetro de 40 μm (*Oscillatoria princeps*).

Além da diversidade morfológica, a diversidade bioquímica e fisiológica é uma característica marcante das bactérias. Devido a essa característica, esses organismos são capazes de colonizar ambientes inabitados pelos eucariotos. A diversidade bioquímica e fisiológica permite que as bactérias utilizem várias fontes de energia e utilizem diversos tipos de substrato (alimento) e tolerem ambientes com condições extremas.

Fungos

Os fungos são microrganismos eucariotos que apresentam habitats relativamente diversos, sendo que a maioria vive no solo ou sobre material vegetal morto. Todos os fungos são organismos heterotróficos e apresentam exigências nutricionais simples. Várias espécies podem crescer em ambientes de pH baixo ou com altas temperaturas (até 62°C). Essas características associadas a sua capacidade de produzir esporos, torna-os organismos contaminantes, comumente isolados de produtos alimentícios e da maioria das superfícies.

Quanto a forma são reconhecidos três principais grupos de fungos: os bolores também conhecidos como fungos filamentosos (*Aspergillus*, *Fusarium*, *Penicillium*), os cogumelos e as leveduras. Esse último grupo são fungos unicelulares com células esféricas, ovais ou cilíndricas. As leveduras crescem abundantemente em habitats onde há a presença de açúcares, como frutas, flores e cascas de árvores. As principais leveduras de importância econômica correspondem ao gênero *Saccharomyces*, utilizadas na panificação e na produção de bebidas alcoólicas.

Os fungos filamentosos encontram-se amplamente disseminados na natureza. Cada filamento cresce principalmente na extremidade, pela extensão da célula terminal. Um único filamento recebe a denominação de hifa. As hifas geralmente crescem em conjunto, ao longo de uma superfície, formando tufo compactos, sendo este conjunto denominado micélio, que pode ser facilmente visualizado sem o auxílio de um microscópio. O micélio surge porque as hifas individuais, ao crescerem, formam ramificações que se entrelaçam, resultando em uma massa compacta.

Cogumelos correspondem a basidiomicetos filamentosos, que formam grandes corpos de frutificação (p.ex. *Coriolus*, *Marasmius*). Durante a maior parte de sua existência, o cogumelo

vive como um simples micélio, crescendo no solo, em restos de folhas, ou troncos em decomposição. No entanto, quando as condições ambientais tornam-se favoráveis, geralmente após períodos de clima úmido e frio, os corpos de frutificação se desenvolvem, inicialmente como uma estrutura pequena, em forma de botão, abaixo da superfície, que depois se expande, formando o corpo de frutificação totalmente desenvolvido, que observamos acima do solo. Esporos sexuais, denominados basidiósporos são formados na face inferior do corpo de frutificação, em regiões achatadas, denominadas lamelas, que se encontram ligadas ao píleo do cogumelo. Os basidiósporos dos cogumelos são dispersos pelo vento.

Diversas espécies de fungos dos grupos dos filamentosos e dos cogumelos podem formar simbioses mutualísticas com plantas, denominadas micorrizas. Essa associação será tratada com mais detalhes quando abordaremos o ciclo biogeoquímico do fósforo.

Algas

As algas compõem um grande e diverso grupo de organismos eucarióticos que contêm clorofila e realizam a fotossíntese (liberam O₂). As algas não devem ser confundidas com as cianobactérias, que também são fototróficas, pertencentes ao grupo Bacteria e, desse modo, bastante distintas evolutivamente das algas. Embora a maioria das algas apresente tamanho microscópico, correspondendo claramente a microrganismos, algumas formas são macroscópicas, com algumas algas marinhas podendo atingir mais de 30m de comprimento.

As algas podem ser unicelulares ou coloniais, sendo as últimas correspondentes a agregados celulares. Quando as células assumem um arranjo linear, a alga é denominada filamentosa. Dentre as formas filamentosas, ocorrem filamentos não ramificados e ramificados. As algas contêm clorofila e, conseqüentemente, exibem coloração verde. No entanto, alguns tipos de algas comuns não são verdes, exibindo coloração marrom ou vermelha devido à presença de outros pigmentos tais como xantofilas, além da clorofila, os quais mascaram a coloração verde. As células de algas contêm um ou mais cloroplastos - estruturas membranosas que armazenam os pigmentos fotossintéticos. Os cloroplastos podem freqüentemente ser reconhecidos microscopicamente no interior das células de algas por sua coloração verde distinta.

3.4.3 Densidade, biomassa e funções dos microrganismos do solo

3.4.3.1 Densidade e biomassa

Na Figura B.5 podemos verificar que os organismos do solo são numerosos. Quanto menor o tamanho dos organismos maior é a sua densidade no solo. Bactérias destacam-se pela maior densidade e juntamente com os fungos apresentam também maior biomassa. Embora os

componentes da fauna do solo apresentem-se em menor número e biomassa do que os microrganismos, as atividades realizadas por esses organismos são de grande importância, pois afetam a estrutura do solo e a dinâmica da matéria orgânica e a ciclagem de nutrientes. É importante ressaltar que os dados apresentados na Figura B.5 são apenas de referência e que os mesmos são dependentes das condições edafoclimáticas²⁶ predominantes no ambiente.

Grupo de organismo	Tamanho (µm)	Número (nº g ⁻¹ de solo)	Biomassa úmida (kg ha ⁻¹)
Bactéria	0,5 x 1	10 ⁸ – 10 ⁹	300 – 3.000
Actinomicetos	0,5 – 2*	10 ⁷ – 10 ⁸	300 – 3.000
Fungos	8*	10 ⁵ – 10 ⁶	500 – 5.000
Algas	5 x 13	10 ³ – 10 ⁶	10 – 1.500
Protozoários	15 x 50	10 ³ – 10 ⁵	5 – 200
Colêmbolos	0,5 a 4,0	16.000**	
Mínhocas	100.000	>10 a <2000	10 – 1.000

* diâmetro da hifa; ** número por metro quadrado.

Figura B.5. Grupo de organismos do solo com valores representativos de tamanho, número e biomassa.

Atualmente mais de 4.700 espécies de bactérias foram identificadas no solo. Algumas estimativas indicam que esse número pode chegar a 53.000. No caso de fungos são conhecidas aproximadamente 75.000 espécies, representando apenas 5% do número de espécies de fungos que se estima que estejam habitando o solo. Alguns gêneros de bactérias e fungos encontrados no solo são apresentados na Figura B.6. O gênero *Bacillus* é uma das bactérias mais comumente encontrada nos solos, a qual pode representar até 67% das bactérias do solo. Possivelmente isso esteja relacionado a sua capacidade de produzir endósporo em condições adversas de umidade e temperatura.

Bactéria	Actinomicetos	Fungos
<i>Arthrobacter, Bacillus, Pseudomonas, Agrobacterium, Alcaligene, Flavobacterium, Corynebacterium, Xantomonas, Mycobacterium, Bradyrhizobium*</i>	<i>Streptomyces, Actinomyces, Nocardia</i>	<i>Aspergillus, Fusarium, Penicillium, Rhizopus</i>

* presente em solos onde foi realizado o cultivo da soja com o uso de inoculação

Figura B.6. Principais gêneros de microrganismos encontrados no solo.

3.4.3.2 Principais funções dos microrganismos e da fauna do solo

No solo as bactérias realizam diversos processos essenciais no ciclo da vida como:

- decomposição de resíduos orgânicos de origem vegetal e animal.

²⁶ **Glossário:** Condições edafoclimáticas são as condições de solo e clima como, por exemplo, temperatura e umidade e pH do solo.

- transformações biogeoquímicas e ciclagem de elementos como nitrogênio (N), fósforo (P) e enxofre (S).
- síntese de substâncias húmicas.
- fixação de N₂ atmosférico.
- agregação do solo.
- degradação de xenobióticos²⁷
- produção de antibióticos (p.ex. *Streptomyces*).

A principal atividade da maioria dos fungos corresponde à decomposição de materiais vegetais ricos em celulose e lignina. Os fungos através de suas hifas também auxiliam na agregação do solo unindo partículas minerais e microagregados em macroragregados. Além disso, podem agir como agentes de controle biológico e formar simbiose mutualística com plantas (micorrizas) e algas ou cianobactérias (liquens).

Embora os microrganismos sejam responsáveis por mais de 90% da atividade que ocorre no solo, a fauna apresenta importante função nesse ambiente. A microfauna em função de seu tamanho reduzido apresenta pouco efeito sobre alterações diretas na estrutura do solo. Todavia eles afetam a disponibilidade de nutrientes no solo através de interações com microrganismos. Protozoários e alguns nematóides são predadores de bactéria e fungos e, dependendo da intensidade de predação, eles podem diminuir significativamente o número de microrganismos, influenciando a taxa de renovação da biomassa microbiana. Com isso, são afetadas a taxa de mineralização da matéria orgânica do solo e a disponibilidade de nutrientes.

A mesofauna do solo apresenta uma grande diversidade de estratégias de alimentação e de funções em processos do solo. Os colêmbolos atuam na regulação das populações de fungos e da microfauna além de atuar na fragmentação de resíduos orgânicos, como por exemplo, a palhada das culturas após a colheita. Outros componentes ativos da mesofauna, com destaque para os enquitreídeos, além de participarem ativamente da fragmentação de resíduos orgânicos também contribuem para a agregação do solo, através de excreções fecais.

Quanto à macrofauna participa no fracionamento dos resíduos orgânicos e na sua redistribuição ao longo do perfil do solo, aumentando a superfície de contato e, portanto a disponibilidade de substrato orgânico à atividade microbiana. Certos grupos, com destaque para termitas e minhocas, podem modificar substancialmente a estrutura do solo pela formação de

²⁷ **Glossário** = Xenobióticos são compostos químicos sintéticos que não ocorrem naturalmente na Terra. Esses compostos são gerados pela atividade humana e estão presentes em diversos materiais como detergentes, lubrificantes, plásticos e agrotóxicos.

macroporos biológicos e agregados. Isto pode influenciar a infiltração de água e a lixiviação de solutos no solo e, portanto, a capacidade do solo funcionar como um tampão ambiental.

As minhocas estão entre os principais componentes da fauna do solo, atuando na porosidade biológica e na estabilidade dos agregados. Existem cada vez mais evidências sugerindo que, além do efeito positivo das minhocas na estrutura do solo, através da abertura de galerias, elas também podem afetar significativamente a fertilidade do solo pela sua influência em atributos biológicos e químicos.

A partir do exposto observa-se que os organismos do solo apresentam grande influência sobre a ciclagem de nutrientes e a estruturação do solo. Na Figura B.7 é apresentada um resumo das atividades dos organismos do solo que influenciam a ciclagem de nutrientes e a estrutura do solo.

Grupo de organismos	Ciclagem de nutrientes	Estrutura do solo
Microrganismos	Cataboliza a matéria orgânica Mineraliza e imobiliza nutrientes	Produz compostos orgânicos que unem agregados Hifas aglomeram partículas em agregados
Microfauna	Regula populações de bactérias e fungos Altera a ciclagem de nutrientes	Pode afetar a estrutura de agregados por meio da interação com a microflora
Mesofauna	Regula populações de fungos e da microfauna Altera a ciclagem de nutrientes Fragmenta resíduos de plantas	Produz coprólitos Cria bioporos Promove a humificação
Macrofauna	Fragmenta resíduos de plantas Estimula a atividade microbiana	Mistura partículas orgânicas e minerais Redistribui a MO e microrganismos Cria bioporos Promove a humificação Produz coprólitos

Figura B.7. Influência da biota em processos do ecossistema solo.

3.4.4 Micorrizas

Micorrizas são associações mutualísticas entre fungos e raízes. Estudos em raízes fossilizadas evidenciam que as micorrizas surgiram há cerca de 400 milhões de anos, período que coincide com o aparecimento das plantas terrestres. Nessa associação a planta produz carbono para o fungo e esse absorve água e nutrientes em especial o fósforo para as plantas. Sem

dúvida essa interação foi importante para o aumento da diversidade das espécies e a colonização do hábitat terrestre, tornando as micorrizas um fenômeno generalizado na natureza.

Estas associações estão presentes em quase 95% das plantas. Assim pode-se dizer que “as plantas não micorrizadas são uma exceção na natureza”. Isto significa que culturas como o milho, trigo, soja, feijão, azevém, trevo, e outras mais, têm fungos benéficos associados em suas raízes em nível de lavoura.

3.4.4.1 Importância das micorrizas para o ciclo do P

Como vimos anteriormente, apenas uma pequena quantidade de P no solo está disponível para as plantas. Isso em função da grande reatividade desse elemento com os colóides do solo. Aliado a isso o P é pouco móvel no solo. Com essas condições, a absorção do P pelas raízes gera no solo próximo as raízes uma região pobre em P. As micorrizas ao desenvolverem-se das raízes para o solo fazem com que as hifas aumentem o volume total de solo explorado e permitem a absorção de P fora dessa zona de esgotamento de nutrientes (Figura H.3). A grande capacidade de absorção das hifas e as modificações fisiológicas advindas da micorrização possibilitam que as raízes micorrizadas absorvam nutrientes em concentrações mais baixas que as não micorrizadas, resultando em grande redução no requerimento externo de nutrientes pela planta. As hifas podem absorver e transferir P, colocado até 8 cm da superfície da raiz, para a planta. Assim percebe-se que as micorrizas apresentam grande importância para o ciclo do P no sistema solo-planta.

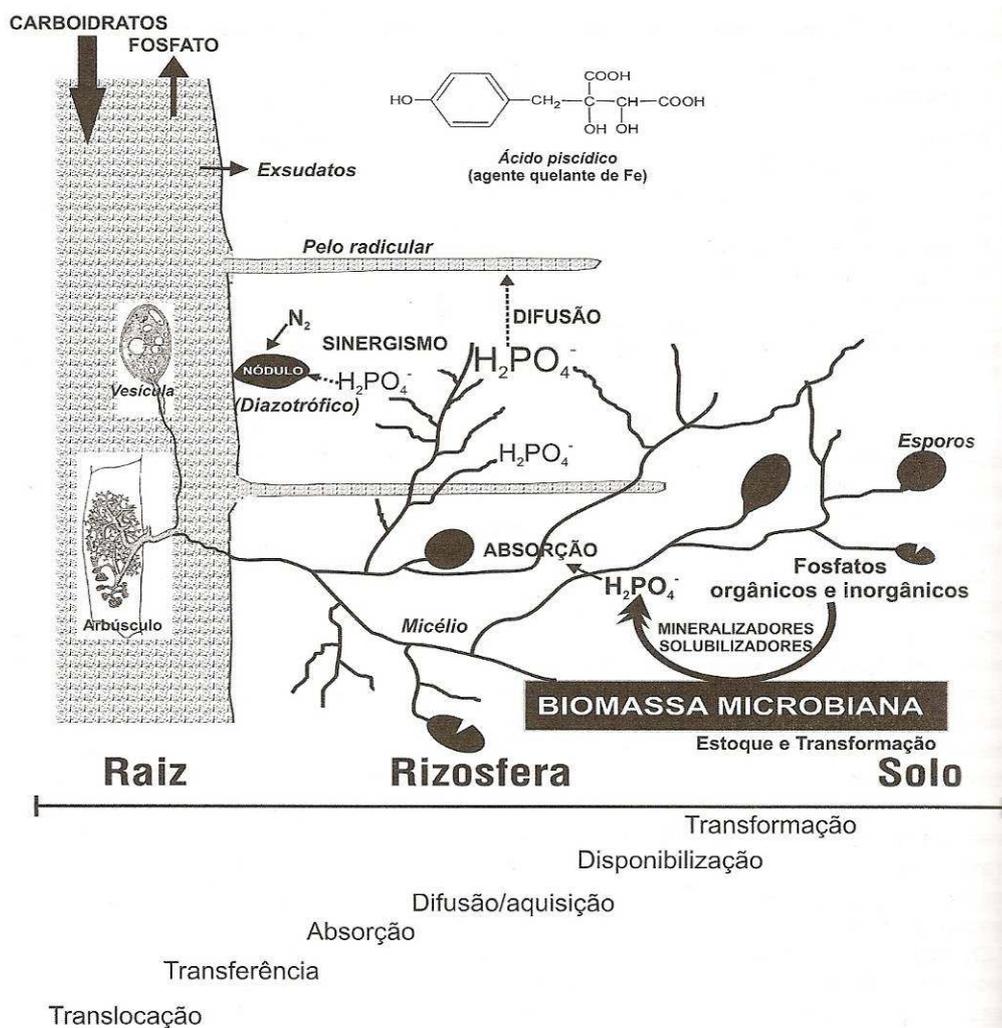


Figura H.3 Influência das micorrizas na disponibilidade de P para as plantas.

3.4.4.2 Tipos de micorrizas

Atualmente considera-se que existem sete tipos de micorrizas. Entre esses, destacam-se pela importância e pelo volume de informações as Ectomicorrizas e as Endomicorrizas (Micorrizas arbusculares – MAs).

Essas micorrizas diferem entre si pela posição do fungo na raiz e de sua estrutura de associação com a planta. A seguir são apresentadas na Figura H.4 as principais diferenças entre esses dois tipos de micorrizas.

Característica	Ectomicorriza	MVA
Principais hospedeiros	Árvores de clima temperado, Myrtaceae, Dipterocarpaceae	90% das famílias de plantas vasculares
Principais fungos	Basidiomicetos e alguns Ascomicetos (cogumelos)	Zigomicetos da ordem Glomales (140 espécies)
Distribuição geográfica	Ocorrência generalizada nas regiões temperadas, poucos fungos de ocorrência natural nos trópicos.	Cosmopolita, com maior incidência nos trópicos e em agrossistemas
Especificidade	Presente em alguns grupos	Sem evidência
Dreno de carbono	Muito elevado, até 35% do C	Baixo, em torno de 10% do C

	assimilado pelo hospedeiro.	assimilado
Morfologia da raiz	Acentuada modificação visual	Sem modificação aparente
Anatomia celular	Presença de manto, rede de Harting e penetração apenas intracelular	Formação de arbúsculos (intracelular), esporos característicos, hifas extraradiculares
Interface planta-solo	Manto rizomorfo e micélio	Raiz e micélio
Interface fungo-planta	Extracelular via rede de Harting	Intracelular via arbúsculos
Principal efeito nutricional	Absorção de N e P do solo, restos vegetais (enzimas),	Absorção de P, Cu e Zn do solo
Relação com patógenos	Ação de biocontrole (barreira física e antibióticos)	Ameniza o ataque de patógenos (nutricional)
Tolerância a impacto ambiental	Muito alta; protege a planta de estresses diversos	Média a baixa; ameniza os efeitos de fatores fitotóxicos

Figura H.4 Principais diferenças entre as ectomicorrizas e endomicorrizas.

3.4.4.2.1 Ectomicorrizas

A associação ectomicorrízica é bastante comum em essências florestais tais como plantas pertencentes às famílias Pinaceae, Betulaceae, Fagaceae, Dipterocarpaceae e Myrtaceae. Os fungos que se associam a estas plantas pertencem principalmente às subdivisões Basidiomycotina e Ascomycotina. Os fungos ectomicorrízicos podem ser epígeos, quando frutificam acima da superfície do solo, ou hipógeos, quando o corpo de frutificação é produzido abaixo da superfície (Figura H.5). As ectomicorrizas apresentam especificidade fungo-hospedeiro, principalmente em nível de gênero e em alguns casos de espécie.

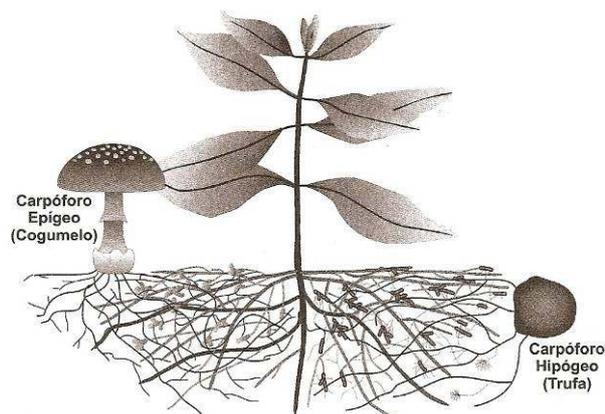


Figura H.5 Associação ectomicorrízica em eucalipto, com a presença de fungos epígeos e hipógeos.

Nas ectomicorrizas típicas, o sistema radicular (principalmente radículas) é envolvido por uma camada relativamente espessa de pseudoparênquima fúngico, denominado manto. As porções mais internas do manto se ramificam entre as células da epiderme e do córtex, formando

uma rede micelial denominada rede de Harting. Normalmente a camada endodérmica não é invadida pelo fungo.

3.4.4.2 Endomicorrizas

As endomicorrizas, mais recentemente denominadas de micorrizas arbusculares (Mas) são caracterizadas pela penetração do micélio fúngico intercelular e intracelular (formam estruturas intensamente enoveladas dentro da célula hospedeira), e ausência de manto (Figura H.3). Dentro das endomicorrizas o tipo arbuscular é o tipo mais disseminado entre as plantas. Algumas associações podem formar vesículas. Ao contrário das ectomicorrizas, que podem ser detectadas pelas alterações visuais das raízes colonizadas e pela presença dos corpos de frutificação macroscópicos dos fungos simbióticos, as Mas não são detectadas a olho nu, sendo os fungos que a formam, microscópicos.

Os fungos que formam endomicorrizas pertencem a Subdivisão Zygomycotina e Ordem Endogonales. Alguns exemplos de gêneros importantes: *Glomus*, *Sclerocystis*, *Acaulospora*, *Entrophospora*, *Gigaspora*, *Scutellospora* e *Endogone*. As MAs são simbiotróficos obrigatórios, pois completam seu ciclo de vida apenas se estiverem associados a uma planta hospedeira, a qual lhes fornece carboidratos e outros fatores necessários ao seu desenvolvimento e esporulação.

3.4.4.3 Benefícios das micorrizas

Os fungos micorrízicos favorecem o crescimento das plantas por funcionarem como sistemas radiculares secundários, aumentando a superfície de absorção e o volume de solo explorado pela planta.

A micorrização representa um importante mecanismo de maximização do uso dos fertilizantes fosfatados aplicados aos solos deficientes e com elevada capacidade de fixação de fosfatos, como aqueles predominantes nos trópicos, podendo contribuir para a redução da necessidade de P das culturas. A aplicação de pequenas quantidades de P é benéfica, em solos com elevado grau de deficiência, e o uso freqüente de doses maciças favorece o crescimento da planta, mas pode reduzir a colonização micorrízica e os benefícios das micorrizas nativas ou introduzidas, tomando as culturas mais exigentes em P e possivelmente outros nutrientes, e menos tolerantes às deficiências hídricas e aos ataques de patógenos, o que parece estar relacionado com o declínio da produtividade de solos manejados intensivamente.

Vários estudos recentes mostram que plantas micorrizadas utilizam P de formas minerais de baixa solubilidade, como fosfatos de Fe, Al e Ca e o P retido no solo. Um estudo com 18 espécies de leguminosa e seis gramíneas tropicais mostrou que plantas micorrizadas foram, em

média, duas a quatro vezes mais eficientes em utilizar o P que as não-micorrizadas, respectivamente.

Isto causa um aumento na absorção de nutrientes, um aumento na nodulação e capacidade de fixação de nitrogênio atmosférico por leguminosas (talvez pela maior quantidade de nutrientes absorvidos pela planta), alterações nas relações planta-patógenos, alterações benéficas na relação água-solo-planta, onde pode haver auxílio na absorção de água, aumento na produção de fitohormônios e modificações de ordem anatômica e fisiológica no hospedeiro (planta).

Os fungos micorrízicos ocorrem em todos os tipos de solos agrícolas, e infectam as plantas naturalmente. Assim podemos dizer que “micorrizas são a regra e não a exceção”. Diferentes gêneros e espécies de fungos podem ser encontrados dependendo das sucessões de culturas que adotamos e das condições químicas dos solos. As micorrizas arbusculares não são cultiváveis em laboratório, até o momento, resultando em dificuldades de sua exploração mais efetiva pelo homem em nível de lavoura, comparando-se ao rizóbio, que pode ser adquirido como inoculante em cooperativas ou indústrias de inoculantes. Atualmente, a utilização prática deste grupo de micróbios limita-se a aplicá-los para a melhor adaptabilidade das plantas a condições adversas, como é o caso do restabelecimento de cobertura vegetal em locais erodidos e degradados, e no estabelecimento das associações micorrízicas durante a formação de mudas em viveiros.

3.4.4.4 Efeito dos sistemas de manejo sobre as micorrizas

Os diferentes sistemas de manejo do solo podem afetar os fungos micorrízicos no solo e sua associação com as plantas. Estudos realizados a campo indicam que raízes das principais culturas (milho, feijão, trigo) amostradas em plantio direto apresentam maior percentagem de colonização quando comparada com raízes de milho coletadas no plantio convencional (aração + gradagem). Esse resultado deve-se ao efeito benéfico do não revolvimento do solo sobre a população dos fungos micorrízicos no solo. O distúrbio do solo, causado por práticas de manejo mecânico (como o sistema convencional), pode reduzir a colonização de raízes. Os principais mecanismos sugeridos são a redução da frequência de contacto entre fontes potenciais de inóculo (que são esporos e raízes velhas infectadas) e raízes novas e, também, a destruição da rede de hifas no solo, que reduz o potencial de inóculo. Também a translocação dos assimilados para a planta, dentro da hifa é interrompido.

A manutenção do solo em pousio também parece ser uma prática que não beneficia os fungos micorrízicos. Solos deixados em pousio não fornecem uma grande quantidade de plantas hospedeiras que permitem a manutenção de altos níveis de inóculo no solo e uma maior

diversidade de espécies. Isso pode ocasionar uma redução de infecção em cultivos subseqüentes por espécies efetivas e como conseqüência, redução na absorção de nutrientes e rendimentos das culturas em sucessão.

3.4.5 Bibliografia

MOREIRA, F.; SIQUEIRA, J. O. **Microbiologia e Bioquímica do Solo**. 2ª edição, Editora UFLA, 2006. 623 p.

MADIGAN, M.T., MARTINKO, J.M., PARKER, J. Brock : **Microbiologia de Brock**. São Paulo: Prentice-Hall, 2004. 608p.

PAUL, E.A.; CLARK, F.E. **Soil microbiology and biochemistry**. 2. ed. Califórnia: Academic Press, 1996. 340p.

SYLVIA, D.M.; FUHRMANN, J.J.; HARTEL, P.G. & ZUBERER, D.A. **Principles and applications of soil microbiology**. New Jersey: Prentice Hall, 1998. 550 p.

3.5 Ciclo biogeoquímico do carbono

*Celso Aita
Sandro José Giacomini*

3.5.1 Introdução

O ciclo do carbono (C) é de fundamental importância tanto para a agricultura quanto para a qualidade do ambiente. Isso porque dele dependem a dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS), a qual controla a capacidade produtiva do mesmo, e a emissão de CO₂ para a atmosfera, o qual, por ser um gás de efeito estufa, contribui ao aquecimento global.

De particular importância no ciclo do C, está o balanço entre a fixação autotrófica do CO₂ (fotossíntese) e a respiração. Enquanto a fixação de CO₂, realizada principalmente pelos vegetais, transfere CO₂ da atmosfera para o solo, a respiração faz com que o CO₂ retorne novamente à atmosfera. Portanto, o nível de CO₂ atmosférico depende da intensidade desses dois processos, os quais transferem C em direções opostas.

Grande parte da atividade respiratória da terra ocorre no solo, sendo que a respiração no solo representa a decomposição de resíduos orgânicos, a respiração das raízes e a lenta decomposição da MOS.

Em um ecossistema agrícola, os resíduos das culturas constituem o principal substrato (fonte de carbono e energia) para todos os organismos (biota) do solo contribuindo ao aumento da atividade respiratória e, em conseqüência, a liberação de CO₂ à atmosfera do referido ecossistema. Embora todos os organismos do solo participem desse processo biológico da

decomposição dos resíduos orgânicos, ele constitui-se na principal função da vasta população de microrganismos do solo. Portanto, da atividade respiratória dos microrganismos do solo, depende o ciclo do carbono, o qual é ilustrado na Figura F.1.

Conforme ilustrado na Figura F.1, os resíduos orgânicos de origem vegetal (palhada e raízes das culturas) e animal (dejetos de animais) constituem a principal fonte de energia do ecossistema, a qual está estocada nos compostos carbonados desses materiais. Os microrganismos heterotróficos do solo necessitam dessa energia contida nesses compostos orgânicos sintetizados pela planta durante a fotossíntese para sobreviver e crescer.

Nessa unidade, serão discutidos os principais aspectos envolvidos no ciclo do carbono, desde a natureza dos materiais orgânicos adicionados ao solo, a participação dos microrganismos no processo de decomposição desses materiais orgânicos e as conseqüências desse processo sobre a formação e o acúmulo de MOS.

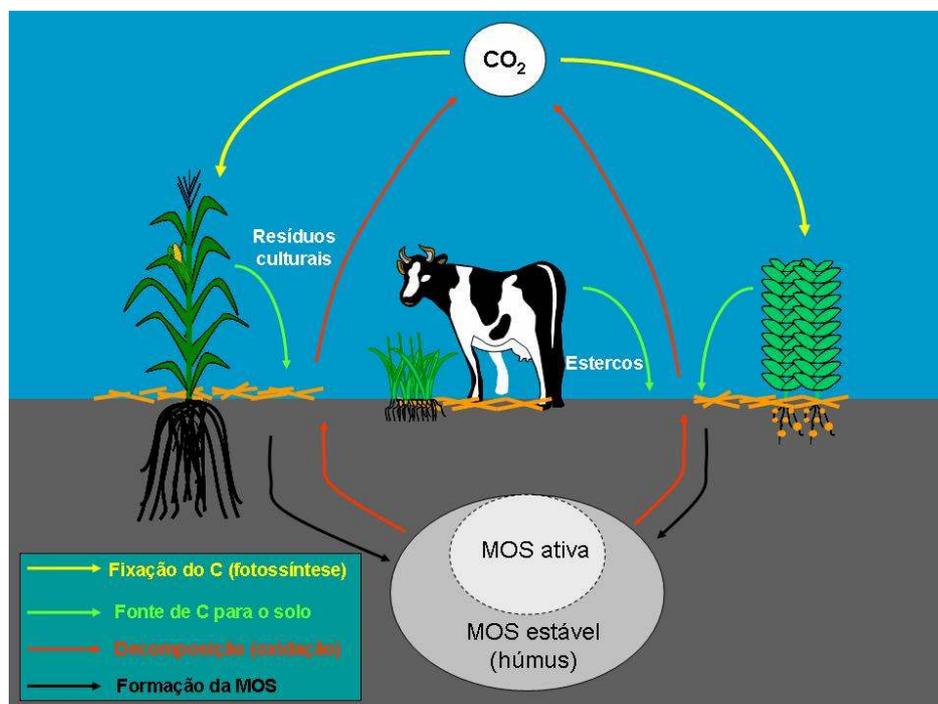


Figura F.1. Ciclo do Carbono.

3.5.2 Objetivos

Através dessa unidade pretende-se que o aluno possa compreender as principais biotransformações envolvidas no ciclo biogeoquímico do carbono e esteja habilitado a responder questionamentos do tipo: Por que os microrganismos decompõem os materiais orgânicos adicionados ao solo e a própria matéria orgânica já existente do solo? Quais os produtos resultantes da decomposição microbiana em função das condições ambientais e do tipo de compostos orgânicos? Quais as conseqüências destes produtos da decomposição no

desenvolvimento das plantas em sucessão? Para que ocorra crescimento microbiano e, portanto a decomposição dos materiais orgânicos, basta a presença de carbono disponível? O que significa mineralização do carbono e daqueles nutrientes que estão ligados ao carbono?

3.5.3 Natureza dos materiais orgânicos adicionados ao solo

Antes de iniciarmos o estudo sobre os processos realizados pelos microrganismos no ciclo do carbono, vamos ver quais são as principais fontes de C para o solo, bem como suas características. Nos sistemas agrícolas, essas fontes são os resíduos de origem vegetal e, em menor escala, os esterco de animal e os biosólidos (lodo de estação de tratamento de esgotos).

3.5.3.1 Resíduos de origem vegetal

Em ecossistemas agrícolas, os resíduos sujeitos à decomposição no solo são geralmente derivados de plantas, tanto daquelas destinadas à produção de grãos como daquelas utilizadas para cobertura de solo para protegê-lo da ação erosiva da chuva. Tais resíduos consistem principalmente de folhas, talos e raízes, podendo atingir diversas toneladas por hectare. Além desses resíduos de colheita, durante o desenvolvimento das plantas, as raízes excretam exudatos e material de células em degeneração, o que constitui um substrato rico em C e outros nutrientes aos microrganismos do solo.

Por outro lado, em ecossistemas naturais os resíduos submetidos à decomposição são derivados principalmente de campos nativos e de florestas. Nos campos nativos, uma fração dos resíduos da parte aérea acumula-se a cada ano na superfície do solo, além de parte do sistema radicular nos períodos de dormência, a qual é induzida pelas variações climáticas nas diferentes estações do ano. Quando os campos nativos são utilizados para a criação extensiva de animais, parte do C e dos nutrientes da vegetação retorna ao solo com os dejetos, os quais serão decompostos pelos microrganismos. Nas florestas, por sua vez, as folhas que tombam no solo e outras partes das plantas vão acumulando em camadas na superfície constituindo a serrapilheira, a qual vai sendo lentamente decomposta.

3.5.3.2 Resíduos de origem animal

Desde os primórdios da agricultura, o uso dos esterco de animais é uma prática comum, não apenas como uma forma de utilizar o solo para o descarte deste material orgânico, mas, principalmente, para reciclar nutrientes. Com uso mais recente, aparecem os biosólidos, que são os lodos gerados após o tratamento de esgoto cloacal em estações de tratamento de esgoto. Nos últimos anos, percebe-se um aumento no interesse no uso agrícola do esterco e do biosólido. Em

algumas regiões, especialmente do sul do Brasil, esses dois materiais orgânicos constituem substratos importantes aos microrganismos do solo, participando ativamente do ciclo do C. Pelo fato de apresentarem compostos orgânicos similares aos encontrados em plantas, a decomposição do biosólido e dos esterco no solo segue a mesma cinética observada durante a decomposição de resíduos vegetais.

Independente do tipo de material orgânico, quando nos referimos a sua decomposição pela biota do solo, é importante lembrar a lei de Lavoisier, para a qual, “na natureza nada se perde, tudo se transforma”. Ou seja, o carbono contido nos materiais orgânicos será decomposto e transformado em biomassa de organismos, principalmente microrganismos, em húmus e, principalmente, em CO₂ o qual que retorna à atmosfera.

3.5.4 Composição (qualidade) dos materiais orgânicos

Os vários compostos orgânicos sintetizados pelos vegetais durante a fotossíntese são de natureza química distinta e apresentam diferentes velocidades (facilidades) de decomposição. Amido, proteínas e celulose por exemplo, são moléculas para as quais a grande maioria dos microrganismos possui enzimas que permitem a sua degradação e utilização como fonte de carbono e energia. Já a lignina, que é um polímero complexo, e outros compostos fenólicos são mais difíceis de serem atacados e permanecerão no solo por mais tempo até serem completamente mineralizados. Poucos microrganismos são capazes de sintetizar as enzimas necessárias à degradação da lignina.

A composição bioquímica de resíduos vegetais afeta a sua decomposição no solo porque esse processo microbiano não ocorre no resíduo como se ele tivesse uma constituição única. Ao invés disso, os diversos grupos de compostos orgânicos presentes nos resíduos são seletivamente atacados por uma fração dos microrganismos do solo, cada um deles produzindo um conjunto particular de enzimas degradativas atuantes sobre polímeros insolúveis.

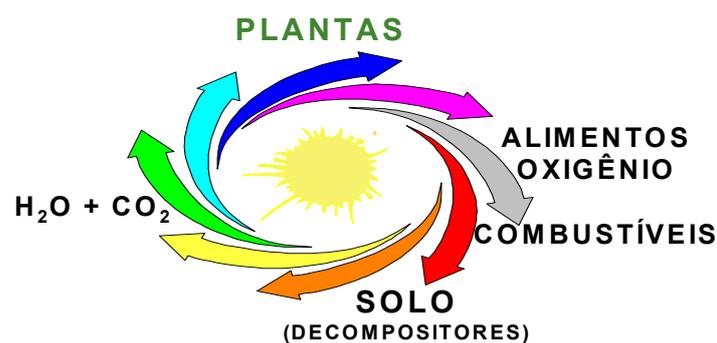
Além da composição bioquímica, outro fator ligado ao resíduo vegetal e que tem forte influência na sua velocidade de decomposição pelos microrganismos do solo é a relação existente no resíduo entre carbono e demais nutrientes, com destaque para a relação C/N. É importante lembrar que as células são feitas de C,H,O,N,S,P etc., o que evidencia que, em sistemas agrícolas, todos os nutrientes necessários à síntese celular devem ser fornecidos aos microrganismos, seja através dos resíduos culturais, seja através do solo. Caso essa demanda em nutrientes dos microrganismos não seja plenamente atendida, a decomposição dos resíduos culturais poderá ser reduzida, sendo que a magnitude dessa redução dependerá das limitações nutricionais impostas aos microrganismos pelo ambiente.

3.5.5 Importância dos microrganismos do solo no ciclo do carbono

A atividade básica dos microrganismos, bem como das demais formas de vida, é sobreviver através da reprodução, ou seja, do crescimento microbiano. Tais microrganismos utilizam componentes dos materiais orgânicos para obtenção de energia e também como fonte de carbono e outros nutrientes para a síntese de novas células. A energia é fornecida às células microbianas através da oxidação (retirada de elétrons) dos compostos orgânicos. O principal produto final desse processo é o dióxido de carbono (CO_2), o qual é liberado novamente para a atmosfera e constitui um elemento essencial ao ciclo do C e, portanto, da manutenção da vida no planeta.

Pode-se afirmar, portanto, que os organismos decompositores presentes no solo, com destaque para os microrganismos, constituem o elo essencial de ligação no ciclo da vida, conforme ilustrado na Figura F.2. Do crescimento microbiano depende a capacidade produtiva do solo (estoque de matéria orgânica e nutrientes), a qual irá determinar a produção de alimentos na agricultura, através da fotossíntese vegetal.

Sem crescimento de microrganismos não haveria decomposição dos resíduos orgânicos, os quais acumulariam na superfície do solo e os elementos ligados ao carbono, como N, P e S permaneceriam na forma de compostos orgânicos e, portanto indisponíveis aos vegetais. Por outro lado, o crescimento excessivo de microrganismos poderia levar à rápida oxidação (destruição) da matéria orgânica do solo e as conseqüências seriam devastadoras. O cultivo de plantas se faria em substratos minerais de areia, argila e silte. As erosões eólicas e hídricas seriam inevitáveis.



SOLO = ELO DE LIGAÇÃO ESSENCIAL NO CICLO DA VIDA

Figura F.2. Microrganismos decompositores: o elo essencial de ligação no ciclo da vida.

3.5.6 Dinâmica da decomposição de materiais orgânicos

O processo de decomposição de um substrato durante o metabolismo microbiano consiste na quebra química de um composto orgânico em compostos mais simples. Como exemplo pode-

se citar a degradação da glicose pelas bactérias do ácido lático as quais convertem uma molécula de glicose com seis átomos de carbono em duas moléculas de piruvato, cada uma com três átomos de carbono. Nesse caso, o composto orgânico glicose foi apenas transformado em outro composto orgânico mais simples. A mineralização, por sua vez, corresponde à conversão de um elemento na forma orgânica para uma forma inorgânica, como resultado do metabolismo microbiano. É o que acontece, por exemplo, durante a oxidação da glicose (C orgânico) em CO₂ (C inorgânico) durante a respiração dos microrganismos no solo. Vale destacar que a mineralização de um elemento é parte integrante do processo geral de decomposição de um composto orgânico.

Os microrganismos decompositores caracterizam-se por apresentar um tempo de vida curto. As células microbianas que morrem são decompostas por populações microbianas sucessoras as quais encontram nas células mortas um substrato mais facilmente decomponível do que os próprios compostos orgânicos presentes inicialmente nos resíduos culturais. Por outro lado, alguns polissacarídeos sintetizados durante o crescimento de determinados microrganismos são de difícil decomposição, e este fato ilustra a possibilidade de ocorrer a formação de moléculas mais complexas que o próprio substrato durante o crescimento microbiano.

O processo de decomposição dos materiais orgânicos no solo geralmente envolve um amplo espectro de microrganismos complementares, os quais diferem quanto ao tipo de enzimas produzidas para degradar a ampla gama de compostos orgânicos presentes. Através da atuação conjunta da população microbiana, o carbono presente nos vários compostos orgânicos é progressivamente transformado até a sua forma mais oxidada que é o dióxido de carbono. Paralelamente, ocorre a mineralização daqueles elementos ligados ao carbono, com destaque para o N, P e S. Além do CO₂ a decomposição resulta também na incorporação de carbono e nutrientes à biomassa microbiana e o aparecimento no solo de um dos produtos mais estáveis e complexos da transformação de materiais orgânicos que é a matéria orgânica do solo (MOS), também referenciada como húmus.

É importante enfatizar que durante o processo de decomposição microbiana de um material orgânico uma fração do carbono do substrato é usada pela comunidade de microrganismos, mas a maior parte é liberada na forma de CO₂ como resultado do processo metabólico produtor de energia, conforme mencionado anteriormente na unidade D (Metabolismo).

Esse processo de decomposição de materiais orgânicos é ilustrado na Figura F.3.

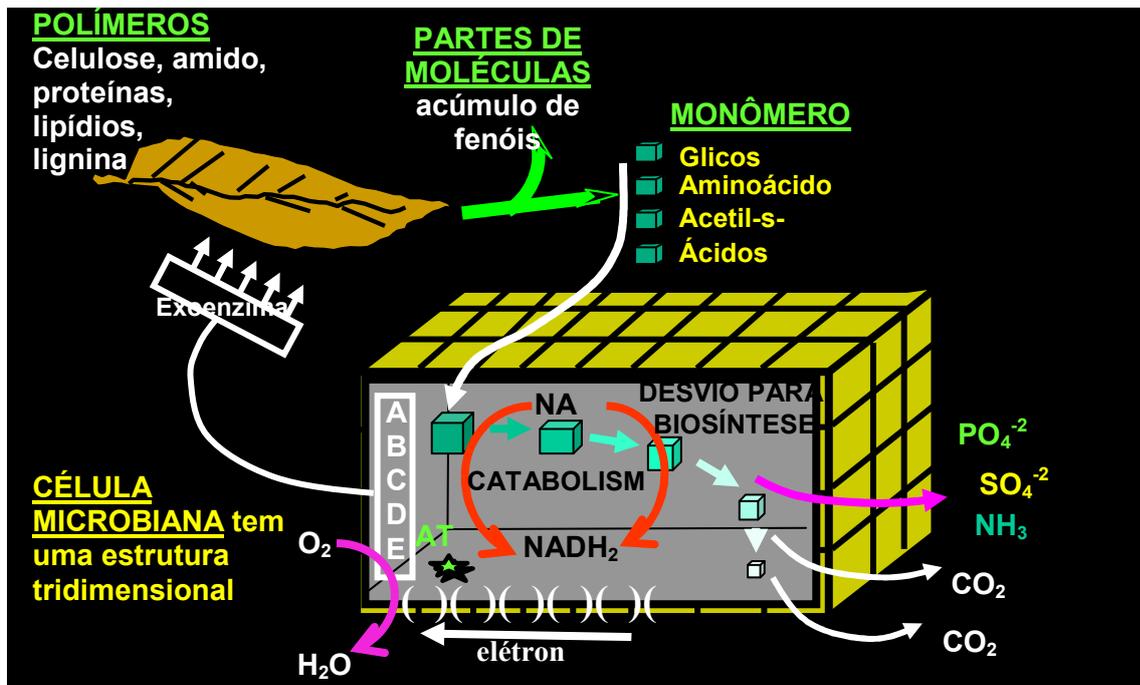


Figura F.3: Esquema da decomposição de palhada por microrganismos do solo.

Desde que o homem iniciou o cultivo do solo para a produção de alimentos, a matéria orgânica tem sido reconhecida como um valioso constituinte, afetando positivamente propriedades químicas, físicas e biológicas do solo. A natureza dos materiais orgânicos e a subsequente decomposição de seus componentes resultam na MOS que é usualmente relacionada à qualidade do solo.

3.5.7 Tipos de Decomposição

A decomposição dos resíduos vegetais pode ocorrer em condições aeróbicas (ex. palhada pós colheita de culturas de sequeiro, como milho e soja) ou anaeróbicas (ex. palhada pós colheita de culturas sob inundação, como o arroz), conforme ilustrado na Figura F.4. Para a maioria dos solos agrícolas a decomposição aeróbica é a que predomina.

A decomposição aeróbica ocorre quando no ambiente houver oxigênio, o qual permite o funcionamento da cadeia respiratória e a oxidação completa dos substratos até gás carbônico. Ocorre maior liberação de energia, o que possibilita maior produção de biomassa de microrganismos.

A decomposição anaeróbica ocorre quando no ambiente não houver oxigênio e resulta na oxidação parcial do substrato. Como produtos finais do metabolismo do carbono são gerados CO₂, em menor quantidade do que na decomposição aeróbica, ácidos orgânicos e outros gases como metano (CH₄), amônia (NH₃) e hidrogênio (H₂).

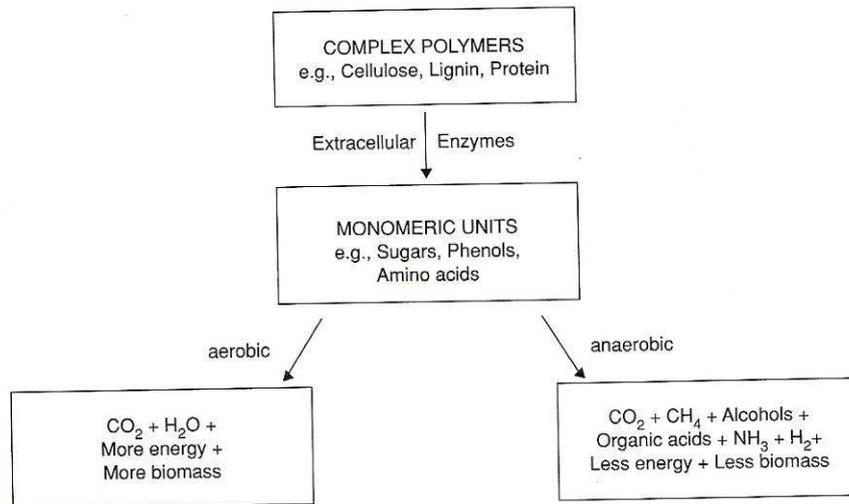


Figura F.4 Reações gerais dos processos microbianos de decomposição.

Tanto em condições aeróbicas como anaeróbicas, a evolução da decomposição dos resíduos de plantas ocorre através da ação integrada de diferentes microrganismos. Substratos vegetais simples, como os compostos solúveis (constituídos por aminoácidos livres, ácidos orgânicos e açúcares), são prontamente assimiláveis podendo ter uma comunidade de microrganismos se alimentando em competição com outras comunidades. Substratos mais complexos e resistentes, tais como polímeros de carboidratos, podem atrair inicialmente determinado grupo de microrganismos que quebram o plímero em compostos mais simples, os quais podem ser metabolizados na seqüência por outro grupo de microrganismos. Em praticamente todos os casos, os compostos simples (monômeros) são utilizados por diversos microrganismos que os oxidam para obter energia e carbono para a produção de novas células.

A medida que o tecido vegetal vai sendo biodegradado, os componentes mais resistentes tendem a acumular no solo e compostos aromáticos (contendo anel de benzeno na sua estrutura) reativos são gerados, alguns por modificação microbiana de constituintes da planta durante a decomposição e outros a partir da síntese por microrganismos. Os aromáticos reativos, tais como compostos fenólicos, passam por reações de condensação formando novos materiais poliméricos, muitos dos quais são mais resistentes à decomposição do que o tecido vegetal original. Esse conjunto de compostos carbonados complexos é altamente resistente à decomposição e constitui a matéria orgânica do solo. Esse processo, denominado de humificação dos resíduos vegetais, ocorre concomitantemente a sua decomposição. Em média, da quantidade total de C adicionada ao solo com um resíduo vegetal, apenas 1/3 desse C permanece no solo como matéria orgânica.

De maneira geral, dos vários carboidratos poliméricos (polissacarídeos) produzidos pelos vegetais, a hemicelulose é degradada com relativa facilidade por diversos microrganismos do solo. A celulose, que é o polissacarídeo vegetal mais abundante, também é decomposta mais rapidamente do que o resíduo vegetal como um todo. Já a lignina é decomposta de forma muito

mais lenta do que os outros constituintes, sendo que essa estabilidade decorre de seu caráter aromático e polimerizado. Uma das razões para essa dificuldade na decomposição da lignina é o fato de que enzimas lignolíticas são utilizadas para a abertura dos anéis aromáticos e para isso é exigido o oxigênio como co-substrato. Portanto, em ambientes anaeróbicos a degradação da lignina é limitada e ela tende a acumular-se nesses ambientes.

3.5.8 Decomposição dos principais constituintes de resíduos vegetais

Conforme salientado anteriormente, resíduos vegetais são compostos por uma grande diversidade de compostos (amido, proteínas e celulose, lignina...) que são decompostos a taxas diferentes. Por isso a importância em abordar, mesmo que de forma sucinta, os principais aspectos envolvidos na decomposição dos principais constituintes vegetais.

A composição química dos materiais sendo decompostos, ou seja, os tipos de compostos bioquímicos que fazem parte do tecido vegetal é o principal fator determinante da sua velocidade de decomposição, a qual depende do crescimento dos microrganismos e de suas enzimas. Alguns compostos bioquímicos são mais fáceis de serem atacadas por enzimas microbianas devido à natureza química que une os carbonos. Também, algumas enzimas necessárias para a decomposição, estão presentes em um maior número de espécies microbianas, enquanto que outras são sintetizadas (fabricadas) por somente alguns microrganismos. Como regra geral, quanto mais resistente à decomposição microbiana for um determinado constituinte do tecido vegetal, menor a frequência da enzima responsável pela sua degradação na população microbiana de decompositores. Ou seja, menos integrantes daquela população serão capazes de sintetizar aquela enzima.

Componentes solúveis

Resíduos vegetais podem apresentar quantidades significativas de compostos orgânicos solúveis em água, como aminoácidos livres, ácidos orgânicos e açúcares, os quais são prontamente disponíveis à decomposição microbiana pela grande maioria dos microrganismos do solo. Tais compostos são rapidamente assimilados pelos microrganismos para a produção de energia (catabolismo) e precursores celulares (anabolismo).

Proteínas

As proteínas podem constituir uma importante fonte de carbono, energia e nutrientes, especialmente nitrogênio em diversas plantas, especialmente nas leguminosas utilizadas como adubos verdes como, por exemplo, ervilhaca e tremoço.

As proteínas constituem polímeros de aminoácidos e são rapidamente decompostas no solo por uma grande diversidade de microrganismos que produzem enzimas proteolíticas (proteases e peptidases) as quais hidrolizam proteínas em aminoácidos individuais. Tais aminoácidos são transportados para o interior da célula onde são utilizados como fonte de energia ou para a síntese de novas proteínas requeridas pelos microrganismos.

Celulose

Nos resíduos vegetais a maior parte de carbono encontra-se na forma de carboidratos complexos tais como polissacarídeos estruturais, assim denominados porque eles são normalmente responsáveis pela rigidez estrutural da parede celular. O polissacarídeo estrutural mais comum em resíduos vegetais é a celulose, a qual consiste de uma cadeia linear de moléculas de glicose unidas entre si por ligações β 1-4. Cada molécula de celulose pode conter de 1.000 a 10.000 unidades de glicose. O conteúdo de celulose normalmente aumenta com a idade das plantas, variando de 15% em plantas jovens a 50% em plantas maduras.

A celulose é um polímero insolúvel no solo e extremamente grande para entrar na célula microbiana. Por isso, antes de entrar na célula, a celulose deve ser quebrada em unidades menores, o que ocorre através da ação de enzimas extracelulares. O processo, ilustrado na Figura F.5, inicia pela ação desse grupo complexo de enzimas extracelulares denominado de celulases, que promovem a despolimerização da celulose fracionando-a em unidades menores com dois carbonos denominadas de celobiose. Essas unidades menores podem então entrar na célula através da membrana celular embora ainda necessitem da ação de outra enzima intracelular denominada de β 1-4 glicosidase para hidrolizar a celobiose em glicose. Essas moléculas individuais de glicose podem então ser metabolizadas na célula microbiana para a produção de energia e biomassa. Em condições aeróbicas, a glicose é sucessivamente oxidada até o produto final CO₂ através da glicólise e do ciclo de Krebs, com os elétrons sendo transferidos até um acceptor terminal da cadeia respiratória que é o O₂. Já em anaerobiose, a seqüência metabólica pode ser a mesma, se outro acceptor terminal de elétrons diferente do O₂ estiver presente. Na ausência deste, o processo de degradação da celulose será fermentativo com decomposição apenas parcial do substrato e acúmulo no ambiente de carbono na forma de ácidos orgânicos.

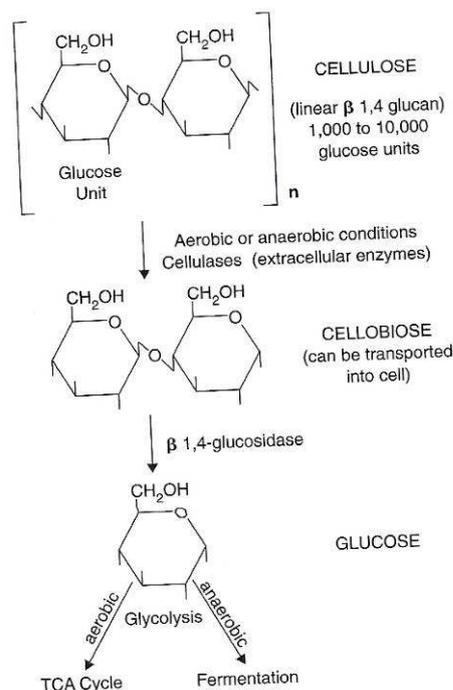


Figura F.5. Decomposição da celulose no solo em condições aeróbicas e anaeróbicas.

Além de ilustrar o conjunto de transformações necessárias à utilização da celulose como fonte de carbono e energia pelos microrganismos a Figura F.5 é própria para enfatizar a importância da ação enzimática na decomposição de materiais orgânicos. Se o microrganismo não tiver a habilidade fisiológica de sintetizar alguma das enzimas necessárias à degradação da celulose ele não poderá utilizá-la no seu metabolismo.

Fungos do solo, tais como *Trichoderma*, *Aspergillus*, *Penicillium* e *Fusarium*, além de bactérias tais como *Streptomyces*, *Pseudomonas* e *Bacillus*, são importantes na despolimerização extracelular inicial da celulose. Uma vez que a celulose é hidrolizada até unidades menores que podem ser transportadas para o interior da célula, todos os microrganismos do solo capazes de metabolizar a glicose irá participar da decomposição da celulose.

Hemiceluloses

Hemiceluloses correspondem ao segundo carboidrato mais abundante em resíduos vegetais e consistem de polímeros contendo hexoses (açúcares com 6 C), pentoses (açúcares com 5 C) e ácido urônico. As hemiceluloses constituem um grupo heterogêneo de polissacarídeos estruturais que podem perfazer mais de 30% da massa seca dos resíduos vegetais. Normalmente, as hemiceluloses de resíduos vegetais contêm de 50 a 200 unidades de açúcar.

Lignina

A lignina é o terceiro componente mais comum em resíduos vegetais aparecendo como um constituinte da parede celular, o qual confere maior rigidez e resistência ao tecido vascular das plantas. A lignina é o mais recalcitrante (resistente à decomposição) de todos os compostos

químicos produzidos naturalmente, ou seja, através da fotossíntese vegetal. O conteúdo de lignina pode aumentar de 5% na matéria seca de plantas jovens para 15% em plantas maduras, sendo que a madeira de árvores adultas a lignina pode perfazer 35% da massa seca.

Uma vez que a composição química da lignina varia entre espécies de plantas, não é possível apresentar uma estrutura específica que seja representativa de todas as ligninas. O bloco básico que constitui a lignina é a unidade de fenilpropano, a qual consiste de um anel hidroxilado aromático de benzeno com 6 C (fenol) e uma cadeia linear lateral com 3 C. A lignina é tipicamente composta de 500 a 600 unidades de fenilpropano ligadas quimicamente entre si de diferentes maneiras. A Figura F.6 ilustra o processo de síntese da lignina durante a fotossíntese vegetal e mostra as três unidades de fenilpropano mais comumente empregadas pelas plantas para a síntese da lignina.

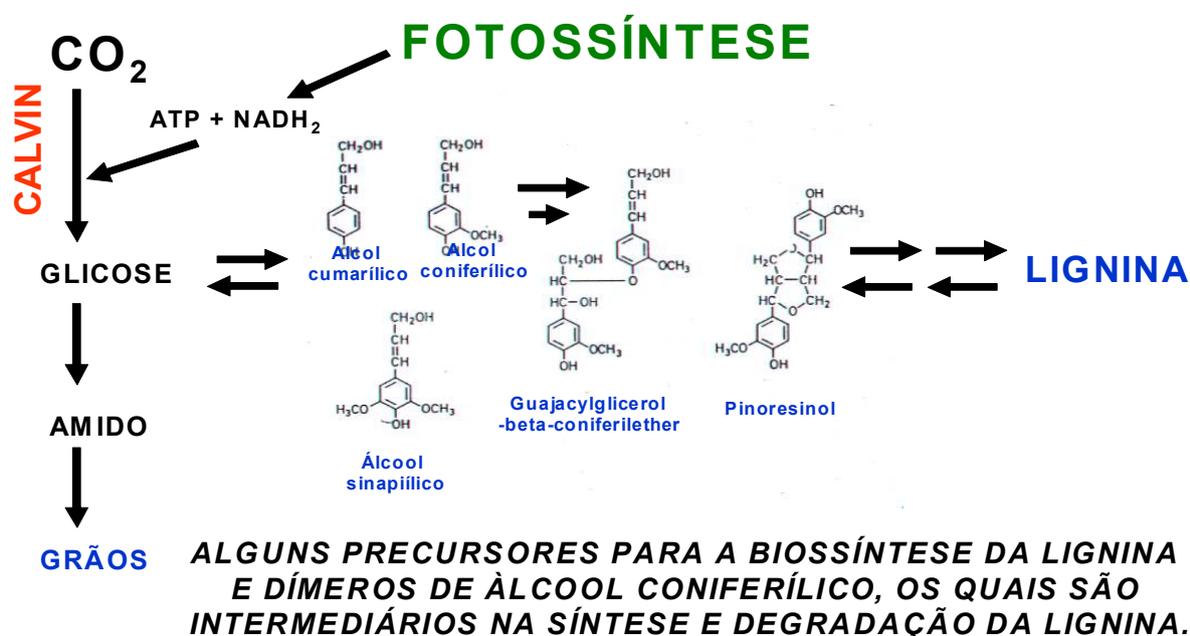


Figura F.6 Processo de biossíntese da lignina.

Apesar da elevada recalcitrância da lignina, determinada pelo seu tamanho e pela sua estrutura complexa, alguns microrganismos conseguem degradá-la. Para isso, é necessária a clivagem (abertura) dos anéis de benzeno (aromáticos), o que ocorre enzimaticamente e, principalmente, em condições aeróbicas. No grupo dos fungos encontram-se os principais decompositores de lignina, embora algumas bactérias, com destaque para o gênero *Streptomyces*, também possam fazê-lo.

Essa biodegradação, embora lenta da lignina, tem efeitos importantes sobre a qualidade do solo. Um dos produtos da decomposição dos resíduos culturais no solo é a formação do húmus o qual tem grande influência sobre a capacidade produtiva do solo. Provavelmente, a

liberação de compostos aromáticos precursores do húmus, resultantes da degradação da lignina, favoreça esse processo de humificação.

3.5.9 Avaliação da decomposição de resíduos vegetais no solo

Na representação esquemática da decomposição de um resíduo vegetal por uma célula microbiana (Figura F.3) percebe-se que os monômeros resultantes da quebra enzimática dos polímeros entram na célula para servir à produção de energia e à produção de material celular. Portanto, à medida que avança a decomposição, mais constituintes carbonados do resíduo vegetal vão sendo convertidos em células. Assim, a perda de massa vegetal pode ser utilizada como um método para estimar a velocidade de decomposição de resíduos vegetais no solo. Normalmente, os resíduos vegetais são confinados no interior de sacolas de nylon, cuja porosidade é reduzida para impedir que o material saia através dos poros das sacolas. As sacolas são coletadas periodicamente do campo avaliando-se a evolução das quantidades de massa seca do material vegetal colocado inicialmente no seu interior.

Utilizando esse método de avaliação da decomposição em Santa Maria, na região da depressão central do Rio Grande do Sul, Aita & Giacomini (2003) constataram que os resíduos culturais de aveia foram decompostos mais lentamente do que aqueles de ervilhaca e que o consórcio de aveia + ervilhaca resultou em uma decomposição intermediária em relação às duas culturas solteiras. As prováveis razões dessas diferenças serão discutidas na seqüência desse capítulo.

Através da Figura F.3 percebe-se que um dos produtos finais da decomposição é o CO₂, que é um gás e pode ser captado quimicamente em uma solução de hidróxido de sódio (NaOH). Normalmente, os resíduos culturais são adicionados no campo no interior de cilindros, nos quais seja possível colocar um recipiente com uma quantidade conhecida de NaOH e fechá-los hermeticamente (Figura F.7). Após um período de tempo determinado coleta-se o recipiente com NaOH, o qual é levado ao laboratório, e coloca-se outro recipiente com nova solução de NaOH. No recipiente levado ao laboratório efetua-se a titulação do excesso de NaOH com uma solução de ácido clorídrico (HCl). Com base na quantidade de HCl gasta para titular o excesso de NaOH calcula-se a quantidade de C dos resíduos culturais que foi liberada na forma de CO₂ pela respiração microbiana durante a decomposição dos resíduos culturais em condições aeróbicas.



Figura F.7 Dispositivo utilizado para avaliar a mineralização do carbono em condições de campo.

3.5.10 Efeito das condições ambientais, composição bioquímica e manejo dos materiais orgânicos sobre o processo de decomposição

Condições ambientais e composição bioquímica dos resíduos culturais

A decomposição dos resíduos vegetais das diferentes culturas é fortemente influenciada pelas condições climáticas predominantes em cada uma das estações do ano. Isso porque a atividade microbiana pode ser reduzida pelas baixas temperaturas durante os meses de inverno ou pela deficiência de umidade do solo em alguns períodos do verão. Portanto, aqueles períodos do ano que combinam valores de temperatura e umidade mais adequados aos microrganismos, correspondem aos períodos com maior decomposição.

No caso de Santa Maria, cujo clima é subtropical úmido, percebe-se na Figura F.8 que durante o primeiro mês a perda de massa nos resíduos culturais da aveia foi de 19% enquanto na ervilhaca foi de 43%. Esses valores elevados de decomposição, mesmo com os resíduos mantidos na superfície do solo (plantio direto) se devem, portanto, às condições climáticas favoráveis à atividade dos microrganismos heterotróficos. Quanto à decomposição mais rápida da ervilhaca em relação à aveia, ela pode ser atribuída ao fato da ervilhaca ser uma leguminosa e, por isso, ter uma relação C/N menor do que aveia e, portanto, ser um substrato mais favorável à decomposição microbiana.

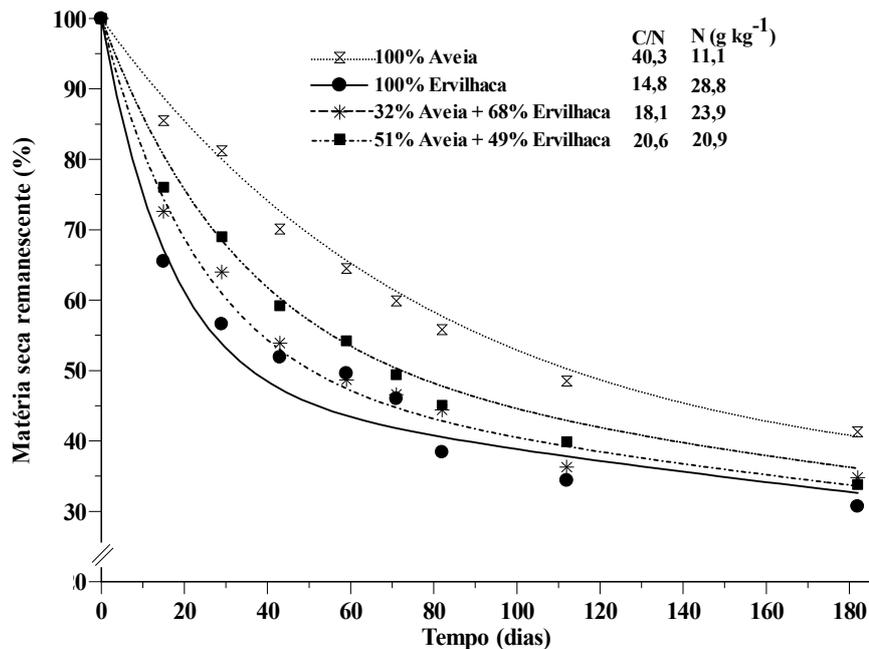


Figura F.8 Matéria seca remanescente dos resíduos culturais de plantas de cobertura solteiras e consorciadas, em avaliações realizadas no campo até 182 dias após a distribuição das bolsas de decomposição na superfície do solo (Extraído de Aita & Giacomini, 2007)

Quanto à dinâmica de decomposição observa-se na Figura F.8 que a diminuição da massa dos resíduos culturais é rápida na fase inicial e depois ocorre de forma mais lenta e gradual. Essa cinética de decomposição é classicamente observada para praticamente todos os tipos de resíduos culturais, tanto em condições de campo como de laboratório. Ela resulta do fato da maioria dos microrganismos do solo possuir as enzimas necessárias para metabolizar inicialmente os compostos orgânicos mais facilmente decomponíveis. Com isso sobram os compostos de mais difícil decomposição, os quais são sucessivamente atacados por populações microbianas mais especializadas. Com isso percebe-se na Figura F.8 que ao longo do tempo a decomposição, medida pela perda de massa dos resíduos culturais, vai ocorrendo a taxas cada vez menores.

Manejo dado aos resíduos

A decomposição dos resíduos culturais varia em função da maneira como os mesmos são manejados após sua distribuição no solo. No sistema de preparo convencional operações com aração e gradagens incorporam os resíduos vegetais ao solo, aumentando o contato dos microrganismos com a umidade e com os próprios resíduos, o que favorece a sua decomposição. Por outro lado, as operações realizadas no cultivo mínimo e no plantio direto mantêm os resíduos culturais na superfície do solo e a decomposição é próxima daquela verificada nos ecossistemas naturais. Em regiões úmidas a atividade microbiana dos decompositores pode ser bastante intensa na camada de deposição dos resíduos culturais,

conduzindo a uma rápida taxa de decomposição mesmo com a manutenção dos mesmos na superfície do solo.

Durante a decomposição dos resíduos culturais na superfície do solo pode ocorrer o transporte de material para o interior do perfil através da ação de organismos da fauna edáfica. Isso pode contribuir ao aumento da decomposição dos resíduos já que eles atingem camadas mais profundas do solo onde a umidade não é fator limitante à atividade da população microbiana de decompositores.

Variações na umidade, temperatura, suprimento de nutrientes e pH modificam a atividade microbiana e, por conseqüência, a taxa de decomposição dos resíduos culturais. Limitações decorrentes desses fatores podem ter maior influência sobre a decomposição dos resíduos mantidos na superfície do solo, em relação a sua incorporação ao solo.

3.5.10 Formação e composição da matéria orgânica do solo

Os resíduos vegetais constituem o principal substrato para a formação da matéria orgânica do solo (MOS). A MOS é a fração orgânica do solo formada por todos os compostos que contém carbono, incluindo os microrganismos vivos e mortos, resíduos de plantas e animais parcialmente decompostos, produtos de sua decomposição e substâncias orgânicas microbiologicamente e/ou quimicamente alteradas. Em termos agrônômicos a MOS é dividida em “ativa” e “passiva” (estável). Fazendo parte do compartimento ativo da MOS estão os resíduos de plantas e animais em vários estágios de decomposição e localizados no interior do solo (fração leve), a biomassa microbiana e as substâncias não húmicas. A fração ativa da MOS é considerada uma fonte prontamente disponível de nutrientes para as plantas em função da facilidade com que os nutrientes presentes nessa fração são mineralizados. O compartimento estável da MOS é composto pelas substâncias húmicas, também denominadas de húmus. Essa fração é considerada como um reservatório de carbono e nutrientes no solo. Em função de sua complexidade química e sua interação com os minerais do solo sua degradação pelos microrganismos é lenta.

Na Figura F.9 são apresentadas algumas definições para os componentes da MOS.

Termos	Definições
Fração leve	Fração ativa da MOS composta por resíduos de plantas e animais em vários estágios de decomposição e localizados no interior do solo.
Substâncias não húmicas	Material orgânico não alterado, de origem animal, vegetal ou microbiana, contendo compostos que pertencem a classes conhecidas de moléculas bioquímicas tais como aminoácidos, carboidratos, graxas, ceras, resinas e

	ácidos orgânicos.
Substâncias húmicas (húmus)	Conjunto de substâncias complexas de cor marrom a preta, formadas através de reações secundárias de síntese e que possuem peso molecular relativamente elevado.
Humina	Fração do húmus insolúvel em solução alcalina (NaOH) diluída.
Ácido húmico	Material orgânico de coloração marrom escura a preta solúvel em solução alcalina diluída (ex. NaOH 0,5M) e que precipita (insolúvel) pela acidificação em pH 1 a 2.
Ácido fúlvico	Material de coloração amarela que permanece em solução (não precipita) após a remoção dos ácidos húmicos por acidificação.

Figura F.9. Definições das várias frações que compõem a matéria orgânica do solo.

O fracionamento (separação) químico das substâncias húmicas da matéria orgânica do solo pode ser feito em laboratório conforme ilustrado na Figura F.10.

A matéria orgânica do solo (MOS), constituída principalmente por essas diferentes frações, desempenha no solo importantes funções, afetando positivamente propriedades biológicas, químicas e físicas. A lista de funções abaixo relacionadas ilustra a importância em adotar sistemas de manejo do solo tais como plantio direto, rotação de culturas e edição de esterco, os quais mantêm, ou podem até aumentar, o teor de matéria orgânica no solo.

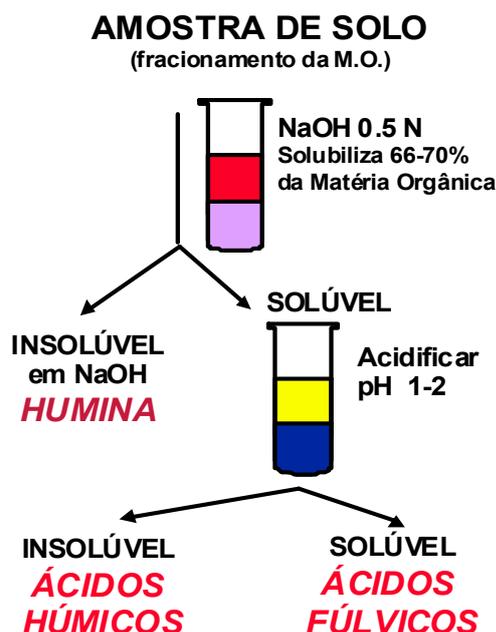


Figura F.10 Fracionamento químico das substâncias húmicas da matéria orgânica do solo

Propriedades biológicas

- Fornece uma fonte lentamente disponível de carbono e energia para suprir as necessidades de parte da população microbiana metabolicamente ativa do solo;
- A MOS é fonte de certos compostos que podem promover o crescimento das plantas.

Propriedades químicas

- Aumenta a capacidade de troca de cátions (CTC) do solo (de 20 a 80% da CTC total do solo é devida à MOS);
- Exerce controle de variações bruscas do pH do solo (poder tampão);
- Constitui uma fonte de lenta liberação dos nutrientes ligados a compostos orgânicos, como nitrogênio, fósforo e enxofre (a Mos é decomposta a uma taxa anual de 2 a 5%);
- Forma quelatos com elementos traço (micronutrientes) aumentando a sua biodisponibilidade às plantas;
- Acelera o imtempismo de minerais auxiliando na solubilização de nutrientes como o fósforo (P) às plantas, a partir de minerais insolúveis.
- Tem uma elevada capacidade de adsorção para compostos orgânicos, reduzindo a biodisponibilidade de xenobióticos (moléculas não naturais resultantes de síntese) tóxicos como, por exemplo, vários pesticidas.

Propriedades físicas

- A MOS contribui à melhoria da estrutura do solo, por facilitar a agregação de suas partículas. Polissacarídeos produzidos pelas bactérias, as hifas dos fungos e as substâncias húmicas produzidas por alguns fungos do solo, durante a decomposição da MOS, são promotores de agregação. Um solo em que as suas partículas estão unidas em agregados estáveis em água é altamente desejável por proporcionar: a) maior infiltração da água das chuvas, diminuindo o escoamento superficial e a erosão; b) maior facilidade nas trocas gasosas com a atmosfera e, por isso, melhor aeração do solo; c) maior facilidade nas operações de cultivo do solo e maior penetração das raízes das plantas, uma vez que o solo oferece menor resistência.
- Menor densidade do solo, aumentando a porcentagem de espaço poroso.

3.5.11 Formação da matéria orgânica estável do solo (Substâncias húmicas)

Resíduos orgânicos provenientes de plantas, animais e microrganismos constituem os substratos para a síntese das substâncias húmicas ou, simplesmente, do húmus do solo. Várias hipóteses, conforme apresentado por Stevenson (1994), têm sido propostas para explicar os mecanismos de formação do húmus:

- **Teoria da alteração das plantas ou teoria lignina-proteína de Waksman**

A lignina é utilizada de forma incompleta por microrganismos e os resíduos resultantes tornam-se parte do húmus do solo. A lignina é modificada por hidroxilação e oxidação, reagindo com compostos nitrogenados orgânicos (aminados) do solo gerando ácidos húmicos, os quais são oxidados para ácidos fúlvicos.

- **Teoria da redução de açúcares (reação de Browning)**

Açúcares redutores e aminoácidos são formados como subprodutos do metabolismo microbiano e sofrem condensações não enzimáticas gerando húmus.

- **Teoria dos polifenóis ou teoria da quinonas derivada da lignina (Flaig)**

Compostos fenólicos liberados durante a decomposição da lignina, sofrem conversões enzimáticas para quinonas, os quais sofrem condensação com compostos nitrogenados orgânicos (aminados) para formar húmus.

- **Teoria da síntese microbiana do húmus (Martin e Haider; Kononova)**

Polifenóis são sintetizados por fungos a partir de compostos orgânicos não ligníticos como a celulose. Os polifenóis são então enzimaticamente oxidados para quinonas que se condensam com aminoácidos formando húmus.

Dessas teorias, as duas últimas envolvendo polifenóis e, provavelmente, uma combinação das duas são as mais aceitas para explicar a humificação em solos aeróbicos.

Para solos mal drenados, onde se formam as turfeiras, a teoria da alteração das plantas de Waksman é provavelmente o caminho dominante para a humificação.

3.5.12 Decomposição da matéria orgânica do solo

As considerações que serão feitas nesse item referem-se à decomposição tanto da fração ativa e estável (húmus) da MOS. Na maioria das situações agrícolas, a decomposição da MOS ocorre em solos bem drenados, ou seja, em solos com bom suprimento de O₂. Nessa situação e, dependendo das condições climáticas, a taxa de decomposição do húmus é de apenas 2 a 5% ao ano. Aumentando a temperatura do solo até um valor limite de aproximadamente 45°C essas taxas anuais de decomposição da MOS.

A adequada aeração do solo favorece a oxidação dos materiais orgânicos e aumenta a sua taxa de decomposição. Práticas de cultivo, como a lavração do solo, expõem a MOS à oxidação microbiana, aumentando a sua decomposição. A prática do plantio direto ou do cultivo mínimo do solo aumenta a MOS em relação ao cultivo convencional, em função da menor incorporação dos resíduos culturais.

Em situações deficientes em O₂ (anaeróbicas), como nas várzeas e pântanos, a decomposição de resíduos vegetais e da MOS é reduzida significativamente e os materiais orgânicos se acumulam. Caso essas áreas sejam drenadas esses materiais orgânicos acumulados

são rapidamente decompostos ocorrendo uma diminuição do volume do solo. Esse declínio no volume do solo, denominado de subsidência, pode atingir taxas tão elevadas quanto 10 cm por ano.

Conforme já mencionado anteriormente, no capítulo relativo ao metabolismo microbiano, um dos produtos finais da decomposição de materiais orgânicos em condições anaeróbicas é o metano (CH₄). Esse processo denominado de metanogênese será abordado brevemente a seguir.

3.5.12.1 Metanogênese

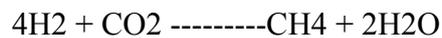
A produção do gás natural metano (CH₄) ou metanogênese é um processo realizado exclusivamente por algumas bactérias, as quais são anaeróbicas obrigatórias, extremamente sensíveis ao O₂. Apesar da anaerobiose obrigatória e do metabolismo especializado das bactérias metanogênicas, elas estão espalhadas por todo o globo terrestre. Embora elevados níveis de produção de metano ocorram somente em ambientes anaeróbicos, tais como pântanos, esterqueiras anaeróbicas e rúmem dos animais, o processo também pode ocorrer em ambientes considerados aeróbicos, tais como em florestas e pastagens. Nesses ambientes, a metanogênese ocorre em microambientes anóxicos, por exemplo, no centro dos agregados do solo ou em períodos excessivamente chuvosos.

Embora o metano seja um componente relativamente pequeno do ciclo do C, ele é de grande importância e a metanogênese tem recebido atenção especial por parte da pesquisa por duas razões principais. A primeira se deve ao fato da concentração de CH₄ na atmosfera estar aumentado nos últimos anos, o que constitui motivo de preocupação para o poder público já que o CH₄ é um gás de efeito estufa com aproximadamente 25 vezes mais poder poluidor do que o CO₂. A segunda razão é que o CH₄ é um gás combustível que pode ser usado para gerar energia elétrica ou mecânica no meio rural. Por isso, o interesse crescente no uso de biodigestores (Figura F.11) no meio rural para armazenar o CH₄ produzido durante a fermentação de dejetos de animais, evitando a sua emissão para a atmosfera e possibilitando o seu uso na produção de energia. Portanto, esse processo traz benefícios econômicos e também ambientais. No caso de esterqueiras anaeróbicas o processo microbiano de produção do CH₄ é idêntico ao que ocorre nos biodigestores. A diferença é que nos biodigestores o CH₄ produzido é armazenado em campânulas ou através de lonas apropriadas (Figura F.11), enquanto nas esterqueiras o CH₄ produzido é emitido para a atmosfera contribuindo à poluição ambiental.



Figura F.11 Foto de um biodigestor com lona.

A produção de metano (metanogênese) constitui o passo final da cadeia alimentar de um grupo de bactérias fermentativas. Substâncias de elevado peso molecular como polissacarídeos, proteínas e ácidos graxos são convertidos em CH₄ através da interação cooperativa de vários grupos fisiológicos de bactérias. A maioria das bactérias metanogênicas utiliza o CO₂ como seu aceptor terminal de elétrons na respiração anaeróbica, reduzindo-o a metano, enquanto o doador de elétrons utilizado por essas bactérias nesse processo é o H₂, conforme ilustrado na equação abaixo:



Esses dois precursores (CO₂ e H₂) imediatos do CH₄ são gerados através da atividade fermentativa de outras bactérias anaeróbicas. Além do CO₂ + H₂ como precursores principais de metano, algumas bactérias metanogênicas também podem utilizar outros compostos orgânicos produzidos durante a fermentação. Os principais são acetato, metanol e ácido fórmico.

Para a conversão de um polissacarídeo típico como a celulose em metano em ambientes anaeróbicos como no rúmex dos animais e em biodigestores, pelo menos cinco grupos fisiológicos de bactérias podem estar envolvidos no processo, conforme ilustrado na Figura F.12.

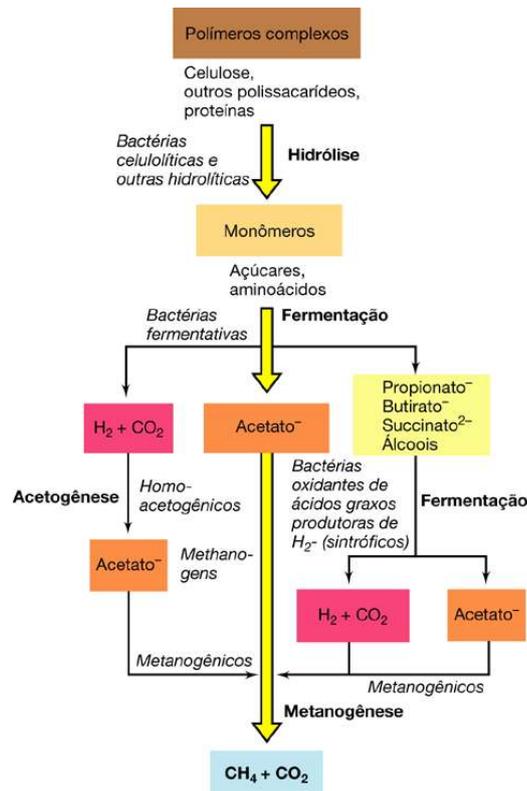


Figura F.12 Processo global da decomposição anaeróbica, que ilustra a maneira pela qual vários grupos de anaeróbicos fermentativos cooperam na conversão de compostos orgânicos complexos em CH_4 e CO_2 .

Inicialmente, **bactérias celulolíticas** quebram a molécula de celulose (polímero) em glicose (monômero), a qual é transformada por bactérias **fermentadoras primárias** em uma variedade de produtos finais, sendo o acetato, propionato, butirato, succinato, álcoois, H_2 e CO_2 os principais. Um grupo microbiano importante e essencial no processo de metanogênese são as bactérias **fermentadoras secundárias** as quais são responsáveis pela produção de H_2 a partir da oxidação dos produtos da ação das bactérias fermentadoras primárias. Todo o H_2 produzido pelas fermentadoras primárias e secundárias é imediatamente consumido pelas **metanogênicas** para a produção de metano, conforme a reação anterior. Além disso, o acetato produzido pode ser convertido a metano por algumas bactérias metanogênicas. Observa-se ainda na Figura F.12 que a partir de $\text{CO}_2 + \text{H}_2$ um grupo de bactérias denominadas de **acetogênicas** produz acetato, o qual é convertido a metano pelas metanogênicas. Através desse exemplo de degradação da celulose percebe-se a complexidade do processo biológico da metanogênese.

3.5.13 Bibliografia

MOREIRA, F.; SIQUEIRA, J. O. **Microbiologia e Bioquímica do Solo**. 2ª edição, Editora UFPA, 2006. 623 p.

MADIGAN, M.T., MARTINKO, J.M., PARKER, J. Brock : **Microbiologia de Brock**. São Paulo: Prentice-Hall, 2004. 608p.

PAUL, E.A.; CLARK, F.E. **Soil microbiology and biochemistry**. 2. ed. Califórnia: Academic Press, 1996. 340p.

SYLVIA, D.M.; FUHRMANN, J.J.; HARTEL, P.G. & ZUBERER, D.A. **Principles and applications of soil microbiology**. New Jersey: Prentice Hall, 1998. 550 p.

AITA, C. GIACOMINI, S.J. Matéria Orgânica do Solo, Nitrogênio e Enxofre nos Diversos Sistemas de Exploração Agrícola: Plantio Direto x Plantio Convencional. In: TSUIOSHI, S. et al. **Nitrogênio e Enxofre na Agricultura Brasileira**. Piracicaba: ESALQ. São Paulo: IPNI - International Plant Nutrition Institute, 2007. p.1-41.

3.6 Ciclo biogeoquímico do nitrogênio

*Celso Aita
Sandro José Giacomini*

3.6.1 Introdução

Entre os diversos tópicos abordados pela Biologia do Solo, nenhum ocupa tanto tempo dos pesquisadores e recursos financeiros quanto o ciclo biogeoquímico do nitrogênio. Isso se deve aos seguintes aspectos principais: a) o nitrogênio é um nutriente essencial para todos os organismos da terra, já que ele faz parte das proteínas e toda a enzima é uma proteína; b) de todos os nutrientes essenciais à vida nenhum outro apresenta-se sob tantas formas diferentes (Figura G.1) e as transformações entre essas diferentes formas é realizada majoritariamente por microrganismos; c) o nitrogênio é o nutriente que mais frequentemente limita o crescimento das plantas em ecossistemas terrestres, sendo que a capacidade produtiva do ecossistema é regulada pela velocidade com que os microrganismos transformam o N em formas de N utilizáveis pelas plantas; d) algumas formas de N são poluidoras e, portanto, as transformações microbinas do N no solo também podem causar prejuízos à saúde do homem e à qualidade do ambiente: os principais referem-se à possibilidade de aumentar excessivamente as concentrações de nitrato (NO₃⁻) nas águas de superfície e do lençol freático, além da emissão para a atmosfera de óxidos de N, tais como NO e N₂O, os quais são gases que podem causar depleção da camada de ozônio e efeito estufa.

Nome	Fórmula química	Estado de oxidação
Nitrato	NO ₃ ⁻	+5
Dióxido de nitrogênio	NO ₂	+4
Nitrito	NO ₂ ⁻	+3
Óxido nítrico	NO	+2

Óxido nitroso	N_2O	+1
Nitrogênio elementar	N_2	0
Amônia (g)	NH_3	-3
Amônio	NH_4^+	-3
N orgânico	R_{NH_3}	-3

Figura G.1 Principais formas de N no solo e seus respectivos estados de oxidação.

O nitrogênio pode existir no solo em oito formas diferentes, correspondendo a diferentes estados oxidativos do elemento (Figura G.1). O N_2 gasoso constitui a mais abundante forma de N na biosfera mas não pode ser utilizada pela maioria dos organismos, incluindo as plantas. Apenas alguns microrganismos são capazes de utilizar o N_2 da atmosfera através do processo da fixação biológica de N (FBN) em que o N_2 é convertido em N orgânico. A FBN é o processo dominante pelo qual o N entra no complexo ciclo do N (Figura G.2)

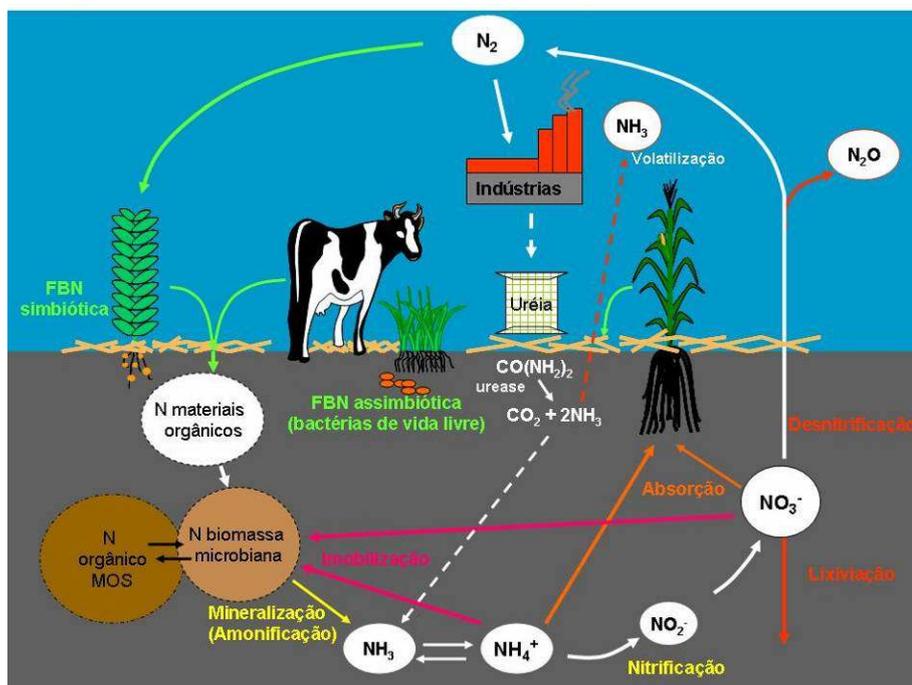


Figura G.2 Ciclo do nitrogênio.

Além da fixação biológica de N, serão discutidos nesse capítulo os demais processos biológicos de transformação do N no solo, quais sejam a mineralização de N, que é a conversão do N orgânico em formas inorgânicas de N; a imobilização de N, que consiste na assimilação de formas inorgânicas de N por microrganismos e outros organismos heterotróficos do solo; a nitrificação, que é a conversão de amônio (NH_4^+) a nitrito (NO_2^-) e então a nitrato (NO_3^-); e a desnitrificação, que corresponde à conversão de nitrato a óxido nitroso (N_2O) e então a gás dinitrogênio (N_2). É importante destacar que essas principais transformações do ciclo do nitrogênio são controladas por microrganismos, com destaque para o grupo das bactérias. A grande diversidade de compostos contendo N (Figura G.1) e de transformações de natureza

microbiana tornam o estudo do ciclo do N (Figura G.2) um desafio intelectual extremamente interessante.

3.6.2 Objetivos

- Descrever as principais transformações microbianas envolvidas no ciclo biogeoquímico do N, caracterizando os principais grupos microbianos envolvidos, além dos fatores de controle e das conseqüências dessas transformações sobre a disponibilidade de N no solo e a qualidade do ambiente;
- Melhorar a compreensão sobre as biotransformações do N de modo a prever o impacto de práticas de manejo do solo sobre o fornecimento de N e a produtividade das culturas e a qualidade de determinado ecossistema.

3.6.3 Natureza e metabolismo das fontes nitrogenadas

No solo, as principais fontes de N, a partir das quais as plantas e os demais organismos sintetizam compostos orgânicos nitrogenados são o N inorgânico, o N orgânico e o N₂ atmosférico.

3.6.3.1 Nitrogênio inorgânico

Na maioria dos solos apenas uma pequena fração, normalmente inferior a 5% da quantidade de N total, está na forma mineral (inorgânica), com predominância de nitrato (NO₃⁻) e amônio (NH₄⁺), que são as formas de N assimiladas pelas plantas e pelos organismos do solo. Essas duas formas inorgânicas de nitrogênio são extremamente dinâmicas no solo, estando sujeitas a diversas transformações de natureza química, física e biológica.

No solo, a forma iônica de N amoniacal (NH₄⁺) encontra-se em equilíbrio com a forma gasosa (NH₃) conforme a seguinte equação:



Em condições de pH alcalino, o equilíbrio está deslocado para a esquerda da reação acima, predominando a forma gasosa de amônia (NH₃) que, dependendo das condições ambientais, poderá ser perdida para atmosfera. Esse processo, denominado de volatilização de amônia, é responsável por perdas significativas de N do solo quando da aplicação de N, especialmente com a uréia e os dejetos de animais ricos em N amoniacal como os dejetos líquidos de suínos. Portanto, esse processo de volatilização de amônia, é afetado no solo tanto por condições de natureza química (pH e capacidade de troca de cátions-CTC) como por condições de natureza física como a temperatura, umidade e velocidade dos ventos. A

volatilização de amônia será tanto maior quanto mais alcalino for o pH, maiores forem a temperatura e a velocidade dos ventos e menores forem a umidade e a CTC do solo. Reduções substanciais de perdas de N por volatilização de amônia são obtidas com a incorporação mecânica da uréia e dos dejetos de animais ao solo, embora seja difícil de compatibilizar essa prática com o sistema de plantio direto onde esses materiais são aplicados na superfície do solo. Por isso, a observância de condições climáticas favoráveis no momento de aplicar a uréia e os dejetos. Devem ser evitadas condições de solos excessivamente secos ou úmidos e temperaturas muito elevadas.

Quanto ao nitrato (NO_3^-), por ser um ânion, ele apresenta uma mobilidade bem maior no solo do que o cátion amônio (NH_4^+), o qual pode ser fixado nas argilas ou ser adsorvido nos sítios de troca de cátions associados com a matéria orgânica do solo. Assim, exceto naqueles solos com predomínio de cargas positivas onde o NO_3^- pode ser absorvido, nos demais, o NO_3^- aparece livre na solução do solo, descendo no perfil do solo juntamente com a água de percolação, podendo ultrapassar a zona de ação do sistema radicular das plantas. Esse processo físico, denominado de lixiviação de nitrato, pode resultar em perdas significativas de N no solo quando as precipitações (chuvas) excedem a evapotranspiração, ou seja, quando ocorre deslocamento de água no perfil do solo. Além de representar diminuição na disponibilidade de N às culturas, a perda de N por lixiviação de nitrato poderá contaminar a água do lençol freático com essa forma de N. O limite admitido para a concentração de nitrato na água potável é de 10 mg de N- NO_3^- por litro.

Do ponto de vista biológico, o NH_4^+ e o NO_3^- podem sofrer diversas transformações no solo, com reflexos sobre a quantidade de N disponível e sobre a poluição atmosférica. O NH_4^+ passa pelo processo de nitrificação enquanto o NO_3^- pela desnitrificação. Tanto o NH_4^+ como o NO_3^- podem ser assimilados pelos microrganismos heterotróficos do solo através do processo denominado de imobilização. A bioquímica de cada um desses três processos, os microrganismos envolvidos, a sua dependência dos fatores abióticos e as conseqüências sobre o ambiente, serão discutidos nesse capítulo.

As principais fontes de N inorgânico no solo são os fertilizantes nitrogenados (uréia, sulfato de amônio e nitrato de potássio), além do N orgânico contido nos resíduos vegetais e animais e na matéria orgânica do solo, o qual é transformado em N mineral pela população microbiana do solo, através do processo de mineralização.

3.6.3.2 Nitrogênio orgânico

A grande reserva de N no solo encontra-se na forma orgânica, em uma grande variedade de compostos, dos quais apenas cerca de 50% tem sua composição conhecida. A origem desses

compostos são os adubos orgânicos de natureza vegetal (adubos verdes) e animal (dejetos os quais são constituídos principalmente da mistura de fezes e urina), os exudatos radiculares das plantas, os microrganismos mortos e os metabólitos da população microbiana viva, além da matéria orgânica estabilizada ou húmus.

Os compostos de N orgânico que ocorrem naturalmente no solo incluem: proteínas e aminoácidos, polímeros que constituem a parede celular microbiana, açúcares aminados, ácidos nucleicos e diversas vitaminas e metabólitos intermediários. Uma vez que mais da metade do N orgânico do solo tem composição indefinida, ele tem sido caracterizado através do fracionamento por hidrólise ácida (Figura G.3)

Forma do nitrogênio	Definição	(% do N do solo)
Nitrogênio insolúvel em ácido	Nitrogênio predominantemente na forma de compostos aromáticos	10-20
Amônia	Amônia trocável mais nitrogênio amídico	20-35
Aminoácidos	Proteínas, peptídeos e amino ácidos livres	30-45
Amino açúcares	Parede celular microbiana	5-10
Nitrogênio hidrolizável em ácido mas não identificado	É o nitrogênio hidrolizado que não foi identificado como amônia, aminoácidos ou amino açúcares	10-20

Figura G.3 Fracionamento clássico do N orgânico do solo baseado na hidrólise ácida.

3.6.3.3 Nitrogênio atmosférico (N₂)

O N₂ atmosférico é um gás relativamente inerte que constitui o maior compartimento de N biologicamente ativo em ecossistemas terrestres. O N₂ entra no ciclo do N pela ação de microrganismos, através do processo de fixação biológica de nitrogênio (FBN). Existem microrganismos que utilizam o N₂ para sua própria nutrição nitrogenada (fixação assimiótica) e aqueles que fixam o N₂ atmosférico em associação com plantas, principalmente as leguminosas (fixação simbiótica).

3.6.4 Principais transformações biológicas do nitrogênio

3.6.4.1 Mineralização e imobilização do N

3.6.4.1.1 Definição

Um processo crítico no ciclo de qualquer nutriente é a conversão das formas orgânicas desse nutriente, presente nos materiais orgânicos, em formas minerais solúveis, mais simples e que podem ser assimiladas por plantas e outros organismos do solo. Essa conversão é realizada

pelos microrganismos que liberam, ou mineralizam, nutrientes como subprodutos de sua ação sobre os compostos presentes nos materiais orgânicos. Quando microrganismos atacam os compostos orgânicos, eles o fazem com o objetivo primeiro de retirar carbono e energia dos compostos a fim de suportar o seu crescimento, conforme discutido anteriormente na unidade D e F.

Para que o carbono e a energia retirados do composto orgânico possam ser convertidos em tecido celular, os microrganismos necessitam nutrientes, principalmente nitrogênio, para a síntese de proteínas, ácidos nucleicos e outros componentes celulares. Se em uma situação de lavoura os resíduos da colheita (resíduos culturais ou palhada) forem ricos em N como, por exemplo, os resíduos de leguminosas, as necessidades microbianas nesse nutriente serão facilmente preenchidas e o N excedente é liberado na forma mineral. Esse processo em que, durante a decomposição, o N orgânico dos resíduos culturais é convertido biologicamente em N mineral é denominado de **mineralização** do N e representa um aumento na quantidade de N disponível às plantas. Tradicionalmente, o amônio (NH_4^+) tem sido considerado o produto inicial da mineralização e, por isso, esse processo de mineralização de N é frequentemente referido como amonificação.

Se, por outro lado, os resíduos culturais forem pobres em N como, por exemplo, aqueles das gramíneas, os microrganismos necessitarão buscar N adicional no solo para poder sintetizar compostos nitrogenados orgânicos a partir do carbono e da energia extraídos dos resíduos culturais. Portanto, os microrganismos assimilam N mineral do solo, nas formas de nitrato (NO_3^-) e, principalmente, de amônio (NH_4^+), para incorporá-lo a compostos nitrogenados orgânicos na célula. Nesse processo, denominado de **imobilização** de N, ocorre uma diminuição do N disponível às plantas.

Para melhor compreender os processos de mineralização/imobilização de N é preciso “pensar como um microrganismo”, cujo interesse principal em decompor um material orgânico no solo é transformar em célula viva a energia e o carbono retirados do referido composto. Ou seja, a imobilização microbiana do N está intimamente relacionada ao metabolismo do carbono, uma vez que a energia e os precursores celulares gerados pelo metabolismo heterotrófico de um substrato carbonado resultam no aumento da biomassa microbiana e, por conseguinte, no aumento da demanda em N por parte desta população de decompositores. Alguns tipos de materiais orgânicos têm todo o N necessário aos microrganismos e, à medida que o carbono é utilizado, aquele N que sobra é liberado (mineralizado) para a solução do solo. Por outro lado, alguns materiais orgânicos não têm na sua constituição quantidade suficiente de N para atender a demanda de N dos microrganismos e, à medida que o C vai sendo consumido, todo o N

disponível dos materiais é retido pelos microrganismos e mais N precisa ser retirado (imobilizado) da solução do solo.

Através dessas considerações, percebe-se que a ocorrência dos processos de mineralização ou imobilização de N durante a decomposição de materiais orgânicos, depende das quantidades disponíveis de carbono e de nitrogênio do referido material, ou seja, da sua relação C/N. Esse efeito da relação C/N sobre a mineralização/imobilização de N, ou seja, a estreita relação existente entre a dinâmica do C e do N durante a decomposição de resíduos culturais no solo é ilustrado através da Figura G.4.

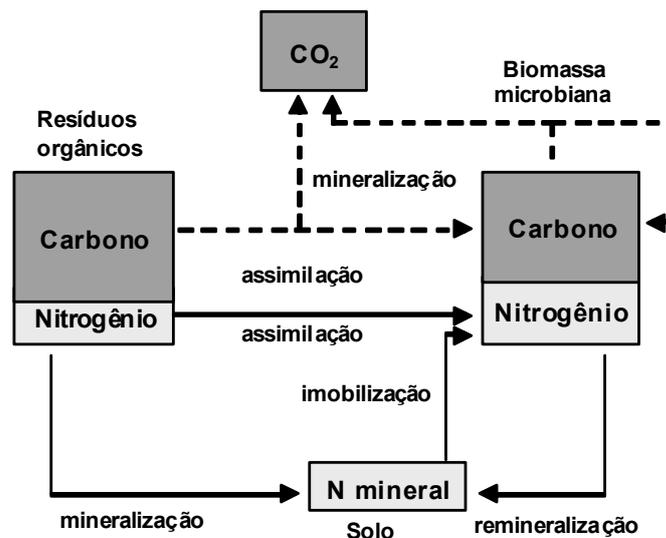


Figura G.4 Fluxos do C e do N durante a decomposição de resíduos orgânicos. Linhas pontilhadas: fluxos de C, linhas contínuas: fluxos de N. Extraído de Mary et al. (1996).

Evidenciada a importância da relação C/N dos materiais orgânicos sobre os processos opostos e simultâneos de mineralização e imobilização de N, uma questão importante a ser respondida é qual a relação C/N que devem possuir os materiais orgânicos para que haja uma equivalência entre os processos de mineralização e imobilização de N, ou seja, qual a relação C/N de equilíbrio nutricional? A resposta a essa questão é ilustrada através da Figura G.5.

Calculando a C/N de equilíbrio nutricional

Informações básicas:

A biomassa microbiana do solo apresenta uma C/N média de 8

O rendimento de assimilação médio da biomassa microbiana do solo é de 40%

Passo 1. Definição da quantidade de C atacada pela biomassa microbiana.

Vamos considerar que a biomassa atacou 100 kg de C

Passo 2. Cálculo de quanto C biomassa foi formado a partir dos 100 kg de C

C biomassa = C atacado x rendimento de assimilação

C biomassa = 100 kg x 40% = 40 kg

Com isso pode-se determinar que 60 kg de C foram liberados como CO₂

Passo 3. Cálculo da quantidade de N necessária para a biomassa manter a relação C/N de 8

Quantidade de N = C biomassa / C/N biomassa

Quantidade de N = 40 kg / 8 = 5

Passo 4. Cálculo da C/N de equilíbrio.

C/N = 100 kg de C / 5 kg de N = 20

Figura G.5 Cálculo da relação C/N de equilíbrio.

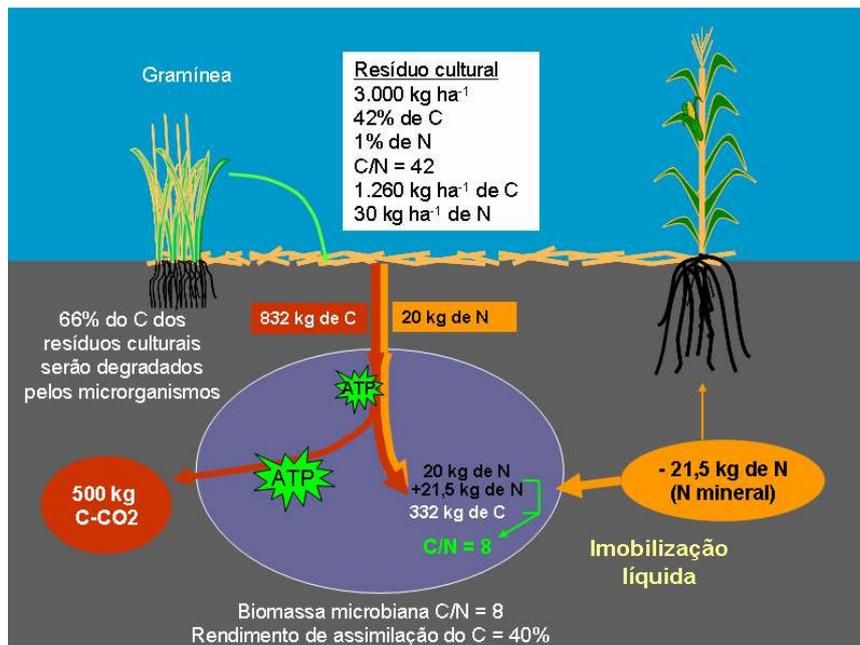
Um aspecto importante a destacar é que, embora os processos microbianos de mineralização e imobilização de N apresentem resultados opostos do ponto de vista de disponibilidade de N às plantas, os dois ocorrem simultaneamente no solo durante a decomposição de resíduos culturais. Enquanto um grupo de microrganismos pode atacar aqueles resíduos culturais ricos em N (baixa relação C/N) como, por exemplo, folhas de leguminosas, outro grupo pode atacar resíduos ricos em C e pobres em N (alta relação C/N). A ação do primeiro grupo resulta em mineralização de N enquanto a do segundo grupo em imobilização de N. Assim, se durante a decomposição dos diferentes materiais orgânicos presentes no solo o primeiro grupo for preponderante sobre o segundo ocorrerá mineralização líquida de N (aumento nos teores de N mineral). Na situação inversa ocorrerá imobilização líquida de N (diminuição nos teores de N mineral).

Esse efeito diferenciado dos tipos de resíduos culturais sobre os microrganismos do solo e, conseqüentemente, sobre a intensidade dos processos de mineralização e imobilização de N é denominado de “fator N” do resíduo. O fator N é ilustrado através das Figuras G.6 e G7 para resíduos culturais de aveia (relação C/N alta) e de ervilhaca (relação C/N baixa), respectivamente. No exemplo apresentado na Figura G.6 considerou-se uma adição ao solo de 3.000 kg ha⁻¹ de resíduos culturais de aveia com 42% de C e 1% de N (C/N de 42). Com base nessas informações pode-se estimar que a quantidade de C e N adicionada ao solo com os resíduos culturais da aveia foi de 1.260 kg ha⁻¹ de C e 30 kg ha⁻¹ de N. No solo, assumiu-se que esses resíduos serão atacados por uma biomassa microbiana que apresenta uma C/N média de 8/1 e um rendimento de assimilação do C de 40% (40% do C degradado é usado na biossíntese).

Considerou-se que a biomassa microbiana irá degradar 66% do C dos resíduos culturais (832 kg de C) e 66% do N (20 kg de N). Na célula, uma parte do C degradado é usada na produção de energia (ATP), sendo liberado como CO₂ e a outra parte é usada na biossíntese celular. Considerando o rendimento de assimilação do C de 40% pode-se estimar que 332 kg de C serão usados na biossíntese e 500 kg de C sairão da célula como CO₂. Como assumiu-se que a biomassa microbiana responsável pela degradação da palha apresenta uma C/N de 8/1, significa que para cada 8 kg de C utilizados na biossíntese será necessário 1 kg de N. Como no presente exemplo, a biomassa microbiana irá usar 332 kg de C para a biossíntese, serão necessários 41,5 kg de N. Em função de que apenas 20 kg de N presente nos resíduos foram utilizados pela biomassa, a mesma necessitará de uma quantidade extra de N de 21,5 kg de N para poder utilizar todo C disponível para a biossíntese (332 kg de C). Para suprir essa necessidade suplementar de N a biomassa microbiana pode utilizar N mineral do solo, ocasionando o processo de imobilização líquida de N.

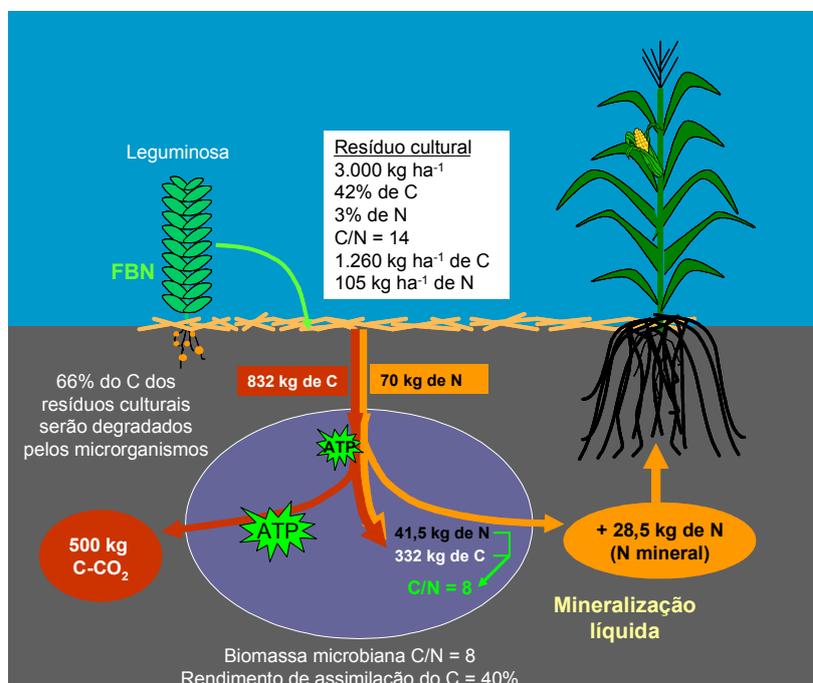
No exemplo da Figura G.7 observa-se que a degradação da palha de ervilhaca resultou em mineralização líquida de N. Isso porque ao degradar o C presente na palha os microrganismos encontraram na mesma uma quantidade de N superior àquela requerida para utilizar na biossíntese. O N excedente foi liberado pelos microrganismos para a solução do solo, aumentando a quantidade de N mineral ou seja, a disponibilidade de N para as culturas a serem semeadas após a ervilhaca.

Esse efeito da relação C/N verificado durante a decomposição de resíduos culturais de gramíneas é facilmente percebido em condições de campo quando após a aveia é cultivada outra gramínea como, por exemplo, o milho. Na maioria das situações o milho apresenta coloração verde claro e com baixo desenvolvimento, evidenciando a deficiência de nitrogênio no solo, resultante da imobilização microbiana de N provocada pelos resíduos culturais da aveia (fator N negativo). Os microrganismos assimilaram (imobilizaram) o nitrogênio mineral do solo para a fabricação de células.



Figuras G.6 Efeito da palha de aveia (C/N alta) sobre os processos de mineralização e imobilização de N.

No caso da ervilhaca, contrariamente ao observado na resteva de aveia, o milho apresenta-se de coloração verde escuro e com melhor desenvolvimento, como resultado do fator N positivo durante a decomposição microbiana dos resíduos culturais da ervilhaca, que é uma leguminosa (baixa relação C/N).



Figuras G.7 Efeito da palha de ervilhaca (C/N baixa) sobre os processos de mineralização e imobilização de N.

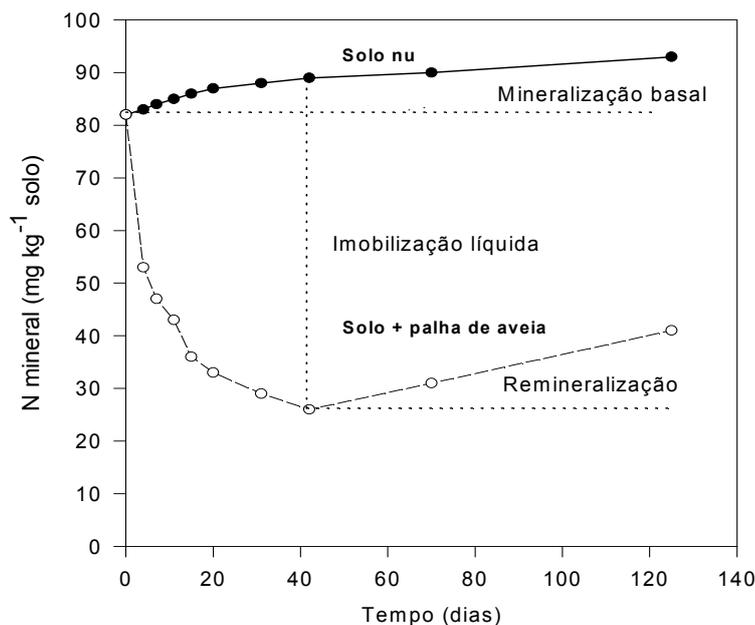
A mineralização/imobilização de N que ocorrem no solo com e sem a adição de resíduos culturais com elevada relação C/N é ilustrada pelos resultados obtidos por ROBIN et al. (1992)

em um trabalho conduzido em laboratório (Figuras G.8). Os principais resultados apresentados nessa figura podem ser assim resumidos:

a) No solo sem adição de palha de trigo, a quantidade de N mineral ($\text{NH}_4^+ + \text{NO}_3^-$) aumentou lentamente no solo durante o período de incubação, indicando que a mineralização de N pelos microrganismos superou a imobilização, resultando em mineralização líquida de N (aumento no teor de N mineral). Nessa situação, em que não houve adição de palha, a população microbiana mineralizou o N contido na matéria orgânica do solo (húmus) no processo denominado de **mineralização basal**. Esse processo é observado em condições de campo naquelas áreas que não receberam adições recentes de materiais orgânicos com elevada relação C/N. A baixa disponibilidade de C limita a atividade da população microbiana de heterotróficos, resultando em mineralização líquida de N.

b) A adição de palha de trigo com relação C/N de 130/1 provocou a rápida diminuição da quantidade de N mineral no solo, cujo valor mínimo foi obtido aos 40 dias. Essa diminuição do N mineral ocorreu pelo fato de os microrganismos terem assimilado N mineral do solo para poder utilizar o C e a energia da palha de trigo. Portanto, a imobilização microbiana de N superou a mineralização, caracterizando o processo de imobilização líquida de N. Isso ocorreu até os 40 dias quando a mineralização começou a superar a imobilização e o N mineral do solo voltou a aumentar. Esse comportamento se deve à diminuição do C e da energia disponíveis na palha o que provocou a morte de parte da biomassa microbiana, a qual sofreu decomposição pela biomassa microbiana remanescente. O N orgânico imobilizado inicialmente pelos microrganismos antes de sua morte foi novamente convertido em N mineral durante a sua decomposição. Esse processo é denominado de **remineralização**.

c) A imobilização consiste na retenção temporária do N na forma orgânica, já que o N é novamente mineralizado (remineralização). Todavia, percebe-se que as cinéticas da imobilização e da remineralização são distintas. Enquanto a imobilização é rápida, a remineralização é lenta e parcial. Isso ocorre porque parte do N mineral que é liberado do corpo dos microrganismos em decomposição é novamente assimilado por outros microrganismos passando para a forma orgânica. Esse processo em que o N transita entre a população microbiana viva e morta, alternativamente como N mineral e N orgânico, é denominado de **reciclagem microbiana**. Do ponto de vista prático, isso significa que apenas uma parte do N imobilizado será remineralizado e a uma taxa bem menor do que a imobilização. Alguns resultados evidenciam que nos primeiros três meses cerca de apenas 15% do N imobilizado é remineralizado. Após dois anos esse valor pode aumentar para 40%.



Figuras G.8 Evolução dos teores de N mineral em um solo incubado a 15°C com e sem a adição de palha de trigo. Extraído de ROBIN et al. (1992).

3.6.4.2 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos

A decomposição dos materiais orgânicos e a mineralização/imobilização do N que a acompanham são processos chaves no ciclo interno do N no solo. Eles estão também entre os mais complexos. Isto porque a fonte de carbono e energia é uma mistura heterogênea de compostos com diferenças na relação C/N, variando desde resíduos culturais recentemente adicionados ao solo até substâncias húmicas, resistentes à decomposição. A biomassa microbiana, o agente ativo dessa decomposição, é também uma mistura de microrganismos com necessidades metabólicas variadas.

Os processos de mineralização e imobilização de N são conduzidos por uma grande diversidade de grupos microbianos, incluindo bactérias e fungos, tanto aeróbicos quanto anaeróbicos. A fauna do solo também tem atuação importante nos dois processos participando direta e indiretamente de ambos. Os organismos da fauna são responsáveis por grande parte da decomposição inicial dos resíduos orgânicos, fracionando-os em unidades menores, o que facilita o ataque da população microbiana. Além disso, eles se alimentam de microrganismos podendo regular as populações de bactérias e fungos e podem criar ou modificar habitats para uma ampla gama de organismos. Como exemplo dessa ação da fauna pode-se citar as minhocas que criam galerias no solo, melhorando a aeração e o contato dos microrganismos com os resíduos culturais, e os térmitas (cupins) que maceram os tecidos vegetais mais lenhosos, facilitando a sua decomposição posterior pelos microrganismos.

Os processos de mineralização e imobilização de N estão amplamente distribuídos nos diferentes ecossistemas da natureza. Todos os organismos heterotróficos consomem materiais orgânicos para a obtenção de C e energia, mineralizando ou imobilizando N como um subproduto do seu metabolismo. O impacto da população microbiana sobre a intensidade desses dois processos depende da relação C/N dos microrganismos e do **rendimento de assimilação** do carbono do substrato por parte dos mesmos. O rendimento de assimilação do C, o qual varia em função do tipo de substrato e do grupo microbiano, representa a quantidade de C do substrato que é convertida em biomassa microbiana. Ou seja, durante a decomposição, parte do carbono do substrato é assimilada pelos microrganismos para a síntese celular e parte é oxidada até CO₂ para a produção da energia necessária à biossíntese. Quanto mais eficiente for um microrganismo (maior rendimento de assimilação) maior será a proporção de C assimilado, em relação ao C oxidado até CO₂. Quanto à relação C/N dos microrganismos, ela é maior nos fungos do que nas bactérias.

Do ponto de vista dos substratos, aqueles mais facilmente decomponíveis, como a glicose, podem proporcionar um rendimento de assimilação do C tão elevado quanto 0,6 (60% do C do substrato decomposto é transformado em células microbianas e 40% em CO₂) enquanto naqueles substratos de mais difícil decomposição (recalcitrantes), como a lignina, o rendimento de assimilação pode ser de apenas 0,1 (10%). Para a média dos resíduos culturais das principais culturas produtoras de grãos ou adubos verdes, o rendimento de assimilação do C pelos microrganismos fica próximo de 0,4. Todavia, os próprios grupos de microrganismos variam entre si quanto ao rendimento de assimilação do C, com o grupo dos fungos sendo mais eficiente do que o das bactérias.

Essas diferenças na relação C/N e do rendimento de assimilação do C entre microrganismos têm a seguinte repercussão prática sobre os processos de mineralização e imobilização de N: Se durante a decomposição de resíduos culturais houver predomínio de fungos em relação a bactérias, haverá menor necessidade microbiana de N, ocorrendo maior possibilidade de aumento na disponibilidade de N no solo via mineralização (amonificação). Da mesma maneira, em função da maior relação c/N dos fungos eles irão predominar na decomposição de substratos pobres em N.

Do ponto de vista bioquímico, a conversão de compostos orgânicos contendo N para amônio (amonificação) é mediada por enzimas produzidas por macro e microrganismos do solo. A produção de amônio envolve diversas etapas. Inicialmente, enzimas extracelulares como, por exemplo, proteinases, proteases e peptidases, convertem polímeros em monômeros os quais passam pela membrana celular e são metabolizados, resultando na produção de amônio, que é liberado pela célula para a solução do solo.

No interior das células, a produção de amônio ocorre através da ação de diversas enzimas intracelulares. Tomando como exemplo os aminoácidos, que são os monômeros que entram na célula após a quebra das proteínas pela ação de enzimas extracelulares denominadas de proteinases, podem ser encontrados dois tipos de grupos funcionais contendo N: a amina ($\text{NH}_2\text{-CR}_3$) e a amida ($\text{NH}_2\text{-CR=O}$). O N amínico é liberado primeiramente por enzimas denominadas aminoácido desidrogenases e aminoácido oxidases no processo denominado de *desaminação*.

Na maioria das situações, a necessidade dos microrganismos hetrotróficos em carbono e energia dirige a degradação microbiana de aminoácidos, amino-açúcares e ácidos nucléicos. Então, o amônio liberado desses compostos orgânicos, como resultado da amonificação, pode ser considerado um subproduto do catabolismo.

Quanto à imobilização de N, os microrganismos podem assimilar as formas inorgânicas de amônio e de nitrato para a síntese dos diferentes compostos nitrogenados orgânicos que constituem a célula. Para assimilação do nitrato e a sua redução para N orgânico na célula é necessária inicialmente a ação da enzima nitrato redutase. Quanto à assimilação de amônio, os microrganismos e outros organismos o fazem através de duas rotas principais. Em concentrações relativamente elevadas de amônio a sua assimilação ocorre através do sistema glutamato desidrogenase. Em baixas concentrações de amônio, como ocorre na maioria dos solos, a sua assimilação é operada pelo sistema GOGAT (glutamina sintetase-glutamato sintase) o qual é bastante complexo.

3.6.4.3 Fatores de controle

Os fatores abióticos que controlam a atividade da população microbiana de heterotróficos, como pH, temperatura e umidade do solo também afetam diretamente os processos de mineralização e imobilização de N. De forma similar à respiração microbiana, as taxas de mineralização e imobilização de N aumentam com a temperatura e atingem valores máximos em conteúdos intermediários de água no solo. Todavia, taxas significativas de ambos os processos podem ser observadas mesmo em condições extremas de umidade e temperatura.

Na maioria dos solos, a quantidade e a qualidade dos resíduos orgânicos são os principais fatores de controle das taxas e da cinética dos processos de mineralização e imobilização de N. Sob condições favoráveis de temperatura e de umidade, a adição de quantidades elevadas de materiais orgânicos conduz a elevadas taxas de atividade microbiana e a taxas potencialmente elevadas de mineralização e imobilização de N. A predominância de um ou outro processo dependerá do tipo de substrato e da composição da população microbiana de decompositores.

Quanto à qualidade do substrato, a disponibilidade de C em relação ao N disponível (relação C/N) é o principal fator que fornece um bom indicativo sobre a predominância de mineralização ou imobilização de N durante a fase inicial de decomposição. Geralmente, em materiais com relação C/N próxima a 25 ocorre um equilíbrio entre os processos de mineralização ou imobilização de N, não ocorrendo variações significativas nos teores de N mineral do solo. Como regra geral, materiais com relação C/N menor que 25/1 estimulam a mineralização enquanto aqueles com relação C/N maior de 25/1 estimulam a imobilização de N.

Embora na maioria dos materiais orgânicos o teor de carbono seja relativamente constante e próximo de 42%, a variação no teor de N dos mesmos resulta em ampla variação da relação C/N, conforme ilustrado na Figuras G.9.

Material orgânico	Relação C:N
Biomassa microbiana	8:1
Matéria orgânica do solo	12:1
Aveia no florescimento	36:1
Ervilhaca	14:1
Nabo	30:1
Aveia + ervilhaca	22:1
Resíduos de colheita do girassol	48:1
Resíduos de colheita do milho	80:1
Resíduos de colheita da soja	63:1
Folha de soja	15:1
Dejetos líquidos de suínos	5:1
Lodo de esgoto	9:1
Casca de arroz	83:1
Maravalha	212:1

Figuras G.9 Relação C/N de diversos materiais orgânicos.

A partir dos resultados da Figuras G.9, considere o efeito esperado sobre os processos de mineralização de N ao adicionar ao solo, por exemplo, esterco. Com a adição desse material com relação C/N de 20/1 os microrganismos não terão dificuldade em obter N e o processo de mineralização predomina sobre a imobilização, aumentando no solo a disponibilidade de N às plantas. Por isso, é freqüente o uso de esterco como fertilizantes. Por outro lado, se for adicionada serragem ao solo, com C/N de 625/1 os microrganismos serão estimulados pelo C e energia da serragem, porém não podem degradá-la sem N adicional já que o N da serragem não é suficiente para permitir a síntese de proteínas pelos microrganismos. Logo, os microrganismos deverão imobilizar N do solo, resultando na diminuição da quantidade de N disponível às plantas.

O balanço entre os processos de mineralização e imobilização de N não solo não é influenciado apenas pelos fatores ambientais e pela relação C/N dos materiais orgânicos e dos microrganismos, mas também por fatores bióticos. O principal fator biótico refere-se ao papel de

alguns integrantes da micro e mesofauna como predadores dos decompositores primários, que são as bactérias e os fungos. É referenciado que cerca de 30% da mineralização líquida de N que ocorre nos estágios iniciais de decomposição de alguns materiais orgânicos se deve à ação predatória exercida por protozoários e nematóides. Como os predadores e os microrganismos possuem baixa relação C/N, ocorre um excesso de N no metabolismo dos predadores, resultando em liberação de amônio ao solo, ou seja, em mineralização líquida de N.

3.6.4.4 Importância agrícola e ambiental

Os processos de mineralização e imobilização são de grande relevância tanto para a produtividade das culturas como para a qualidade do ambiente. Conforme mencionado anteriormente, o balanço entre mineralização e imobilização de N é controlado principalmente pela relação C/N dos substratos. Assim, conforme ilustra a Figuras G.8, quando resíduos com relação C/N elevada são adicionados ao solo estabelece-se uma competição entre plantas e microrganismos pelo N disponível do solo, resultando, na maioria dos casos, em deficiência de N e prejuízo na produtividade das culturas. Para compensar essa deficiência em N, provocada pela imobilização microbiana, pode-se lançar mão da aplicação de fertilizantes nitrogenados, os quais apresentam preços elevados e podem aumentar significativamente os custos de produção.

Por outro lado, quando são adicionados ao solo resíduos orgânicos com relação C/N muito baixa como, por exemplo, esterco e resíduos culturais de algumas leguminosas, a mineralização de N é o processo dominante e o amônio aparece rapidamente no solo, onde estará em equilíbrio com a forma gasosa de amônia. Em condições de pH alcalino, umidade baixa e temperaturas elevadas as perdas de N por volatilização de amônia podem ser significativas, representando poluição ambiental provocada pela amônia e diminuição do potencial de fornecimento de N às culturas comerciais pelos resíduos orgânicos. Além disso, conforme será abordado a seguir neste capítulo, outro destino do amônio no solo é a sua oxidação para nitrato através do processo microbiano de nitrificação. Estudos realizados na UFSM demonstram que esse processo é rápido. Portanto o NO_3^- , altamente instável no ambiente, poderá aparecer precocemente no solo após a aplicação dos resíduos orgânicos quando ainda não há uma cultura para absorvê-lo. Isso pode conduzir a perdas importantes de N por lixiviação de NO_3^- e por emissões gasosas via desnitrificação o que resulta, também, em prejuízos econômicos pela perda de N e ambientais pela possibilidade de contaminação da água por NO_3^- e do ar pelo óxido nitroso (N_2O)

Além da relação C/N dos resíduos culturais o manejo adotado com os mesmos também tem implicações importantes sobre os processos de mineralização e imobilização de N. Para

aqueles resíduos com elevada relação C/N a sua incorporação ao solo estimula a imobilização de N. Isso por que, além de melhorar o contato do solo com os resíduos, a incorporação facilita o deslocamento do N mineral até os sítios de decomposição onde a demanda em N dos microrganismos heterotróficos é elevada. Por outro lado, naqueles resíduos culturais com baixa relação C/N, a liberação de N (mineralização) é rápida mesmo quando os mesmos são deixados na superfície do solo, como no sistema plantio direto.

A partir dessas considerações depreende-se que, do ponto de vista agrícola e ambiental, tanto a imobilização líquida de N, provocada por materiais orgânicos com relação C/N muito elevada, quanto a rápida mineralização líquida de N, provocada por materiais orgânicos de relação C/N muito baixa, são prejudiciais, tanto do ponto de vista agrícola (econômico) quanto ambiental. Os maiores desafios da pesquisa consistem em buscar espécies de plantas ou combinações (consórcios) de espécies cuja relação C/N de seus resíduos culturais possibilite a mineralização líquida gradual do N pelos microrganismos, além de buscar sistemas de preparo do solo para manejar tais resíduos. O objetivo central é que o N dos resíduos culturais seja liberado em sincronia com a demanda em N das culturas comerciais, com benefício à produtividade destas e com riscos mínimos de poluição do ambiente.

3.6.5 Nitrificação

3.6.5.1 Definição

A nitrificação pode ser definida como a oxidação microbiana de formas reduzidas de N mineral até nitrato (NO_3^-). Na nitrificação autotrófica, provavelmente a dominante na maioria dos solos, as bactérias nitrificadoras retiram energia da amônia (NH_3) oxidando-a até nitrato em duas etapas, sendo a primeira de amônia até nitrito (NO_2^-) e a segunda de NO_2^- até nitrato.

3.6.5.2 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos

Embora a nitrificação autotrófica, realizada por bactérias, tenha sido descoberta primeiro, sabe-se atualmente que microrganismos heterotróficos envolvendo bactérias de alguns gêneros (ex., *Alcaligenes*, *Streptomyces* e *Pseudomonas*) e fungos (ex., *Aspergillus flavus*) também podem oxidar amônio e N orgânico até NO_2^- e NO_3^- . Todavia, o processo autotrófico parece ser dominante na maioria dos solos e, por isso, ele será enfocado aqui.

A nitrificação autotrófica é um processo que ocorre em duas etapas, realizadas por grupos separados de bactérias. O primeiro grupo de bactérias, denominadas de oxidantes de amônia, convertem amônia a nitrito. O nitrito é então oxidado a nitrato pelas bactérias oxidantes de nitrito.

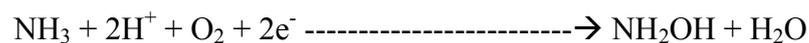
Oxidação de amônia

O primeiro passo da nitrificação, que consiste na oxidação de amônia a nitrito, ocorre em diversas etapas e é realizado por bactérias de cinco gêneros (*Nitrosomonas*, *Nitrosococcus*, *Nitrospira*, *Nitrosolobus* e *Nitrosovibrio*) sendo o gênero *Nitrosomonas* o mais estudado e melhor caracterizado, embora o gênero *Nitrosolobus* possa predominar em alguns solos e o gênero *Nitrospira* está associado à oxidação de amônia em solos ácidos.

A reação geral para a conversão de amônia até nitrito, a qual ocorre em etapas e é às vezes denominada de nitrificação, é a seguinte:



O primeiro passo na oxidação de amônia até nitrito, não está acoplado à produção de energia (síntese de ATP). Ele é mediado pela enzima amônia mono-oxigenase e consiste na conversão de NH_3 até hidroxilamina (NH_2OH):



Na seqüência do processo oxidativo, a hidroxilamina é convertida enzimaticamente (hidroxilamina óxidoreductase), através de vários passos ainda indefinidos, até nitrito, com a seguinte equação geral:



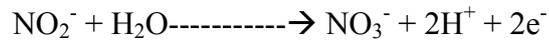
Dois dos 4 elétrons (e^-) dessa última reação são utilizados na cadeia de transporte de elétrons gerando energia (ATP) para o crescimento das bactérias. Através de uma oxidase terminal os e^- são entregues ao O_2 que reage com H^+ produzindo H_2O conforme a seguinte reação:



Oxidação de nitrito (NO_2^-)

Na maioria dos solos o NO_2^- produzido pelas bactérias oxidantes de amônia não se acumula mas é rapidamente oxidado até nitrato no segundo passo da nitrificação, conduzido pelas bactérias oxidantes de nitrito pertencentes aos gêneros *Nitrobacter*, *Nitrospina*, *Nitrococcus* e *Nitrospira*. O processo O gênero *Nitrobacter* é o mais estudado e o passo final da

nitrificação, que consiste na oxidação de NO_2^- a NO_3^- , também denominado de nitratação, é mediado pela enzima nitrito oxidoreductase:



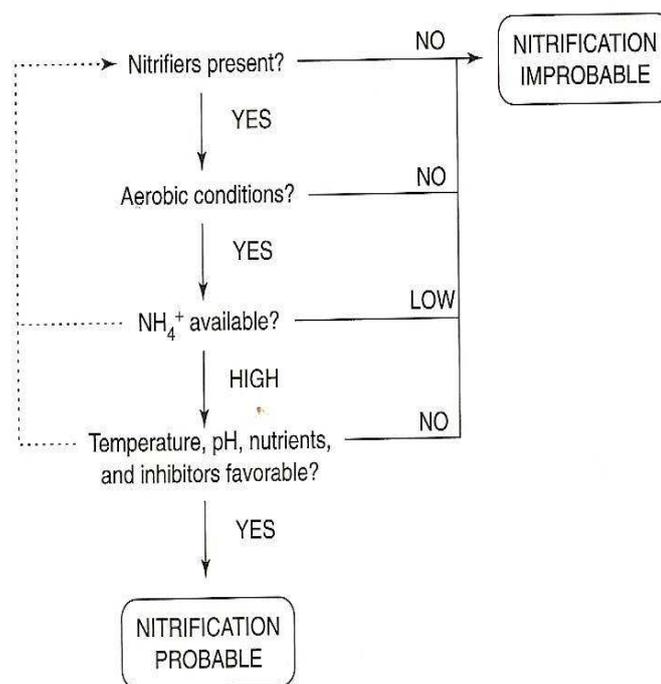
Os dois elétrons da reação acima são transferidos à cadeia transportadora de elétrons para a produção de ATP via fosforilação oxidativa, usando o O_2 como acceptor terminal de e^- .

Através das reações de oxidação da amônia e do nitrito percebe-se que a nitrificação é um processo estritamente aeróbico. Por isso, os materiais orgânicos armazenados em ambientes anaeróbicos como, por exemplo, os dejetos de animais armazenados em esterqueiras, acumulam N na forma amoniacal e não possuem NO_2^- ou NO_3^- sua composição.

Pelo fato de as bactérias nitrificadoras oxidarem substratos que não contêm carbono, elas derivam o C necessário à biossíntese do CO_2 atmosférico e, por isso, são classificadas como autotróficas. Todavia, para fixar o CO_2 atmosférico através do ciclo de Calvin e convertê-lo em material celular é necessária energia (ATP). Cerca de 80% da energia produzida durante a nitrificação é empregada nesse processo de fixação do CO_2 , o que torna as bactérias nitrificadoras relativamente pouco eficientes do ponto de vista de eficiência no seu crescimento. Por isso, em muitos solos, essas bactérias são pouco hábeis em competir com os microrganismos heterotróficos e com as plantas pelo NH_4^+ disponível.

3.6.5.3 Fatores de controle

Diversos fatores, agindo de forma interativa, controlam a nitrificação no solo. A importância relativa desses fatores é ilustrada através da Figuras G.10, em que os fatores mais importantes, ou seja, aqueles que mais freqüentemente limitam a taxa de nitrificação, estão situados na parte superior da Figuras G.10.



Figuras G.10 Fatores que regulam a nitrificação no solo.

Através da Figuras G.10 observa-se que, por ordem de hierarquia, os principais fatores de controle da nitrificação no solo são a presença de bactérias com capacidade de realizar a oxidação de amônia até nitrato, a presença de O_2 , a disponibilidade de amônio e condições abióticas (temperatura, umidade, pH, nutrientes, etc.) favoráveis. Se todos esses fatores forem favoráveis, a nitrificação é possível; se qualquer um dos fatores for desfavorável, a ocorrência da nitrificação, em taxas significativas, é pouco provável. Isso decorre do fato desses fatores agirem de forma interativa, ou seja, os fatores são multiplicativos.

As linhas pontilhadas da Figuras G.10 sugerem que a quantidade de substrato (NH_4^+ disponível) e as condições abióticas são os fatores que exercem maior efeito limitante sobre a população de bactérias nitrificadoras. A atenuação da limitação imposta por esses fatores aumenta a taxa de crescimento e, portanto, a população dos nitrificadores e as taxas de transformação de amônia para nitrato (nitrificação).

A seguir será feita uma breve descrição sobre os principais fatores controladores da nitrificação.

População de nitrificadores. Para que a nitrificação ocorra, microrganismos nitrificadores heterotróficos e, principalmente, autotróficos devem estar presentes no solo. Tais nitrificadores são habitantes comuns da maioria dos solos, embora possam existir em populações muito baixas para que a nitrificação ocorra em taxas significativas. Solos sem histórico de uso de fertilizantes nitrogenados podem conter baixa população de nitrificadores, na ordem de 10^3 a 10^4 nitrificadores por grama de solo. Esse número pode aumentar para 10^6 por grama de solo em

solos com o uso freqüente de fertilizantes nitrogenados, tanto minerais quanto orgânicos. Portanto, é de se esperar que em áreas fertilizadas as taxas de nitrificação sejam favorecidas.

Aeração do solo. Uma vez que os microrganismos nitrificadores são quase que exclusivamente aeróbicos, os solos devem ter concentrações de O_2 suficientemente elevadas para que a nitrificação ocorra. O nível de O_2 é ótimo quando a umidade do solo estiver próxima da capacidade de campo. Apesar disso, mesmo em ambientes alagados, como as lavouras de arroz, existe uma pequena camada aeróbica (oxidada) próxima das raízes e na interface água/sedimentos onde a nitrificação pode ocorrer, mesmo que em taxas baixas.

Disponibilidade de substrato (NH_4^+). Desde que condições aeróbicas existam, o outro fator individual mais importante sobre a nitrificação na maioria dos solos é a disponibilidade de amônio. Quando a decomposição de materiais orgânicos for baixa e, então, a mineralização de N também for baixa, ou onde a imobilização microbiana de NH_4^+ e a absorção de NH_4^+ pelas plantas forem elevadas, as taxas de nitrificação serão reduzidas. Nessas situações, as baixas concentrações do substrato NH_4^+ irão limitar o crescimento dos nitrificadores e, por conseqüência as taxas de nitrificação. Assim, logo após a adição ao solo de resíduos culturais com elevada relação C/N poderá ocorrer limitação da nitrificação em função da baixa disponibilidade de NH_4^+ , decorrente da imobilização pela população microbiana de heterotróficos. Por outro lado, a nitrificação será favorecida pela adoção de qualquer prática agrícola que aumente a disponibilidade de NH_4^+ no solo como, por exemplo, o preparo convencional do solo com aração e gradagens, o uso de dejetos de animais e a fertilização com uréia ou sulfato de amônio.

pH e outros fatores abióticos. A atividade dos nitrificadores no solo é potencialmente afetada por fatores abióticos como temperatura, umidade, salinidade e disponibilidade de outros nutrientes que não o N. Em função da sua baixa taxa de crescimento, motivada pelo seu metabolismo relativamente eficiente, os nitrificadores são relativamente mais sensíveis às condições adversas do que os heterotróficos do solo, especialmente às baixas temperaturas. Quanto ao pH do solo, foi admitido por muito tempo que o processo de nitrificação era inibido em solos ácidos. Todavia, resultados mais recentes indicam que a amônia pode ser oxidada a taxas elevadas mesmo em solos de florestas com pH inferior a 4,5. As bases fisiológicas para explicar isso ainda não são bem conhecidas.

3.6.5.4 Importância agrícola e ambiental

A presença e a atividade dos microrganismos nitrificadores afetam substancialmente o funcionamento de um ecossistema pelas seguintes razões principais:

a) Embora algum NO_3^- possa entrar nos ecossistemas com a aplicação de fertilizantes como, por exemplo, o nitrato de potássio (KNO_3), a maior parte de NO_3^- é produzida *in situ* via nitrificação. Conforme já discutido anteriormente, em função do NO_3^- ser um ânion ele é mais móvel do que o amônio (NH_4^+) e, por isso, pode ser transportado pela água do solo para além da zona de ação do sistema radicular das plantas, quando as precipitações excedem a evapotranspiração. Dependendo da sua intensidade, a lixiviação do NO_3^- pode conduzir à poluição das águas do lençol freático já que a água potável não deve conter mais do que 10 mg de N- $\text{NO}_3^- \text{ L}^{-1}$.

b) Quando NO_3^- lixívia no perfil do solo ele deve ser acompanhado por uma quantidade equivalente de cátions, como potássio (K^+) e cálcio (Ca^{2+}) para manter o balanço de cargas. Com isso, diminui a saturação de bases do solo e aumenta a acidez de troca, ambos prejudiciais à fertilidade do solo;

c) Além da possibilidade de contaminação das águas subsuperficiais, o NO_3^- pode ainda ser transportado aos mananciais de superfície. Esse processo de enriquecimento da água com nutrientes, denominado de eutroficação, pode conduzir ao desenvolvimento excessivo de algas e algumas plantas, comprometendo a ecologia do sistema.

d) Sob condições de aeração deficiente do solo (baixo O_2) o NO_3^- está sujeito ao processo de desnitrificação, em que bactérias convertem o NO_3^- em formas gasosas de N, entre as quais o óxido nitroso que é um gás de efeito estufa. Esse processo biológico, que será discutido com mais detalhes a seguir representa, portanto, perda de N e poluição atmosférica;

e) A nitrificação é uma das principais fontes de acidez em muitos solos agrícolas, uma vez que cada mol de amônia oxidada libera um mol de H^+ . Isso tem múltiplos efeitos sobre a qualidade dos ecossistemas. No solo, por exemplo, a diminuição do pH aumenta a toxidez de alumínio às plantas.

As plantas podem assimilar tanto NH_4^+ quanto NO_3^- , para a síntese de compostos nitrogenados orgânicos, embora muitas plantas prefiram NO_3^- . Assim, considerando os vários problemas econômicos e ambientais resultantes da presença de NO_3^- no solo, pode-se dizer que a nitrificação é um processo prejudicial, quando ocorre em taxas elevadas. Todavia, é um processo microbiano inevitável já que as bactérias nitrificadoras existem em praticamente todos os ambientes da natureza.

Uma das maneiras de controlar a atividade dos nitrificadores no solo, reduzindo a taxa de oxidação de NH_4^+ a NO_3^- após a aplicação de fertilizantes nitrogenados orgânicos ou minerais,

consiste na utilização de produtos inibidores da nitrificação. Produtos comerciais como nitrapirin (2-cloro-6 pyridina) e DCD (dicyandiamida) são comprovadamente inibidores da nitrificação pelo fato de inibirem a síntese da enzima amônia monooxigenase, que é primeira enzima envolvida na oxidação da amônia. Apesar dessa possibilidade, o grau de sucesso com o uso dos inibidores da nitrificação é variável, o seu custo é elevado e o efeito inibitório pode ser rapidamente perdido. Por isso, o seu uso ainda é bastante limitado.

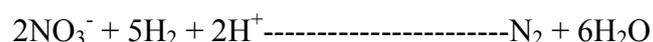
Outra estratégia para minimizar as perdas de NO_3^- do sistema solo/planta é efetuar o parcelamento dos fertilizantes nitrogenados nas culturas ao invés de utilizá-los em dose única. Com isso, busca-se sincronizar a taxa de nitrificação e o conseqüente aparecimento do NO_3^- no solo com a absorção de NO_3^- pelas culturas. Quanto mais NO_3^- permanecer livre no solo após a aplicação dos fertilizantes nitrogenados, maiores as possibilidade de perda de N e de poluição do ambiente.

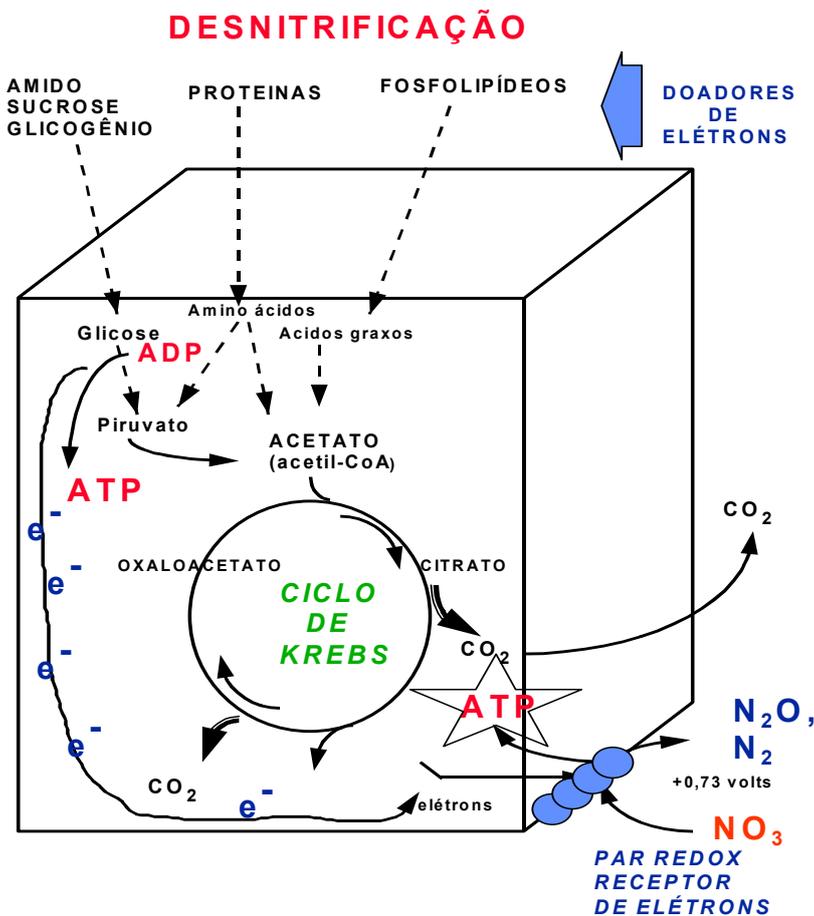
3.6.6 Desnitrificação

3.6.6.1 Definição

No metabolismo aeróbico, o oxigênio atua como acceptor de elétrons no final da cadeia respiratória, para a produção de energia na forma de ATP. Esse é o principal tipo de metabolismo encontrado em microrganismos presentes na natureza e neste caso, os elétrons extraídos dos materiais orgânicos acabarão na formação de água. Algumas populações de bactérias podem utilizar o nitrato (NO_3^-) como receptor terminal de elétrons, em ambientes saturados ou mal drenados, onde há falta de oxigênio. Nesse caso há a formação de formas mais reduzidas e voláteis de nitrogênio, principalmente o óxido nitroso (N_2O) e o gás nitrogênio (N_2). Este processo de respiração anaeróbica é denominado agronomicamente de desnitrificação e em certos sistemas de produção, pode representar perdas expressivas de nitrato do solo, que poderia estar sendo absorvido pela planta.

O processo microbiano de desnitrificação é acoplado à produção de energia (ATP) na cadeia de transporte de elétrons, conforme ilustrado na Figuras G.11. É um exemplo de respiração anaeróbica em que é utilizado um receptor terminal alternativo de elétrons, diferente do O_2 . A equação geral da desnitrificação é a seguinte:





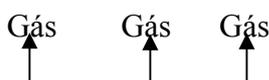
Figuras G.11 Esquema ilustrando a produção de ATP na célula bacteriana durante o processo de desnitrificação.

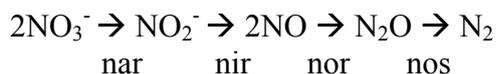
3.6.6.2 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos

Uma grande diversidade de bactérias, principalmente heterotróficas, pode desnitrificar, ou seja, utilizar o NO_3^- no lugar do O_2 como receptor terminal de elétrons durante a respiração. Uma vez que o NO_3^- é um receptor de elétrons menos eficiente do que o O_2 , a maioria das bactérias somente desnitrificam quando o O_2 não estiver disponível. Portanto a maioria das bactérias desnitrificadoras é anaeróbica facultativa.

De 0,1 a 5% da população total de bactérias do solo tem a capacidade de desnitrificar, o que corresponde a cerca de 50 gêneros e 125 espécies. Todavia, no solo predominam bactérias desnitrificadoras de cinco gêneros (*Pseudomonas*, *Alcaligenes*, *Bacillus*, *Agrobacterium* e *Flavobacterium*).

As bactérias desnitrificam para gerar ATP por fosforilação oxidativa através do sistema de citocromos (cadeia de transporte de elétrons). A seqüência bioquímica da redução de NO_3^- para N_2 , a qual envolve 4 passos redutivos, é a seguinte:





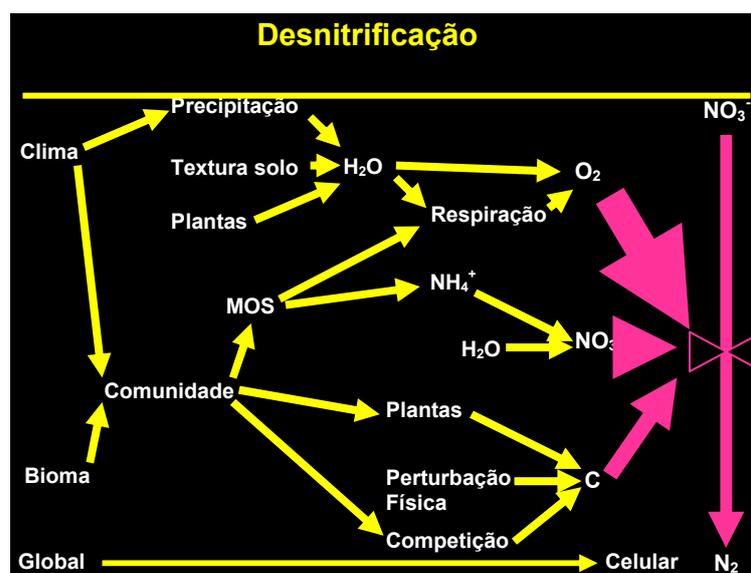
Cada passo da desnitrificação é mediado por uma enzima específica. A enzima nitrato redutase (nar) converte nitrato (NO_3^-) em nitrito (NO_2^-). A redução de nitrito para óxido nítrico (NO) é feita através da enzima nitrito redutase (nir) enquanto o óxido nítrico é reduzido até óxido nitroso (N_2O) pela ação da enzima óxido nítrico redutase (nor). Na última etapa do processo, a enzima óxido nitroso redutase (nos) transforma o óxido nitroso em N_2 .

Uma particularidade de todas essas enzimas é que, em maior ou menor grau, todas elas têm a sua síntese e atividade inibidas pelo O_2 . Por isso, a desnitrificação é restrita a ambientes deficientes em O_2 .

Em cada passo da desnitrificação os compostos intermediários do processo podem ser emitidos das bactérias para o ambiente solo. Isso torna os desnitrificadores uma fonte de NO_2^- no solo, além dos gases atmosféricos NO e N_2O .

3.6.6.3 Fatores de controle

Assim como mencionado anteriormente para a nitrificação, os fatores que regulam a desnitrificação também podem ser ordenados hierarquicamente, dos mais importantes para os menos importantes (Figuras G.12). A presença de desnitrificadores não aparece entre os fatores de controle da desnitrificação uma vez que uma grande diversidade das bactérias do solo, que existe normalmente como heterotróficas aeróbicas, pode substituir o O_2 pelo NO_3^- como receptor terminal de elétrons quando o O_2 torna-se indisponível.



Figuras G.12 Escala de fatores que controlam o processo de desnitrificação no solo.

Na maioria dos solos em condições de campo a criação de condições anaeróbicas, ou seja, a deficiência do O_2 constitui o principal fator controlador da desnitrificação, seguido pela disponibilidade de NO_3^- e de C. O efeito inibidor do O_2 se deve ao fato dele regular a síntese enzimática e a atividade das enzimas envolvidas na desnitrificação. Quanto ao NO_3^- , ele atua como receptor terminal de elétrons e sua presença no solo resulta, principalmente, da nitrificação e da aplicação de fertilizantes minerais contendo NO_3^- na sua formulação. A disponibilidade de C é importante porque a maioria dos desnitrificadores são microrganismos heterotróficos que requerem compostos contendo C como doadores de elétrons.

Condições anaeróbicas são encontradas em solos saturados ou alagados como, por exemplo, em lavouras de arroz sob inundação. Todavia, nessa situação as taxas de desnitrificação são frequentemente limitadas pelos baixos teores de NO_3^- uma vez que, conforme visto anteriormente, a nitrificação que é o principal processo de produção de NO_3^- no solo é altamente dependente de O_2 . Assim, a desnitrificação nessas áreas estará limitada a áreas próximas à rizosfera do arroz e à interface água-sedimentos que são locais onde há suficiente O_2 . Nesses locais as bactérias nitrificadoras oxidam NH_4^+ até NO_3^- , o qual pode difundir-se até regiões anaeróbicas e ser reduzido a formas gasosas de N por bactérias desnitrificadoras.

Apenas por volta de 1950 foi descoberta a ocorrência e a importância da desnitrificação em solos não saturados. Até então, se atribuía importância ao processo apenas em ecossistemas aquáticos e solos alagados. Em solos não saturados como, por exemplo, nos cultivos de sequeiro de milho e soja, a desnitrificação poderá ocorrer de forma localizada, em microsítios de anaerobiose. Tais microsítios podem ser gerados no centro dos agregados do solo, em regiões do solo contendo resíduos vegetais em decomposição, onde a atividade dos microrganismos heterotróficos pode consumir o O_2 disponível e na rizosfera das plantas, onde a atividade microbiana também é elevada.

Nessa condição de solos não saturados, que corresponde a maior parte das áreas destinadas à agricultura, a desnitrificação é limitada, principalmente, pela disponibilidade de carbono. A adição de uma fonte de C nessas áreas pode estimular a desnitrificação tanto diretamente, através do fornecimento de doadores de elétrons (energia) aos desnitrificadores, com indiretamente pelo fato de estimular o consumo de O_2 pelos microrganismos heterotróficos.

3.6.6.4 Importância agrícola e ambiental

Em sistemas agrícolas é desejável minimizar a desnitrificação, pois ela representa perda de NO_3^- do solo e, portanto, diminuição da disponibilidade de N às plantas. Resultados de

pesquisa indicam que as perdas de nitrogênio por desnitrificação em solos agrícolas variam em função dos teores de umidade do solo e atingem, em média, de 10 a 30% do N aplicado.

Alguns estudos evidenciam que o sistema plantio direto, pode aumentar o potencial de perdas de N por desnitrificação. Isso por que o sistema cria condições potencialmente favoráveis à ação das bactérias desnitrificadoras quais sejam: aumento do adensamento e da microporosidade do solo, o que, aliado ao aumento na retenção de umidade, pode reduzir a disponibilidade de O₂ no solo. Além disso, no plantio direto acontece o acúmulo de materiais orgânicos na superfície do solo, o que aumenta a disponibilidade de C e energia às bactérias desnitrificadoras. Há relatos de aumento de 170% na população de bactérias desnitrificadoras nessa camada superficial do solo, indicando que populações de bactérias desnitrificadoras podem atuar seletivamente no plantio direto. Todavia, outros estudos não confirmaram esses resultados, indicando a necessidade de intensificar as pesquisas nessa área.

Do ponto de vista ambiental, a desnitrificação também traz prejuízos já que ela é a principal fonte de N₂O atmosférico, um importante gás de efeito estufa e que também afeta negativamente a camada de ozônio.

Diferentemente da nitrificação, onde a ação das bactérias nitrificadoras pode ser inibida diretamente através de produtos químicos, não existem tecnologias disponíveis para inibir a desnitrificação. O que existem são estratégias de manipulação de alguns fatores de produção para afetar indiretamente os microrganismos desnitrificadores como, por exemplo:

- a) Controlar a quantidade d'água a ser empregada em culturas irrigadas para evitar condições de deficiência de O₂;
- b) Evitar a aplicação de doses elevadas de dejetos de animais ao solo. Eles podem gerar anaerobiose por favorecer a atividade de heterotróficos, aumentar a disponibilidade de C aos desnitrificadores, além de propiciar o aparecimento de NO₃⁻ no solo via nitrificação;
- c) Não aplicar fertilizantes nitrogenados contendo NO₃⁻ na sua formulação (ex., KNO₃) em condições de deficiência de O₂ como, por exemplo, em lavouras de arroz sob inundação.

3.6.7 Fixação biológica de nitrogênio (FBN)

A fixação biológica de nitrogênio (FBN) e a fixação do CO₂ atmosférico pela fotossíntese constituem os dois processos biológicos mais importantes da terra.

A FBN consiste na redução do N₂ atmosférico a duas moléculas de amônia (NH₃) conforme a seguinte reação:



A capacidade de realizar a FBN é exclusivamente restrita a alguns microrganismos procarióticos dos domínios Archaea e Bactéria, incluindo bactérias, cianobactérias e o

actinomiceto *Frankia*. Tais microrganismos, denominados de **diazotróficos**, podem existir como independentes (fixadores de vida livre) ou em associações de diferentes graus de complexidade com outros organismos.

Independentemente do sistema fixador de N_2 , ele só existe graças à habilidade fisiológica de alguns procarióticos em sintetizar o complexo enzimático **nitrogenase**, o qual é responsável pela conversão do N_2 para amônia, conforme a reação acima.

Considerando a existência de diferentes graus de associação entre organismos fixadores de N, desde aqueles de vida livre e fracamente associados (FBN assimbiótica) até aqueles mutualisticamente associados (FBN simbiótica), esses dois processos de FBN serão apresentados separadamente, iniciando pelo simbiótico.

3.6.7.1 Fixação simbiótica de N_2

3.6.7.1.1 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos

A fixação simbiótica de N_2 consiste no sistema mais evoluído de relação entre microrganismos procarióticos (os microsimbiontes) e um hospedeiro eucariótico, normalmente fotossintético. Nessa simbiose, há benefício mútuo para ambos os organismos e, por isso, é também denominada de simbiose mutualística. Normalmente, o hospedeiro desenvolve estruturas especiais para abrigar o partenário. Em leguminosas essas estrutura recebem a denominação de nódulos.

Existem três associações simbióticas de N_2 conhecidas, as quais serão apresentadas separadamente:

- 1) Leguminosas x Rizóbio
- 2) Não leguminosas x actinomiceto *Frankia*
- 3) Pteridófita aquática *Azolla* x cianobactéria *Anabaena*

3.6.7.1.2 Simbiose entre leguminosas e Rizóbio

Dos três sistemas fixadores de N_2 , considerados simbióticos, aquele que tem sido mais estudado pela pesquisa até o momento é o que envolve rizóbio e leguminosas. Por isso, nessa unidade, será dada ênfase especial a essa simbiose.

A maioria das plantas tem seu crescimento limitado pela disponibilidade de nitrogênio no solo, pois não conseguem utilizar o gás N_2 do ar. Este não é o caso da maioria das leguminosas, que incluem espécies importantes para a produção de grãos (ex., soja, feijão, ervilha) de forragem (ex., trevo, cornichão e alfafa) e para adubação verde (ex., ervilhaca, tremoço, crotalária), em esquemas de rotação de culturas. As leguminosas se associam com diferentes gêneros de bactérias para, em conjunto, realizarem a FBN.

3.6.7.1.3 Características e taxonomia da bactéria

As bactérias associadas mutualisticamente às leguminosas, denominadas genericamente de rizóbio, são gram-negativas, móveis por flagelos polares, subpolares ou peritricos e têm a forma de bastonete. Atualmente estão descritos quatro gêneros principais de bactérias:

Gênero ***Rhizobium***. Causa a formação de nódulos principalmente em plantas originárias de regiões de clima temperado como, por exemplo, trevo, ervilhaca e lentilha. Apresentam crescimento rápido em meio de cultura Manitol-extrato de levedura-ágar. Existem oito espécies pertencentes a este gênero, sendo *R. leguminosarum* uma das mais importantes.

Gênero ***Bradyrhizobium***. Causa a formação de nódulos em raízes de plantas, principalmente daquelas originárias de regiões tropicais. Apresentam crescimento lento em meio de cultura Manitol-extrato de levedura-ágar. Dentro deste gênero encontram-se as bactérias responsáveis pela formação de nódulos em soja, com as espécies *B. japonicum* e *B. elkanii*.

Gênero ***Sinorhizobium***. Com quatro espécies, pode nodular leguminosas como, por exemplo, a alfafa e o cornichão. A espécie *S. fredii* também pode nodular a soja.

Gênero ***Azorhizobium***. Com apenas uma espécie (*A. caulinodans*), nodula o caule da sesbânia que é uma leguminosa usada para adubação verde do arroz, principalmente em países da Ásia.

Um dos sistemas mais estudados envolvendo rizóbio e leguminosas é aquele entre a soja e a bactéria do gênero *Bradyrhizobium*. Isso pelo fato da soja ser a oleaginosa mais cultivada e de maior importância econômica do planeta. Em condições normais, nem a soja e nem a bactéria possuem, isoladamente, a capacidade de fixação do N₂ atmosférico.

Uma das características importantes das bactérias fixadoras simbióticas é que existem variações genéticas dentro das espécies de rizóbio, denominadas de estirpes, raças ou cepas. Tais variações têm orientado pesquisadores na seleção de estirpes para as diferentes leguminosas, que resultem em aumento na fixação de N₂. No caso da soja, por exemplo, a pesquisa selecionou até o momento quatro estirpes de *Bradyrhizobium*, sendo três de *Bradyrhizobium elkanii* (SEMIA 587, SEMIA 5019 ou 29W e SEMIA 5079 ou CPAC 15) e uma de *Bradyrhizobium japonicum* (SEMIA 5080 ou CPAC 7), as quais compõem o inoculante comercializado no Brasil para misturar às sementes da leguminosa quando da sua semeadura no campo.

As estirpes de uma espécie de rizóbio podem variar muito quanto a sua infectividade e eficiência para uma determinada cultivar de soja. **Infectividade** refere-se ao potencial que uma

estirpe possui em competir com outras pelos locais na raiz onde é possível a formação de nódulos (sítios de formação nodular). Já a **efetividade** ou **eficiência** refere-se ao potencial da estirpe em produzir nódulos sadios com alta capacidade de fixação de nitrogênio em simbiose com a planta hospedeira. Devido à especificidade hospedeira cultivar-estirpe, normalmente, um inoculante é fabricado com mais de uma estirpe para assegurar a formação de nódulos independentemente do cultivar utilizado pelo agricultor.

Uma mesma espécie de rizóbio pode infectar e formar nódulos em diferentes leguminosas. Um grupo de estirpes de rizóbio capaz de infectar um grupo de legumes relacionados é chamado "grupo de inoculação cruzada". No caso de *Bradyrhizobium japonicum*, por exemplo, suas estirpes podem formar nódulos e fixar N₂ em leguminosas como feijão miúdo, crotalária, guandu e mucuna, constituindo-se este em um grupo de inoculação cruzada. Por outro lado, nenhuma estirpe de *Bradyrhizobium japonicum* é capaz de nodular alfafa, por exemplo, já que soja e alfafa não pertencem ao mesmo grupo de inoculação cruzada. Todavia, um aspecto interessante a destacar é que, embora as estirpes de *Bradyrhizobium japonicum* possam nodular também outras leguminosas, elas foram selecionadas buscando infectividade e eficiência na soja. É de se esperar, portanto, que elas sejam menos eficientes na fixação de N nas outras leguminosas do grupo de inoculação cruzada. Por isso, a importância em utilizar para cada leguminosa o inoculante contendo as estirpes que foram selecionadas pela pesquisa para aquela leguminosa.

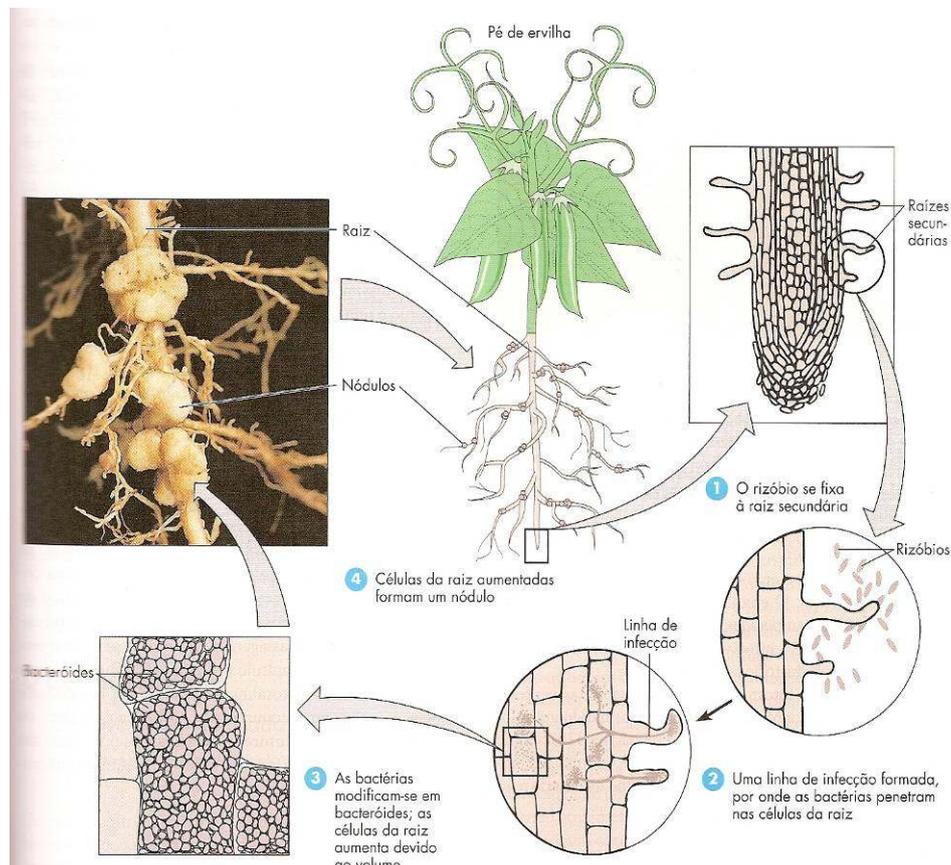
A fixação simbiótica de N envolve dois indivíduos numa relação bastante complexa, que inicia pela infecção das raízes e formação dos nódulos, que são as estruturas construídas pela planta para abrigar no seu interior as bactérias.

3.6.7.1.4 Infecção e formação dos nódulos

Solos onde nunca foram cultivadas leguminosas não apresentam rizóbio. Após o cultivo de leguminosas com inoculantes, estas bactérias farão parte da população de microrganismos do solo sobrevivendo saprofiticamente da decomposição de resíduos orgânicos (esta população será chamada então de população natural ou naturalizada). Seus números serão muito variáveis, dependendo da natureza e do tratamento agrícola do solo (características naturais do solo, manejo, temperatura, regime hídrico etc..).

Após a semeadura da soja, por exemplo, com o aparecimento dos pêlos radiculares na raiz principal ou ramificações, a planta promove estímulos expelindo substâncias orgânicas (exsudatos radiculares) para o aumento do número de bactérias na região da rizosfera (Figuras G.13). As diferentes estirpes de *Bradyrhizobium japonicum* ou *Bradyrhizobium elkanii* variam

em seu poder de formação de nódulos e reconhecem principalmente a soja, embora possam infectar plantas do grupo de inoculação cruzada. A hipótese mais aceita para o reconhecimento entre as bactérias e a raiz é de que proteínas (lectinas) presentes na superfície do pêlo radicular deverão ser complementares a açúcares presentes na superfície da bactéria causando a reação de reconhecimento.



Figuras G.13 A formação de um nódulo da raiz.

Cada leguminosa possui sua lectina específica e cada rizóbio seus açúcares. Após a reação de reconhecimento, os rizóbios penetram no pêlo radicular proliferando-se. Ocorre a invaginação da membrana das células do pêlo radicular e a planta, estimulada pela bactéria, forma um canal de infecção onde as bactérias se multiplicam e avançam em direção ao córtex da raiz, passando através das células corticais. À medida que o canal de infecção passa através das células ele poderá ramificar. As bactérias são então finalmente liberadas para dentro da célula, ficando envolvidas por uma porção da membrana da célula hospedeira (membrana peribacteróide), formando o chamado envelope bacteriano. Sempre existe na raiz da planta um número de células tetraplóides de origem espontânea e o desenvolvimento do nódulo inicia-se quando uma destas células no córtex é invadida pela bactéria, sendo estimulada a se dividir. Divisões celulares progressivas causarão a formação dos nódulos.

Os nódulos diferem quanto à sua aparência e estrutura, sendo essas características determinadas pela planta (hospedeiro). Nódulos denominados de **determinados** ocorrem em leguminosas como a soja e o feijão são redondos e não apresentam uma região meristemática pronunciada. Já nódulos denominados de **indeterminados** são alongados e possuem uma região meristemática pronunciada e são encontrados em leguminosas como a ervilhaca, o trevo e a alfafa (Figura G.14).

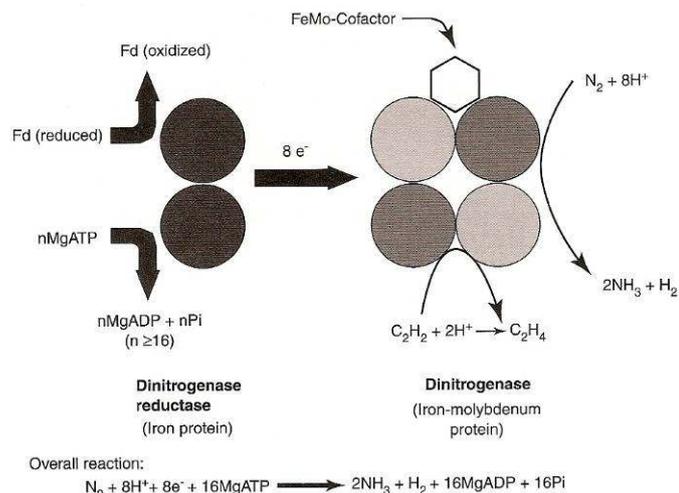


Figura G.14 Foto de nódulo determinado em soja (esquerda) e indeterminado em trevo (direita).

3.6.7.1.5 Funcionamento do complexo fixador de N₂

Dentro da célula do córtex da raiz e do envelope que os circunda, os rizóbios transformam-se em estruturas sem forma definida denominadas **bacterióides**, sendo esta a forma realmente ativa da bactéria para a fixação de N₂. Somente bacterióides possuem o complexo enzimático (nitrogenase) responsável pela fixação de N₂. Rizóbios presentes no canal de infecção ou formas dormentes dentro do nódulo, que não se transformaram em bacterióides, poderão ser liberados ao solo após o ciclo da planta para formar novos nódulos ou manter as populações de rizóbios no solo. Isso é importante, pois os bacterióides perdem a capacidade de reprodução e desaparecem após terem cumprido a função de fixar o N₂ atmosférico.

Uma vez formado o nódulo, inicia-se o processo de fixação de nitrogênio que consiste na redução do gás N₂ para NH₃. Para que isto ocorra é necessário que as bactérias rizóbio modifiquem morfológicamente suas células para o chamado estado bacterióide, e produzam a enzima nitrogenase responsável pela fixação. Conforme ilustrado na Figuras G.15, a enzima nitrogenase é constituída por duas subunidades protéicas. A subunidade 1, apresentando ferro (Fe) em sua constituição e denominada de dinitrogenases redutase, é responsável pela captação de elétrons de um doador como a ferredoxina (Fd) e pela sua transferência à subunidade 2, a qual é constituída por ferro e molibdênio (FeMo) e denominada de dinitrogenase. Ela é responsável pela captação dos e⁻ da subunidade 1 e do gás N₂, convertendo-o a NH₃. Somente as bactérias fixadoras de gás nitrogênio (N₂) produzem essa enzima.

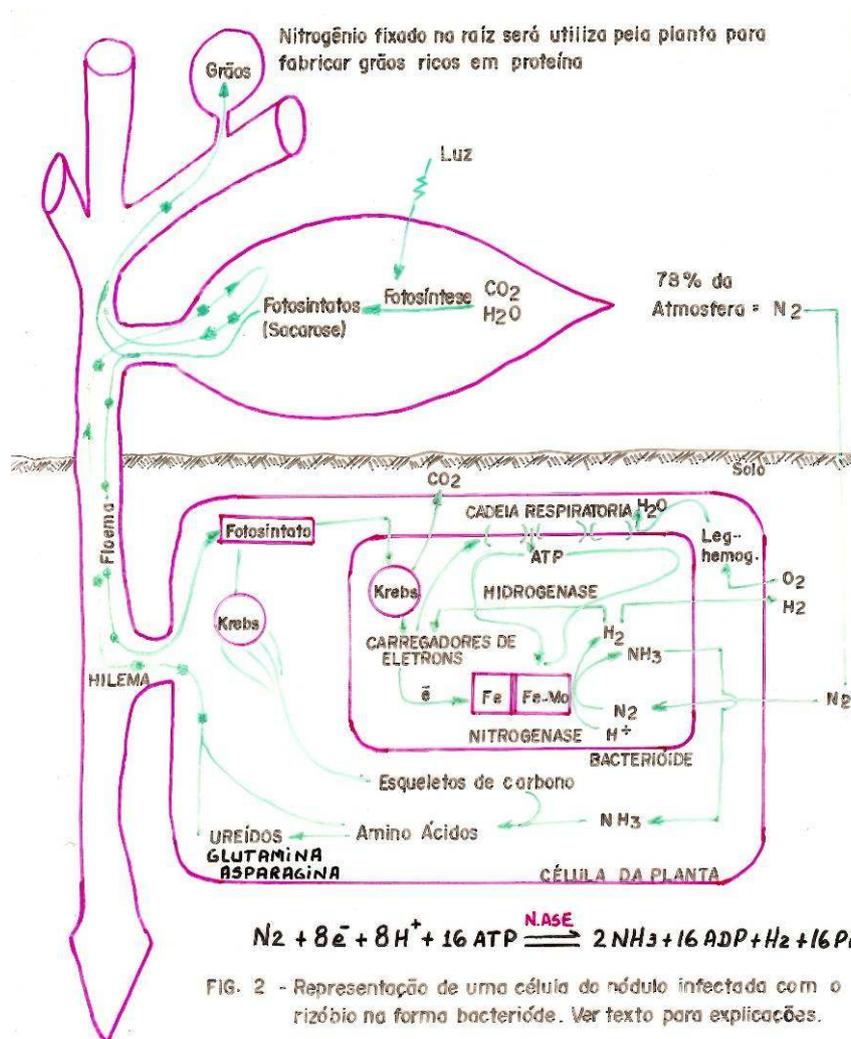


Figuras G.15 Complexo enzimático nitrogenase.

Na equação geral da FBN observa-se que, além do gás nitrogênio, é necessária muita energia (16 ATPs) e elétrons para a redução do gás N_2 , produzindo NH_3 utilizável pela planta. O esquema apresentado na figura 2 tenta, de maneira simplificada, dar uma visão do processo.

A planta, através da fotossíntese, produz os açúcares que descerão até a raiz e tecido nodular, pelos vasos do floema. Estes açúcares serão utilizados tanto pelas células da planta bem como pelo bacterióide. A planta necessita destes fotossintatos para produzir esqueletos de carbono (ex., alfa ceto-glutarato e oxaloacetato) para combiná-los ao NH_3 fixado pela bactéria dando origem a aminoácidos. A bactéria, por sua vez, utiliza os fotossintatos como fonte de C e energia (elétrons) para poder reduzir gás N_2 para NH_3 . Portanto, planta e bactéria obtêm benefícios mútuos no processo simbiótica de FBN. Esse processo é ilustrado na Figura G.16.

Os bacterióides, por serem aeróbicos, necessitam de oxigênio para atuar como receptor terminal de elétrons na sua cadeia respiratória e produzir ATP. Todavia, a nitrogenase é uma enzima extremamente sensível ao oxigênio, tornando-se inativa na presença deste. Para contornar este problema, planta e bactéria sintetizam no nódulo uma substância de cor vermelha denominada de **leghemoglobina**, a qual previne a inibição da atividade da nitrogenase pelo oxigênio ao mesmo tempo em que facilita o transporte de O_2 para os bacterióides produzirem ATP na cadeia respiratória. A coloração vermelha do interior dos nódulos, causada pela leghemoglobina, é uma característica utilizada avaliar, em condições de campo, a eficiência da FBN em leguminosas.



Figuras G.16 Representação de uma célula do nódulo infectada com o rizóbio na forma de bacteriíode.

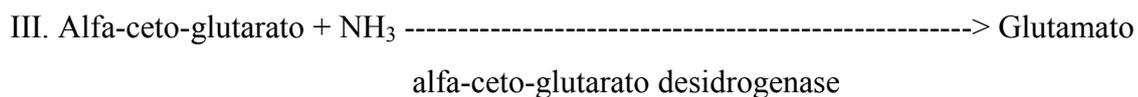
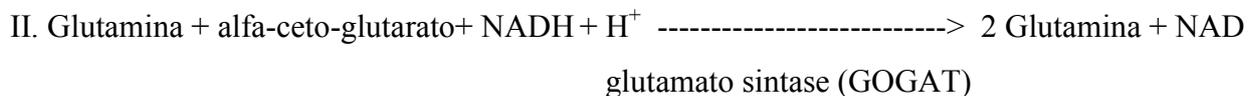
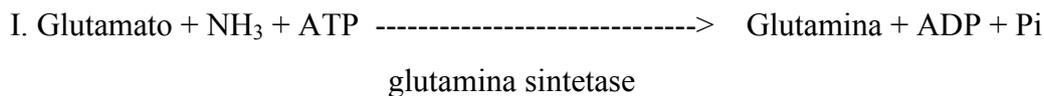
O gás N₂ fixado na forma de NH₃ pelo bacteriíode, é excretado para o citosol da célula vegetal hospedeira, onde é assimilado e utilizado na fabricação de compostos orgânicos nitrogenados, para transporte para a parte aérea da planta. Quando estes compostos atingirem a parte aérea serão metabolizados e entregues pelo floema aos órgãos de crescimento e para a formação de grãos ricos em proteínas.

Como se observada na equação geral da FBN e nas figuras Figura G.15 e Figura G.16, elétrons podem ser perdidos na forma de gás hidrogênio (H₂). Isso porque a enzima nitrogenase reconhece tanto N₂ convertendo-o a NH₃ como também H⁺ convertendo-o a H₂. Esse processo representa uma perda de aproximadamente 25% da energia que poderia ser usada na fixação do N₂. Cerca de 20% das estirpes de rizóbio possuem uma enzima chamada hidrogenase, a qual permite reciclar este H₂ disponibilizando os e⁻ na redução do N₂. Estas estirpes, denominadas de HUP⁺, são consideradas mais eficientes na fixação de N₂, pois conservam energia.

3.6.7.1.6 O que é necessário para a nitrogenase atuar na FBN em leguminosas?

- 1) Poder redutor, contido no NADH_2 , produzido na glicólise e no ciclo de Krebs quando a bactéria decompõe os fotossintatos fornecidos pela planta;
- 2) Substrato reduzido (N_2). O N_2 é o substrato da enzima nitrogenase;
- 3) Sistema gerador de ATP. A energia (ATP) necessária ao processo é produzida por fosforilação oxidativa, na cadeia de transporte de elétrons da bactéria;
- 4) Ambiente anaeróbico para proteção da nitrogenase. Isso é controlado pela leghemoglobina, produzida conjuntamente pela leguminosa e pela bactéria.

A amônia fixada é exportada da célula bactéria para a célula do hospedeiro (leguminosa) onde, através de diferentes reações enzimáticas, será incorporada a esqueletos de carbono provenientes da glicólise e do ciclo de Krebs da planta. Com isso, a planta produz os constituintes nitrogenados necessários ao seu desenvolvimento. Em leguminosas essas rotas de incorporação do NH_3 fixado, esquematizadas abaixo, ocorrem no citosol da célula da planta:



As rotas I e II sempre funcionam juntas e consomem ATP extra. Elas ocorrem quando a concentração de NH_3 for baixa. Quando no meio a concentração de NH_3 for maior (superior a 1 milimolar) é utilizada a rota III, com economia de ATP e de poder redutor ($\text{NADH} + \text{H}^+$).

Estas mesmas rotas enzimáticas que aparecem no citosol da planta para a formação de aminoácidos durante a fixação de nitrogênio em simbiose com bactérias, também ocorrem em bactérias de vida livre, as quais fixam N_2 para a própria síntese de compostos nitrogenados. Plantas e bactérias possuem enzimas similares.

3.6.7.1.7 Inoculantes e inoculação

Os Institutos de Pesquisa selecionam estirpes de *Bradyrhizobium* (no caso da soja) e as repassam para as fábricas de inoculantes. As características que as estirpes devem apresentar são as seguintes:

- Alto poder de fixação de nitrogênio (**efetividade**) com as diferentes cultivares de soja.
- Alto poder de competição (**infectividade**) pelos sítios de formação nodular com os rizóbios presentes no solo.
- **Sobrevivência** nos solos a serem introduzidas.

Nas indústrias, o rizóbio é cultivado em fermentadores e, após o crescimento, o caldo bacteriano é misturado ao veículo de transporte mais comumente empregado que é a turfa. A turfa para inoculantes deve possuir alto teor de matéria orgânica, pH corrigido e ser esterilizada para evitar a presença de outros microrganismos indesejáveis. Após a mistura da cultura bacteriana com a turfa, feita normalmente em betoneiras, é realizado o empacotamento do inoculante. Pela legislação vigente o número de rizóbios por grama de inoculante deve ser no mínimo a seguinte:

- Na indústria de inoculantes: acima de 100 milhões de bactérias (10^8) por grama de inoculante.
- No estabelecimento vendedor: acima de 10 milhões de bactérias (10^7) por grama de inoculante.

Um dos maiores problemas relativos à qualidade de inoculantes se deve ao baixo número de bactérias por grama de inoculante nos estabelecimentos comerciais os quais, normalmente, não levam em conta o fato de que dentro do saco de inoculante existem organismos vivos (rizóbios). Quando mal armazenado, o número de células do inoculante cai drasticamente. O ideal é armazenar o inoculante em temperaturas próximas a 4°C . Um inoculante de boa qualidade deve garantir que após a inoculação cada semente contenha aproximadamente 100.000 células de rizóbio para uma boa nodulação. Além do revendedor, o agricultor também deverá ter todo o cuidado em manter o inoculante em geladeira ou em caixas de isopor até o seu uso.

O objetivo da inoculação é aumentar junto às sementes o número de bactérias do inoculante para que elas possam infectar as raízes tão logo elas sejam emitidas pela planta. Para isso, deve-se garantir que as sementes fiquem uniformemente recobertas com o inoculante. O método mais comum para isso consiste em misturar o inoculante com algum produto que aumente a sua aderência às sementes, como por exemplo, o açúcar (250g/litro de água) ou mesmo goma caseira a base de polvilho de araruta. De maneira geral, para sementes do tamanho da soja e feijão a quantidade de inoculante a ser usada é de 200 g para 60 kg de semente. Nos

solos onde nunca foi cultivada a soja, recomenda-se o aumento da dose de inoculante para 1 kg para 60 kg de sementes. A inoculação das sementes deve ser feita sempre à sombra, pois os raios solares são letais ao rizóbio reduzindo sua população. Após a inoculação e secagem, a semeadura deve ser feita o mais rápido possível. Quando utilizamos bons inoculantes e a inoculação for bem feita, a soja apresentará nódulos grandes, de superfície rugosa e cor interna vermelha, distribuídos nas raízes primárias junto ao colo da planta.

3.6.7.1.8 Quando usar um inoculante?

Os inoculantes para as leguminosas são preparados com as melhores estirpes de rizóbio, assumindo-se que a inoculação das sementes seja essencial para o fornecimento adequado de N às plantas. Todavia, a resposta das leguminosas quanto à contribuição da inoculação não pode ser generalizada. Alguns trabalhos mostram efeitos altamente positivos na nodulação e na produtividade de grãos, outros pouco ou nenhum efeito, mas é preciso ter em mente que resultados negativos não são esperados. Na maioria das situações, a ausência de incremento na produção se deve à presença no solo de estirpes naturalizadas. Muitas vezes essas estirpes, adaptadas ao solo, possuem alto poder de infecção, formando nódulos e fixando nitrogênio para a planta. Poderão existir locais onde as estirpes naturalizadas, embora sejam infectivas, são pouco eficientes em fixar nitrogênio. Nesses casos, é provável que a colocação de estirpes eficientes junto à planta, através da inoculação, apresente resultados positivos.

No caso da soja, a recomendação geral é que, após a primeira inoculação das sementes com resultados positivos na cultura, a operação seja repetida na área após 3 a 4 anos. O que não deve ser recomendado à soja, em hipótese alguma, é substituir a inoculação das sementes pela aplicação de N na cultura. No Brasil, a recomendação de adubação mineral da soja não prevê a aplicação de N, mas apenas a inoculação das sementes com rizóbio específico (*Bradyrhizobium*).

No caso do feijão que, após a soja, é a leguminosa mais cultivada no Brasil, a pesquisa recomenda aplicação de N na cultura. Isso porque, na maioria das situações, as estirpes que compõem o inoculante para o feijão não conseguem suprir integralmente as necessidades em N da cultura.

3.6.7.1.9 Fatores de controle

Todos os fatores nutricionais ou ambientais que afetam o desenvolvimento normal da planta terão reflexos sobre a simbiose nodular, uma vez que ela depende diretamente dos produtos da fotossíntese. Não basta apenas inocular a soja com estirpes de alta eficiência, mas é

preciso proporcionar condições nutricionais favoráveis para que a planta e rizóbio alcancem o máximo potencial de fixação de N_2 .

Quanto aos fatores nutricionais, tem sido demonstrado que o pH do solo é um dos principais fatores limitantes à eficiência da simbiose entre rizóbio e leguminosas. Isso porque em solos ácidos (pH baixo) os teores de alumínio podem atingir níveis prejudiciais tanto às bactérias como ao sistema radicular das plantas, diminuindo a absorção de nutrientes como fósforo, cálcio e molibdênio os quais são fundamentais ao próprio desenvolvimento da planta e ao bom funcionamento do sistema fixador de N. Lembre que para cada N_2 fixado são necessários 16 ATPs e a síntese de ATP depende da disponibilidade de fósforo inorgânico, o principal macronutriente da FBN. Além disso, a subunidade protéica do complexo enzimático nitrogenase, que é responsável pela captação do N_2 , necessita de molibdênio (Mo) como cofator. Existem indicações de que os valores de pH mais favoráveis à FBN em leguminosas situam-se na faixa 5,5 e 6,5. Portanto, para solos ácidos, é preciso efetuar a calagem antes de implantar a leguminosa. Outro benefício da calagem é que existem evidências de que o cálcio é necessário para a infecção e formação dos nódulos.

Outro fator limitante à FBN envolve a disponibilidade de N mineral (NH_4^+ e NO_3^-) do solo. Tem sido demonstrado que a presença de teores elevados de N mineral no solo prejudica a nodulação, provocando a degeneração daqueles nódulos já estabelecidos e inibindo a indução inicial à nodulação. Portanto, o processo de FBN nas leguminosas é prejudicado tanto naqueles solos naturalmente ricos em matéria orgânica, cuja capacidade de fornecimento de N via mineralização microbiana do N orgânico é elevada, como naquelas situações em que são aplicados fertilizantes nitrogenados, tanto sintéticos (ex, uréia) quanto naturais (ex, dejetos de animais).

Baixos teores de N mineral no solo por ocasião da semeadura das leguminosas poderão ser benéficos, pois possibilitam um bom desenvolvimento inicial da planta até que os bacteróides iniciem a fixação de N_2 no interior dos nódulos. Normalmente, esse N inicial é fornecido pela própria mineralização da matéria orgânica do solo. Para as leguminosas é mais “barato” energeticamente sintetizar proteínas a partir da absorção do N mineral do solo do que fazê-lo através do fornecimento de fotossintatos ao rizóbio para que este fixe o N_2 do ar. Por isso, o efeito inibitório sobre a FBN em leguminosas de teores elevados de N mineral no solo.

Quanto aos fatores ambientais, um dos mais importantes refere-se à luminosidade. Períodos longos com pouca insolação diminuem a taxa fotossintética das leguminosas e, conseqüentemente, a quantidade de fotossintatos que constituem a fonte de energia das bactérias fixadoras de N_2 .

Um aspecto importante a ser ressaltado é que tanto as diferentes cultivares das leguminosas produtoras de grãos, como a soja e o feijão, como as diferentes estirpes de rizóbio apresentam resposta diferenciada quanto às condições nutricionais e ambientais adversas.

3.6.7.1.10 Importância agrícola e ambiental

Embora o N_2 represente 78% dos gases da atmosfera ele não pode ser utilizado pela grande maioria dos organismos da terra. Os dois átomos de N do N_2 atmosférico estão unidos por uma ligação tripla, o que o torna um gás inerte e de grande estabilidade. Apenas os microrganismos que possuem o complexo “fixador de N” (nitrogenase) conseguem quebrar essa liga tripla e converter N_2 em amônia, a qual pode unir-se com C, H, e O para formar os blocos essenciais da vida que são as proteínas. Esse processo constitui a FBN que é responsável por aproximadamente 65% da quantidade total de N usada na agricultura mundial.

Embora a produção de biomassa e de grãos das leguminosas seja equivalente quando em simbiose com rizóbio ou quando as mesmas são adubadas com nitrogênio, a primeira via deve ser a preferida, tanto em termos econômicos quanto ambientais. Com o uso de fertilizantes nitrogenados como, por exemplo, a uréia, as possibilidades de contaminação ambiental são diversas. A contaminação do ar pode ocorrer através da amônia perdida por volatilização e do N_2O emitido durante a desnitrificação. O NO_3^- , por sua vez, poderá ser lixiviado e contaminar as águas do lençol freático e, ainda, contaminar as águas de superfície por escoamento superficial. Nenhuma dessas vias de contaminação é possível através da FBN onde o N circula internamente na planta desde a sua conversão de N_2 a NH_3 pela nitrogenase.

3.6.7.2 Sistema simbiótico Frankia x não leguminosas

Bactérias Gram positivas filamentosas do gênero *Frankia*, pertencentes ao grupo dos actinomicetos, associam-se simbioticamente formando nódulos e fixando N_2 com espécies não leguminosas de oito famílias. Tais espécies, denominadas de actinorrízicas, são, na sua maioria, arbustivas ou arbóreas importantes em sistemas agro-florestais. Graças à sua capacidade em fixar N_2 , as espécies actinorrízicas são, normalmente, as primeiras a se estabelecer em solos marginais como aqueles extremamente arenosos das dunas e também em áreas que sofreram algum distúrbio, como aquelas constituídas por rejeito de minas.

As quantidades de N_2 fixadas pelas espécies actinorrízicas são altamente variáveis, podendo atingir valores tão elevados quanto aqueles observados na simbiose entre rizóbio e leguminosas. Contrariamente ao rizóbio, cujo primeiro isolamento de nódulos de leguminosas

ocorreu por volta de 1888, somente em 1987 o actinomiceto *Frankia* foi isolado de nódulos de espécies actinorrízicas e cultivado com sucesso em laboratório.

Os actinomicetos presentes no interior dos nódulos radiculares são constituídos de hifas vegetativas alongadas, contendo na sua porção terminal estruturas septadas denominadas de vesículas onde ocorre a fixação do N_2 . As vesículas estão envolvidas por um envelope lipídico que tem a função de atuar como uma barreira de difusão para o O_2 , protegendo a nitrogenase do actinomiceto. Apenas as leguminosas produzem a leghemoglobina para proteger a nitrogenase do efeito inibitório do O_2 .

3.6.7.3 Sistema simbiótico *Azolla* x *Anabaena*

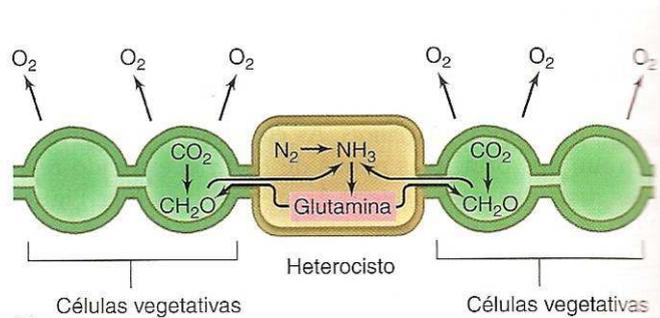
Azolla é uma pequena pteridófita aquática conhecida por apresentar uma associação simbiótica com a cianobactéria filamentosa *Anabaena azollae*, a qual cresce no interior de cavidades existentes na face dorsal das folhas da pteridófita. *Azolla* é encontrada, normalmente, em águas paradas de braços de rios e em lagos, ou em áreas de cultivo de arroz inundado, especialmente em regiões tropicais. No Brasil estão identificadas três espécies de *Azolla*: *A. caroliniana*, *A. filiculoides* e *A. microphylla*.

Quando associadas, a pteridófita *Azolla* e a cianobactéria microsimbionte *Anabaena azollae* podem fixar N_2 a taxas de até $2 \text{ kg ha}^{-1} \text{ dia}^{-1}$. Essa associação, amplamente utilizada como adubação verde do arroz na Ásia, em países como a China e o Vietnã, é rica em N (baixa relação C/N), sendo rapidamente mineralizada no solo, liberando o N ao arroz. Para uso da associação *Azolla* x *Anabaena* como adubo verde no arroz é necessário cultivar a pteridófita em tanques. Antecedendo a semeadura do arroz, a pteridófita é retirada dos tanques e adicionada ao solo como adubo verde.

Pelo fato de exigir bastante mão-de-obra para o manuseio da associação e para a sua distribuição no campo e em razão do cultivo do arroz sob inundação ser realizado extensivamente e em grandes áreas, a associação *Azolla* x *Anabaena* ainda não é praticamente empregada no Brasil pelos produtores de arroz, tendo seu uso restrito a áreas experimentais. Além disso, a *Azolla* é bastante exigente em fósforo e pode ser atacada por insetos e doenças. Todavia, na China, cerca de 1,5 milhões de hectares são cobertos anualmente com *Azolla*, o que evidencia o seu potencial de uso como fonte de N ao arroz.

Como as demais cianobactérias, a *Anabaena* é um microrganismo fotossintético que fixa o CO_2 em células vegetativas. Em células especializadas, denominadas de heterocistos, a *Anabaena* realiza a fixação de N_2 através do complexo nitrogenase Figura G.17. Sob condições de vida livre somente 6 a 10% das células do filamento da *Anabaena* são heterocistos. Quando associada à *Azolla*, a proporção de heterocistos aumenta para 20 a 30%. Isso porque, quando

associada à pteridófita, a fixação de CO_2 nas células vegetativas da *Anabaena* diminui e o suprimento de fotossintatos é garantido pela pteridófita. Portanto, nessa relação simbiótica, a pteridófita fornece fotossintatos à *Anabaena* e esta, em troca, converte o N_2 atmosférico em amônia (NH_3), que a pteridófita irá incorporar a esqueletos de carbono para a síntese de proteínas e de outros compostos nitrogenados.



Figuras G.17 Células vegetativas e heterocisto presentes na cianobactéria *Anabaena*.

3.6.8 Fixação assimbiótica de N_2

3.6.8.1 Microrganismos e mecanismos bioquímicos envolvidos

A fixação biológica de N_2 é restrita aos procarióticos, incluindo bactérias típicas e bactérias especializadas, como cianobactérias e actinomicetos. Dos cerca de 10.000 gêneros de bactérias já descritos, cerca de apenas 100 contêm espécies capazes de fixar N_2 (diazotróficos). Apesar de um número relativamente pequeno de microrganismos diazotróficos, esse grupo caracteriza-se por ser extremamente diverso do ponto de vista fisiológico. Do ponto de vista do metabolismo do carbono podem existir bactérias heterotróficas e quimioautotróficas, fotoautotróficas (bactérias e cianobactérias) e ainda fotoheterotróficas. Quanto à sua relação com O_2 , existem representantes que são aeróbicos, microaerofílicos, anaeróbicos facultativos e anaeróbicos obrigatórios. Em consequência dessa grande diversidade metabólica, representantes do grupo dos microrganismos diazotróficos são encontrados em todos os tipos de ambientes da natureza.

O grupo dos diazotróficos é dividido entre aqueles que realizam a FBN em uma relação simbiótica ou comensalística com um organismo eucariótico (conforme já apresentado anteriormente) e aqueles que fixam N_2 de forma assimbiótica. Esse último grupo é constituído por bactérias fixadoras de N_2 de vida livre (assimbióticos verdadeiros ou diazotróficos de vida

livre) e por bactérias fixadoras de N₂ em associação com plantas (diazotróficos associativos), no processo também denominado de simbiose associativa.

3.6.8.2 Diazotróficos de vida livre

Foi nesse grupo de bactérias que primeiro se descobriu a capacidade de microrganismos em fixar N₂, ou seja, de sintetizar o complexo nitrogenase para utilizar o nitrogênio do ar como fonte de nitrogênio para a fabricação de compostos nitrogenados e poder crescer. Diversos gêneros de bactérias são capazes de fixar N₂ como organismos de vida livre, com destaque para bactérias dos gêneros *Azotobacter*, *Beijerinckia* e *Derxia* e cianobactérias dos gêneros *Anabaena* e *Nostoc*.

O principal fator limitante à FBN é o suprimento de carbono e energia (ATP e elétrons). Por isso é de se esperar que diazotróficos fotossintéticos de vida livre fixem maiores quantidades de N₂ no solo do que os diazotróficos heterotróficos, os quais dependem do carbono e da energia contidos em compostos orgânicos. Portanto, esse último grupo somente fixará quantidades mensuráveis de N₂ se no solo houver quantidade suficiente de C prontamente disponível de origem vegetal como, por exemplo, o C presente na rizosfera de plantas em fase de crescimento ativo (exsudatos radiculares) e o C contido em resíduos culturais com alta relação C/N.

Do ponto de vista metodológico é extremamente difícil quantificar a contribuição para determinado ecossistema da FBN por diazotróficos de vida livre. Estimativas desse processo no solo e em ambientes enriquecidos em resíduos culturais indicam que as quantidades de N provenientes da FBN situam-se na faixa de 1 a 10 kg ha⁻¹ ano⁻¹.

É importante destacar que as bactérias de vida livre fixam nitrogênio para seu próprio crescimento, não excretado nitrogênio para o meio. O N fixado por este grupo somente ficará disponível às plantas após a sua morte e mineralização dos compostos orgânicos por outras populações de microrganismos heterotróficos do solo.

Três fatores devem ser destacados como os mais limitantes à FBN das bactérias de vida livre: a) O N mineral do solo inibe a síntese do complexo nitrogenase já que é energeticamente mais favorável às bactérias assimilar diretamente o N do solo do que o fazê-lo via FBN; b) Por ser um processo que demanda muita energia (ATP) ele é normalmente limitado no solo pela disponibilidade de C; c) Em função da alta sensibilidade da nitrogenase ao O₂, as bactérias de vida livre têm que desenvolver alguma estratégia para evitar que a enzima seja inibida pelo O₂, o que, normalmente, implica em gasto de energia por parte da bactéria. Além desses fatores principais, inúmeros outros, como a disponibilidade de P, de micronutrientes e o pH do solo afetam a sobrevivência e o crescimento das bactérias diazotróficas e, portanto, a fixação de N₂.

3.6.8.3 Diazotróficos Associativos

Existem inúmeros exemplos de associações em que uma bactéria diazotrófica de vida livre se associa com uma planta. Essas associações, também denominadas de simbioses associativas, não apresentam alterações morfológicas no hospedeiro ou qualquer interação genética entre a planta e a bactéria, como ocorre na FBN simbiótica mutualística entre rizóbio e leguminosas, discutida anteriormente, em que a planta abriga as bactérias dentro de nódulos. Bactérias diazotróficas têm sido encontradas na superfície das folhas (filosfera), dentro e na superfície de raízes ou na rizosfera de uma grande variedade de plantas. Algumas bactérias podem ser encontradas ainda nos espaços intercelulares do córtex das raízes e no sistema vascular (xilema e floema) de algumas plantas. Dependendo de onde são encontrados, os diazotróficos associativos são divididos em dois grupos: endofíticos facultativos e endofíticos obrigatórios.

3.6.8.4 Endofíticos facultativos

As bactérias diazotróficas pertencentes a esse grupo podem colonizar tanto a rizosfera, que constitui a área de solo próxima às raízes, como o interior das raízes. O gênero *Azospirillum*, com seis espécies, constitui o principal representante desse grupo e também a simbiose associativa mais estudada pela pesquisa envolvendo numerosas espécies de gramíneas, com destaque para o trigo e o milho. Os resultados desses trabalhos mostram que o aumento no rendimento das culturas provocado por *Azospirillum* varia na faixa de 5 a 30%. Todavia, tem sido evidenciado nos últimos anos que o efeito positivo de *Azospirillum* não se deve apenas à sua capacidade de realizar FBN mas também por ser uma rizobactéria promotora do crescimento de plantas, através da produção de hormônios de crescimento (ex, giberelinas e auxinas).

3.6.8.5 Endofíticos obrigatórios

Esse grupo de bactérias é assim denominado pelo fato de ser encontrado colonizando o interior da planta, especialmente das raízes. Um dos principais gêneros de bactérias diazotróficas endofíticas obrigatórias é *Gluconacetobacter*, onde a espécie *G. diazotrophicus* (descoberta no Brasil por volta de 1980 pela pesquisadora Joana Döbereiner da EMBRAPA/Agrobiologia, RJ) encontrada principalmente na cana-de-açúcar colonizando praticamente todos os órgãos da planta. Alguns estudos indicam que alguns cultivares de cana-de-açúcar poderiam obter até 60% do N da planta através da FBN com *Gluconacetobacter diazotrophicus*, embora esses valores ainda necessitem de uma comprovação definitiva.

Outros gêneros importantes de bactérias endofíticas obrigatórias são *Herbaspirillum*, com a espécie *H. seropedicae* colonizando milho, arroz e sorgo, *Burkholderia* (arroz e cana-de-açúcar) e *Azoarcus* (arroz).

Com exceção da cana-de-açúcar onde, provavelmente, a FBN associativa contribua com quantidades significativas de N à cultura (de 100 a 150 kg de N ha⁻¹), nas demais espécies de sequeiro a contribuição desse processo, somando a contribuição de todas as bactérias envolvidas, deve ficar na faixa de 5 a 25 kg de N ha⁻¹ ano⁻¹. Para as culturas anuais de interesse econômico esses valores podem representar pouco. Todavia, para situações como os campos nativos com espécies de gramíneas, onde praticamente não há aporte externo de N, eles representam uma contribuição de grande relevância.

Outra espécie onde a FBN, tanto associativa como de vida livre, pode contribuir significativamente no fornecimento de N é o arroz cultivado sob inundação. O ambiente parcialmente anaeróbico onde o arroz sob inundação é cultivado cria condições para a FBN através de bactérias heterotróficas de vida livre, cianobactérias fixadoras de N₂ e bactérias fototróficas fixadoras de N₂. A contribuição conjunta da FBN desses diferentes microrganismos pode resultar no fornecimento de 30 a 50 kg de N ha⁻¹ ao arroz, o que representa economia de divisas e talvez explique a ausência de resposta da cultura à aplicação de fertilizantes nitrogenados em muitas situações. É provável que o processo de FBN seja favorecido no arroz em função das condições anaeróbicas da lavoura constituírem um mecanismo natural de proteção da nitrogenase.

Um aspecto importante a ressaltar na FBN assimbiótica, nos seus diferentes níveis, é que, apesar de algumas tentativas em produzir e comercializar inoculantes com bactérias desse grupo, não há ainda evidências que justifiquem essa tecnologia. Portanto, o uso de inoculantes na agricultura deve ficar restrito à simbiose rizóbio x leguminosas.

Como vimos o ciclo biogeoquímico do nitrogênio na natureza é um dos mais complexos, sendo controlado por microrganismos, com destaque para o grupo das bactérias. Problemas futuros envolvendo a redução na disponibilidade e o alto custo dos fertilizantes nitrogenados, além dos problemas ambientais decorrentes das aplicações excessivas de N tornarão cada vez mais insustentáveis os sistemas de produção baseados exclusivamente no uso de fontes sintéticas de N. Por isso, cresce em importância a FBN, em seus diferentes níveis, visando aumentar o aporte de N ao solo, especialmente naquelas situações de baixo uso de insumos como, por exemplo, na agricultura familiar.

Bibliografia

- MOREIRA, F.; SIQUEIRA, J. O. **Microbiologia e Bioquímica do Solo**. 2ª edição, Editora UFPA, 2006. 623 p.
- MADIGAN, M.T., MARTINKO, J.M., PARKER, J. Brock : **Microbiologia de Brock**. São Paulo: Prentice-Hall, 2004. 608p.

TORTORA, G.J., FUNKE, B.R., CASE, C.L. **Microbiologia**. Porto Alegre: Artmed, 2005. 894 p

PAUL, E.A.; CLARK, F.E. **Soil microbiology and biochemistry**. 2. ed. Califórnia: Academic Press, 1996. 340p.

SYLVIA, D.M.; FUHRMANN, J.J.; HARTEL, P.G. & ZUBERER, D.A. **Principles and applications of soil microbiology**. New Jersey: Prentice Hall, 1998. 550 p.

AITA, C. GIACOMINI, S.J. Matéria Orgânica do Solo, Nitrogênio e Enxofre nos Diversos Sistemas de Exploração Agrícola: Plantio Direto x Plantio Convencional. In: TSUIOSHI, S. et al. **Nitrogênio e Enxofre na Agricultura Brasileira**. Piracicaba: ESALQ. São Paulo: IPNI - International Plant Nutrition Institute, 2007. p.1-41.

UNIDADE 4. RELAÇÃO SOLO-ÁGUA-PLANTA NA PRODUÇÃO FLORESTAL

José Miguel Reichert – UFSM

Dalvan José Reinert

1 – Textura do solo

A textura, granulometria ou distribuição de tamanho de partículas é a proporção relativa das classes de tamanho de partículas de um solo, sendo uma das propriedades mais estáveis do solo. É afetada, primariamente, pelo tipo de material de origem e grau de intemperismo. O manejo do solo não afeta a textura, exceto se há remoção seletiva de argilas com a erosão do solo.

A determinação da textura pode ser feita no campo, como visto na Unidade B, ou em laboratório via análise granulométrica. O objetivo é separar as frações constituintes do solo (areia, silte e argila) de acordo com seu diâmetro. A metodologia consiste em dispersão química e mecânica dos constituintes do solo e separação por peneiramento e sedimentação (lei de Stokes²⁸).

A textura relaciona-se com a mineralogia do solo²⁹, capacidade de troca de cátions, área superficial específica e porosidade e densidade do solo. Condiciona todos os fatores de crescimento em menor ou maior grau e influi em inúmeras propriedades físicas do solo como: retenção, movimento e disponibilidade de água; arejamento do solo; disponibilidade de nutrientes às plantas; resistência à penetração de raízes; estabilidade de agregados; compactabilidade do solo e erodibilidade do solo.

A estabilidade, a compactabilidade e a erodibilidade estão relacionadas com a suscetibilidade à degradação do solo quando cultivado.

Uma comparação entre solos argilosos e arenosos é feita na Tabela 4.1. Você deve tomar cuidado, pois a mineralogia do solo pode alterar este comportamento.

²⁸ (Personalidade) Sir George Gabriel Stokes (1819-1903) foi um matemático e físico irlandês, que fez importantes contribuições na dinâmica de fluidos, ótica e matemática-física. Nas pesquisas sobre movimento e viscosidade de fluidos, desenvolveu a equação para o cálculo da velocidade terminal de queda de uma esfera (como as partículas de solo) que sedimenta em meio viscoso, o que passou a ser chamado a de Lei de Stokes. Essa lei diz que a velocidade de sedimentação é diretamente proporcional à densidade da partícula e inversamente proporcional à viscosidade do fluido e diâmetro da partícula. Foto de Wikipedia The Free Encyclopedia (http://en.wikipedia.org/wiki/George_Gabriel_Stokes)



²⁹ (Você sabia?) A fração areia do solo é composta basicamente por minerais primários, incluindo quartzo e outros silicatos, enquanto a fração argila é constituída por minerais secundários ou pedogênicos, incluindo os argilominerais caulinita, ilita, vermiculita, esmectita e óxidos, entre outros).

Tabela 4.1 – Comparação entre solos arenosos e argilosos

Textura fina (solos argilosos)	Textura grosseira (solos arenosos)
Capacidade retenção de água elevada	Capacidade retenção de água baixa
Circulação de água difícil	Circulação de água fácil
Coesão elevada	Coesão baixa
Consistência plástica e pegajosa (quando molhado) e dura (quando seco)	Consistência friável (quando seco ou molhado)
Densidade do solo menor	Densidade do solo maior
Porosidade total maior	Porosidade total menor
Microporosidade maior	Macroporosidade maior
Aeração deficiente	Boa aeração
Superfície específica elevada	Superfície específica baixa
Solos bem estruturados	Solos mal estruturados
Difícil preparo mecânico	Fácil preparo mecânico
CTC elevada	CTC baixa
Mais ricos em nutrientes	Mais pobres em nutrientes

1.1 – Relação da textura com o tipo de manejo

Para solos medianamente ou bem intemperizados, há melhoria da qualidade física de solos com o aumento de argila de um solo. Por isso, muitas vezes os agricultores preferem solos argilosos ou barrentos. Isso porque há restrições ao uso agrícola intenso de solos arenosos, principalmente devido à elevada susceptibilidade a erosão, baixa capacidade de retenção de água e limitada reserva de nutrientes.

Contudo, com o conhecimento desenvolvido e as possibilidades de manejo do solo, a limitação relacionada à erosão dos solos arenosos é grandemente aliviada com uso de plantio direto e plantas de cobertura, dentro de um esquema eficiente de rotação de culturas.

A baixa retenção de água por unidade de volume dos solos arenosos pode ser compensada, em parte, pela maior facilidade de crescimento radicular associada ao maior arejamento e macroporosidade (espaços disponíveis ao crescimento radicular sem restrição física de resistência), conferindo maior lâmina de água disponível do que a convencionalmente atribuída.

A baixa reserva mineral está associada à baixa capacidade de troca de cátions (CTC) dos solos arenosos, que por sua vez predispõem esses solos ao processo de lixiviação de cátions. Para

solos de textura arenosa, a maior parte da CTC está associada à matéria orgânica, que normalmente também é baixa. Estudos em solos arenosos e de textura média demonstram que o teor de matéria orgânica pode ser recuperado, e até mesmo aumentado, em relação ao campo nativo (condição existente antes da agricultura), dependendo da taxa de adição de resíduos, redução de mobilização e o tempo de utilização dos sistemas de manejo do solo e planta.

Portanto, você pode verificar que, mesmo solos naturalmente menos aptos à agricultura, podem ser produtivos desde que usados e manejados racionalmente.

2 – Poros do solo e crescimentos das raízes

A estrutura refere-se ao arranjo de agregados e poros do solo. Assim, neste texto, trataremos primeiramente das relações massa/volume associadas à estrutura do solo e, posteriormente, ao arranjo ou arquitetura do solo, com ênfase na agregação do solo.

Na avaliação da estrutura, são utilizados dois pontos de vista: o pedológico, abordado na Unidade B, e o aplicado, relacionado ao uso e manejo do solo.

A estrutura do solo relaciona-se com a densidade e porosidade do solo, a aeração, a resistência mecânica à penetração, a infiltração de água, selamento superficial do solo, dentre outros.

Solos bem estruturados suportam melhor a precipitação e a ação de máquinas e implementos agrícolas e também permitem uma maior produção das culturas.

2.1 - Relações massa-volume associados à estrutura do solo

O volume total de um solo (ou de uma amostra de solo) pode ser dividido em volume de poros vazios ou (V_p) e de sólidos ou partículas (V_s) e a somatória é o volume total. Os poros podem estar ocupados por ar (V_a) ou água (V_w).

Similamente, essas frações têm massa! Assim temos massa de partículas ou sólidos (M_s), de água (M_w) e de ar (M_a), a qual é desprezível, e a somatória é a massa total (M_t).

Você pode verificar esses volumes e massas na Figura 4.1. A partir delas podemos estabelecer uma série de relações ou equações, para calcular importantes propriedades do solo.

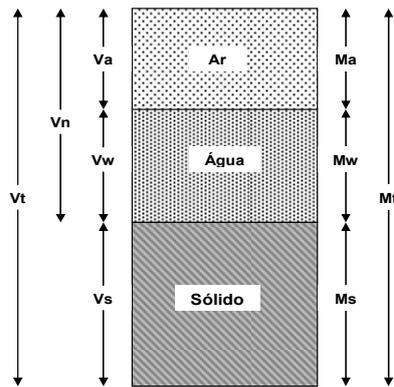


Figura 4.1. Relação massa/volume das três fases do solo.

- (a) densidade do solo: $D_s = M_s/V_t$, com unidade de g/cm^3 ou Mg/m^3 (i.e., toneladas por 1000 litros de solo). A D_s varia com a textura e estrutura, sendo bastante afetada pelo manejo e pela compactação do solo. Também possibilita a transformação do conteúdo gravimétrico da água no solo em altura de lâmina de irrigação;
- (b) densidade de partículas: $D_p = M_p/V_p$, com unidades similares à da 'Ds'. A densidade de partículas não é afetada pelo manejo, mas depende da constituição mineralógica e matéria orgânica do solo. O valor médio é $2,65 \text{ Mg/cm}^3$, mas solos com óxidos de ferro têm valores maiores e com bastante matéria orgânica, valores menores. A D_p é normalmente usada para calcular a porosidade total do solo;
- (c) porosidade total do solo: $P_t = V_p/V_t$ ou, alternativamente, $P_t = [1 - (D_s/D_p)]$. A unidade é m^3/m^3 ou, quando multiplicado por 100, %. Como o volume de poros é afetado pela compactação ou preparo do solo, a P_t é também variável. O total de poros pode estar preenchido por água ou por ar e isso veremos abaixo. Solos argilosos são, normalmente, menos densos e, portanto, mais porosos que solos arenosos. Contudo, via de regra, os solos arenosos têm maior quantidade de poros grandes (macroporos);
- (d) umidade gravimétrica: $U_g = M_w/M_s$, com unidade kg/kg ou, quando multiplicado por 100, %. Alguns solos, como os orgânicos, podem ter U_g maior que 100 %;
- (e) umidade volumétrica: $U_v = V_w/V_t$, com unidade m^3/m^3 ou, quando multiplicado por 100, %. A U_v nunca pode ser superior à P_t , pois ambos se equivalem quando o solo está saturado (i.e., todos os poros preenchidos com água). Para facilitar o cálculo da U_v , podemos usar a fórmula $U_v = U_g * D_s$;
- (f) lâmina de água armazenada: $L = U_v \times \text{profundidade do solo}$, com unidade m ou cm;
- (g) espaço aéreo: $E_A = V_a/V_t$ ou, alternativamente, $E_A = P_t - U_v$, com unidades similares à da P_t , onde U_v é a umidade volumétrica do solo. O espaço aéreo indica quanto da porosidade está ocupada por ar e, portanto, depende da umidade do solo.

E como são obtidos estes valores na prática? Usando um pequeno cilindro, se obtém uma amostra com estrutura preservada, de modo que o solo preencha completamente o volume do anel (Figura 4.1). Pesa-se o anel e depois o anel mais a amostra ao ar e, novamente, depois de completamente seca em estufa a 105°C.



Figura 4.1. Coleta de uma amostra de solo para as determinações massa-volume. Após extraída do solo (foto à esquerda), o excesso de solo (ao centro) é removido cuidadosamente (à direita) para que o volume do anel (V_c) corresponda exatamente ao volume de total da amostra de solo (V_t).

Veja que temos os seguintes valores: massa do anel ou cilindro (M_c), do solo úmido (M_u) e seco (M_s), bem como o volume do anel (V_c) que será igual ao da amostra de solo (V_t). Por diferença, calculamos a massa de água ($M_w = M_u - M_s$). E aí é só usar as fórmulas acima, para obtermos os valores de D_s e P_t .

2.2 - Formação e estabilização dos agregados

A formação de agregados solo pode ser dividida, para fins didáticos, em dois processos:

- (a) *Aproximação entre as partículas devido à floculação da argila (vide Unidade E); à desidratação ou secamento do solo, criando fendas e aproximando partículas; às raízes, que causam desidratação e exercem pressão sobre as partículas de solo; e aos organismos vivos, como as minhocas, as quais produzem coprólitos de alta estabilidade.*
- (b) Estabilização dos agregados formados, com ação de agentes cimentantes. A estabilização é dependente da quantidade de argila e de cátions; das forças eletrostáticas e de van der Waals; da matéria orgânica, com ação de polissacarídeos e ácidos orgânicos; dos microrganismos: ação mecânica (hifas de fungos) e produção de compostos orgânicos; e da vegetação, pela ação mecânica das raízes e como fonte de material orgânico na superfície.

Veja que, na formação de aglomerados, as argilas, óxidos e cátions são fundamentais. Contudo, para a formação de agregados maiores, a atividade biológica e raízes são essenciais. Isso pode ser visualizado na Figura F.6. Veja, portanto, quão importante é manter o solo coberto com sistema de culturas diversificado, que estimule a atividade biológica do solo. Lembre sempre: O solo é um ser vivo!

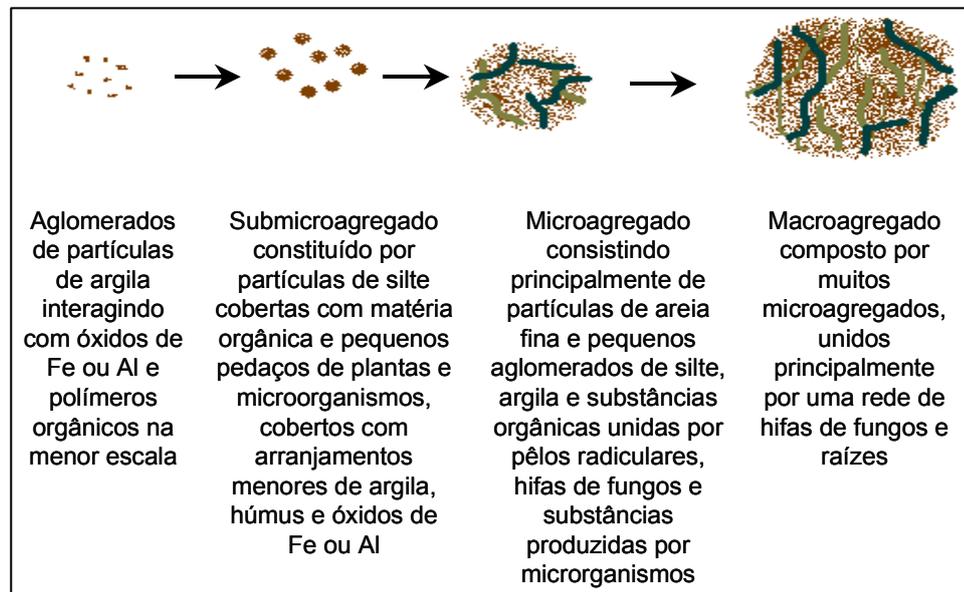


Figura 4.2. Importância hierárquica de mecanismos formadores de agregados.

A estabilidade de agregados refere-se à resistência à desagregação que os agregados apresentam quando submetidos a forças externas (ação de implementos agrícolas e impacto da gota de chuva) ou forças internas (compressão de ar e expansão/contração em agregados, com o umedecimento) que tentam rompê-los.

O objetivo é avaliar a estrutura do solo, pois a estrutura é o resultado da agregação das partículas primárias (areia, silte e argila) e outros componentes do solo como matéria orgânica, calcário e sais.

A metodologia consiste em passar os agregados por um conjunto de peneiras com diâmetros decrescentes e quantificar as frações retidas, em água ou a seco (no ar). Através dessa determinação, podemos obter a distribuição do tamanho dos agregados e calcular sua média ponderada, chamada de diâmetro médio ponderado (DMP) ou geométrico (DMG) de agregados estáveis.

2.3 – Estrutura e manejo do solo

O arranjo espacial das partículas e os espaços entre partículas (poros) definem o ambiente ecológico do solo.

Nos sistemas agrícolas os solos são submetidos a sucessivas pressões pelo tráfego de máquinas na semeadura, tratos culturais e colheita, agindo no sentido de compactar o solo. Por outro lado, o sistema alivia tais efeitos através da redução das pressões efetivas pela palha na superfície, aumento da matéria orgânica no solo e aumento da atividade biológica, que age no sentido de melhorar a estrutura do solo.

A resistência do solo em manter a forma atual ou adquirida define a estabilidade estrutural. O aumento da cobertura do solo, da atividade microbiológica e da matéria orgânica e a menor exposição da matéria orgânica à decomposição pelos microorganismos aumentam a estabilidade estrutural, a qual tem relação direta com a habilidade de um solo resistir à erosão.

A presença da matéria orgânica no solo, nos vários estágios de decomposição, a atividade e a natureza de microorganismos, associados à ação de sistema radicular de plantas são altamente variáveis considerando o enorme número possível de fontes de matéria orgânica, variação de microorganismos e tipos de sistemas radiculares. Tal fato impõe à estrutura do solo grande dinamicidade para os vários ambientes agrícolas e, para um mesmo ambiente, uma grande dinamicidade no tempo.

As taxas de aumento de agregação, no entanto, estão relacionadas à textura do solo, ao manejo e aos sistemas de cultura adotados. A degradação e o processo inverso que é a recuperação da estabilidade estrutural são, pelo menos, duas vezes mais rápidas em solos arenosos do que em solos argilosos.

A estabilidade estrutural é inversamente relacionada com a frequência e intensidade de mobilização do solo.

O sistema de plantio direto (SPD) age no sentido de melhorar as condições da estabilidade estrutural e seu efeito pode ter taxas baixas ou altas de melhoramento, dependendo do manejo global do solo e dos sistemas de culturas adotados.

Com a compactação dos solos, por outro lado, há um aumento da densidade e da resistência do solo e redução da porosidade, principalmente macroporosidade ou porosidade de aeração (poros maiores que 50 μ m), além de afetar diversos atributos do solo como a condutividade hidráulica, permeabilidade do solo, infiltração de água e outras características ligadas à porosidade do solo.

Essas alterações físicas, provocadas pela compactação, afetam o fluxo ou a concentração de água, oxigênio, dióxido de carbono, nutrientes e temperatura, que podem limitar o crescimento e desenvolvimento das plantas e causar problemas ambientais.

O maior estado de compactação de solos sob SPD, indicado pela densidade do solo, ocorre entre 8 a 15 cm de profundidade. Para alguns tipos de solos e de plantas, esse aumento da densidade verificado não é prejudicial ao desenvolvimento das mesmas, devido a uma maior continuidade dos poros, que é uma importante característica que afeta a aeração do solo, a infiltração de água e a penetração de raízes. Mas, em algumas ocasiões, esse fato tem sido um fator limitante à adoção do sistema de plantio direto.

A atividade biológica pode aliviar os efeitos negativos da compactação na superfície do solo, mas não em maiores profundidades. A melhor maneira de aliviar os efeitos da compactação do solo na agricultura é criar uma rede estável de macroporos contínuos, pois esses favorecem o crescimento radicular, a aeração e a permeabilidade da água.

Outra propriedade física do solo, alterada pelo sistema de manejo do solo, é a sua resistência mecânica à penetração. Ela está estreitamente associada à densidade do solo e, para o mesmo teor de água, é tanto maior quanto maior a densidade do solo, mostrando ser um bom indicador da compactação quando corretamente utilizado.

3 – Ciclo hidrológico e água no solo

Água e ar ocupam o mesmo espaço e competem entre si. Solo seco tem muito ar e solo saturado tem aeração zero. Nenhum desses dois extremos é desejado!

A água afeta inúmeras propriedades físicas, químicas e biológicas e é fundamental para a vida no solo, em especial à produção vegetal.

Duas propriedades da água são fundamentais para o entendimento do seu comportamento (retenção e movimento) no solo:

- (a) tensão superficial, devida às forças de coesão. A atração das moléculas de água para dentro do seio do líquido é maior do que para fora (moléculas de água no estado gasoso),
- (b) capilaridade, devido à tensão superficial e à adesão da água com as paredes de um poro.

A equação da capilaridade nos diz que quanto menor o diâmetro do poro, maior será a ascensão capilar e maior será a energia de retenção da água no solo.

3.1 – Quantidade de retenção de energia e água no solo

Para as plantas, interessa a quantidade de água e a energia com que está retida. A quantidade pode ser determinada com amostras coletadas (*vide* tópico 5.1) ou diretamente no campo sem perturbar o solo. Exemplos desses equipamentos são a sonda de nêutrons, que mede umidade gravimétrica, e o reflectômetro de domínio de tempo (TDR) (Figura 4.3), que mede

umidade volumétrica. A medição da umidade do solo com o TDR baseia-se na constante dielétrica³⁰ do solo.

O potencial total da água no solo expressa o grau de energia livre (facilidade que um determinado corpo tem em mudar de estado ou posição) de uma determinada massa, peso ou volume, numa dada situação e posição no solo.

A energia da água dentro do solo é responsável retenção, movimento, absorção pelas plantas e liberação para a atmosfera.



Figura 4.3. TDR sendo instalado no campo para a medição da umidade volumétrica do solo.

O potencial total (Pt) é a somatória de seus componentes, i.e., $P_t = P_g + P_m + P_p + P_o$. Esses componentes são descritos abaixo:

- (a) potencial gravitacional (P_g): todo corpo (inclusive a água) está sujeito à ação da gravidade. Por isso, a água tende a se mover no sentido descende devido ao efeito gravitacional;
- (b) potencial matricial (P_m): a matriz do solo retém água (tensão, sucção) e essa retenção é afetada estrutura (devido ao maior efeito do espaço poroso e capilaridade), quando a baixos P_m (solo mais úmido), e pela textura e matéria orgânica (devido ao maior efeito da área superficial específica), quando em potenciais mais baixos (solo mais seco). Pode ser determinado (Figura 4.4.) com tensiômetros (0-1bar; usado em irrigação), mesa de tensão (separação da micro e macroporosidade) ou câmaras de pressão com membranas porosas (potenciais bem baixos). O potencial matricial existe em solo não saturado, pois temos interface água-ar e formação de meniscos da água nos poros.
- (c) potencial de pressão (P_p): este potencial só existe quando o solo está totalmente saturado e, sobre ele, há uma lâmina de água exercendo pressão. Veja que, neste caso, não há potencial matricial.

³⁰ (Você sabia?) Quanto mais úmido o solo, maior a sua constante dielétrica. Isso afeta a velocidade de propagação da onda eletromagnética transmitida e propagada no solo através de sensores.

(d) potencial osmótico (P_o): refere-se ao potencial devido à diferença na concentração de sais na presença de membranas semi-permeáveis, como a raiz de uma planta. Como a concentração de sais é normalmente baixa, o P_o é omitido na determinação do P_t .

Muitas vezes, nos interessa saber qual a relação entre teor de água e seu potencial. A essa relação chamamos de ‘curva de retenção de água no solo’ (Figura 4.5). Tenha em mente que quando a sucção é alta, o potencial matricial é baixo, pois a água está retida fortemente ao solo.



Figura 4.4. Equipamentos usados na determinação do potencial matricial de água no solo: tensiômetro (à esquerda), mesa de tensão (ao centro) e câmaras de pressão (à direita).

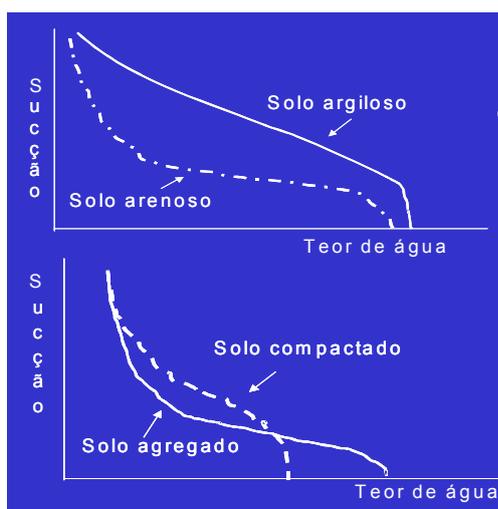


Figura 4.5. Curva de retenção de água no solo, mostrando o efeito da textura e da estrutura do solo.

Notamos que solos arenosos retêm menos água quando saturados (sucção ou potencial matricial zero), devido à menor porosidade total que solos argilosos. Quando drenam, há uma rápida perda de água sem que a sucção varie muito e, finalmente, há uma grande variação na sucção sem grande mudança na umidade. Isso nos diz que há predominância de poros grandes. Já solos argilosos têm uma mudança menos brusca na curva de retenção, pois a distribuição de tamanho de poros é mais homogênea. Quando mais seco, o solo arenoso retém menos água que o argiloso devido à menor área superficial específica das areias.

A compactação do solo altera a estrutura, normalmente com diminuição na porosidade total e alteração da distribuição de tamanho de poros, com possibilidade de aumento de mesoporos. Contudo, como a área superficial das partículas do solo não é afetada, as duas curvas se encontram quando a sucção é alta (potencial matricial baixo) e a umidade bastante baixa.

3.2 – Disponibilidade de água para as plantas

Nem toda água no solo é disponível para as plantas! Uma parte drena muito rapidamente e é chamada de ‘água gravitacional’ e outra fortemente retida no solo, de modo que as plantas são incapazes de aproveitá-la.

Os limites de disponibilidade são divididos em superior ou capacidade de campo (CC) e em inferior ou ponto de murcha permanente.

A capacidade de campo é a quantidade de água que permanece na zona de transmissão da água durante a infiltração. Pode ser medida no campo, que é a forma mais apropriada, após uma chuva intensa que praticamente satura o solo. Após a drenagem do excesso, normalmente em 24 a 48 h (mas isso depende do tipo de solo), determina-se a umidade correspondente. De modo mais simplificado, pode ser determinado também no laboratório usando colunas de solo ou aplicando uma tensão (sucção) de 0,01 bar (que é igual a 0,01 bar ou 100 kPa).

O ponto de murcha permanente corresponde à umidade do solo no qual a reserva de água se esgotou e a planta não recupera a turgidez mesmo em ambiente com 100 % de umidade relativa do ar. Deveria ser medida diretamente com plantas; mas, como isso é demorado, é estimado como sendo o valor da umidade a uma tensão (potencial matricial) de 15 bar (que é igual a 15 atm ou 1500 kPa).

Note que a retenção de água a 0,01 e 15 bar é feita, normalmente, em câmara de pressão, mostrada anteriormente.

Como dito anteriormente, a água disponível (AD) é a lâmina (m ou cm) de água entre os dois limites e é usada para projetos de irrigação. Assim, $AD = (U_{VCC} - U_{VPMP}) \times \text{profundidade}$. Na prática da irrigação não se deixa a umidade baixar até o PMP, pois aí as plantas não se

recuperam. Assim, a irrigação é feita quando a umidade atinge uma fração deste valor ou quando atinge determinado potencial considerado crítico.

Talvez você já tenha notado que as plantas secam não só durante secas prolongadas, mas também em solo úmido quando o ar está muito seco e há muito vento. Isso se deve à existência de um continuum ‘solo x planta x atmosfera’.

Enquanto o fluxo de água atender à demanda atmosférica (i.e., toda a água perdida por transpiração nas folhas é repostada pelo solo), a planta se desenvolve adequadamente, permanecendo túrgida. Quando o fluxo de água não atender à demanda evaporativa da atmosfera, a planta passa a perder sua própria água e entra em murcha.

Uma pequena murcha nas horas mais quentes do dia é comum e tolerável, não afetando sensivelmente a produtividade agrícola. Quanto maior a perda de água e mais longo o período de murcha, tanto mais irreversível o processo, ficando a produtividade ameaçada e, em casos extremos, a planta morre.

3.3 – Movimento de água no solo

A água sempre se move do maior para o menor potencial total. Portanto, a força responsável pelo fluxo de água no solo é o gradiente de potencial total (ΔPt) pela distância (x). Mas isso não é o bastante! O solo tem de ser permeável ao fluxo. Assim, outra variável é a condutividade hidráulica ($K_{(\theta)}$) do solo.

O $K_{(\theta)}$ é o fator que expressa a facilidade de transmissão de água no espaço poroso. Quanto maior o $K_{(\theta)}$, mais facilmente a água se move no solo. Seu valor depende da textura, estrutura, composição mineralógica e matéria orgânica do solo.

O fluxo (q), que é o volume de água que atravessa uma unidade de área por unidade de tempo, pode ser calculado pela equação de Darcy³¹: $q = K_{(\theta)} \times \Delta Pt / \Delta x$

Talvez você esteja se perguntando: por que há um (θ) junto da condutividade K ? Em linguagem matemática, isso quer dizer que K é uma função (i.e., seu valor é dependente) da umidade θ (ou poderíamos colocar U).

Quando todos os poros do solo estão preenchidos com água, diz-se condutividade hidráulica em solo saturado ($K_{(\theta_{sat})}$) e seu valor é máximo. Contudo, com o secamento do solo, os poros maiores drenam primeiro e, com isso, há uma menor área para o fluxo e a tortuosidade do

³¹ (Personalidade) Henry Philibert Gaspard Darcy (1803-1858) foi um engenheiro e cientista francês, que fez inúmeras contribuições ao tema ‘hidráulica’. A equação de Darcy foi desenvolvida enquanto dimensionava o sistema de tratamento de águas para a cidade de Dijon, na França. Foto de Wikipedia The Free Encyclopedia (http://en.wikipedia.org/wiki/Henry_Darcy).

fluxo aumenta. Assim, temos condutividade hidráulica em solo não saturado ($K_{(\theta)}$) e seu valor, dependendo da umidade, é muitas vezes menor que o $K_{(\theta_{sat})}$. Conseqüentemente, o fluxo também diminui drasticamente.

O manejo do solo afeta tanto a condutividade quanto o armazenamento de água no solo. Como a água é um bem preciso, é melhor permitir sua infiltração e armazenamento no solo, do que o escoamento superficial e perda para fora da lavoura³².

4 – Gases e temperaturas do solo

A disponibilidade de ar no solo também influencia o crescimento de plantas. Pelo processo de respiração, as plantas absorvem oxigênio (O_2) presente no solo e liberam dióxido de carbono (CO_2), a exceção são plantas adaptadas a ambientes alagados que possuem a habilidade de retirar o O_2 da atmosfera. Para que ocorra uma respiração adequada, o solo deve ser bem aerado e possuir uma boa taxa de difusividade para manter a relação O_2/CO_2 adequada para o bom desenvolvimento das plantas. Microorganismos presentes no solo também respiram e, em solos com um déficit de O_2 , eles podem competir com as plantas.

Solos alagados ou que apresentam impedimentos à drenagem e solos compactados são solos que podem inibir ou até mesmo impedir o bom desenvolvimento das plantas devido à escassez de O_2 . Pelo fato da fração de ar estar intimamente ligada ao teor de água no solo, um índice de aeração só deve ser utilizado quando estiver relacionado a valores específicos de umidade.

A temperatura do solo é um fator variável no tempo e no espaço assumindo grande importância nos processos físicos do solo e nas trocas de energia com a atmosfera. A temperatura determina as taxas de evaporação e aeração do solo, assim como o tipo e a intensidade das reações químicas.

A variação na temperatura influencia diretamente na germinação, crescimento radicular e na absorção de água e nutrientes. A taxa de crescimento radicular é influenciada pela temperatura do solo, e dependente de dois processos: crescimento (alongação das células ou aumento do comprimento e diâmetro) e desenvolvimento (aparecimento de novas raízes e órgãos de reprodução).

As raízes absorvem mais água à medida que a temperatura aumenta, até atingir o limite de 35°C, e em temperaturas superiores há redução na absorção de água. Altas temperaturas do ar podem reduzir a produtividade da cultura pela redução do ciclo vegetativo e abortamento de flores, enquanto que altas temperaturas do solo impedem a germinação das sementes.

³² (Conteúdo relacionado) Estratégias de uso e manejo do solo e da água serão vistas em outras disciplinas deste curso.

A fonte de calor é a radiação solar que chega a superfície do solo, parte desta radiação é absorvida por uma pequena camada de solo, e parte é refletida pela superfície. A energia absorvida serve para: aquecer o solo, aquecer o ar do solo e proporcionar a evaporação da água do solo. Uma parte da energia o solo emite em forma de radiação de onda longa.

O calor utilizado para aquecer o solo é transmitido no solo por condução no contato direto das partículas de solo ou por convecção no interior da rede de poros existentes no solo.

A temperatura do solo depende da sua composição, densidade, teor de água e da cobertura vegetal. O manejo do solo pode afetar diretamente a sua temperatura, onde o preparo convencional favorece a evaporação da água do solo e diminui a condutividade térmica da camada arada. Devido à maior condutividade térmica da água, um solo úmido se esfria com maior intensidade em relação a um solo seco.

5 – Interpretações solo– sítio e manejo do solo

Água, oxigênio, temperatura e impedância mecânica do solo afetam direta e completamente (Figura 4.6) o crescimento de plantas nos diferentes estádios de crescimento, da emergência das plântulas à penetração das raízes.



Figura 4.6. Propriedades do solo, fatores de crescimento de plantas e produção de plantas.

O teor de água do solo controla aeração, temperatura e impedância mecânica (Figura 4.7), os quais são afetados pela densidade do solo e distribuição do tamanho de poros. Aumento no teor de água reduz a aeração e a resistência do solo à penetração. O primeiro efeito é indesejável, ao passo que o segundo é desejável (Letey, 1985). A umidade do solo também diminui a temperatura do solo, pois aumenta a condutividade térmica e o calor latente. Esses fatores físicos interagem e regulam o crescimento e funcionalidade das raízes, baseado em limites críticos associados ao ar, à água e à resistência do solo, com reflexos no crescimento e produtividade dos cultivos.



Figura 4.7 Relação da umidade com a aeração, a resistência à penetração e a temperatura do solo.

O intervalo hídrico ótimo (IHO) é considerado um índice de qualidade estrutural do solo, pois integra num só índice os fatores físicos que estão diretamente relacionados com o desenvolvimento das plantas. Tais fatores são:

- (a) porosidade de aeração (A_r) superior a 10%,
- (b) água no solo a tensões entre a capacidade de campo (CC) e ao ponto de murcha permanente (PMP) e
- (c) teor de água no solo onde a resistência mecânica (RP) do solo é inferior a 2 MPa.

O IHO fica mais estreito à medida que o estado de compactação aumenta (aumento da densidade do solo) e ocorre degradação da estrutura (Figura 4.8). Por exemplo, a aeração do solo pode restringir a difusão de oxigênio e, por conseqüência, o crescimento radicular à umidade mais baixa que a capacidade de campo, assim como a resistência do solo à penetração pode restringir crescimento à umidade maior que a correspondente ao ponto de murcha permanente. Culturas produzidas em solos com pequeno IHO são mais vulneráveis à queda de produtividade por falta ou excesso de água do solo com grande valor de IHO.

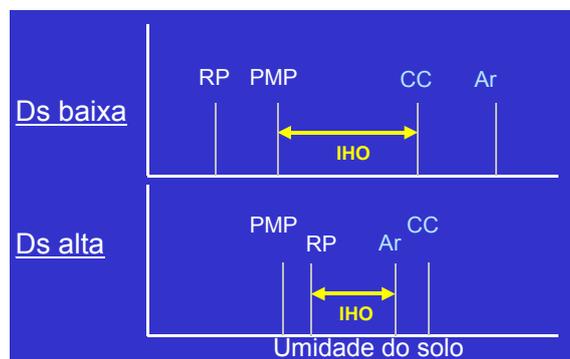


Figura 4.8 Variação do intervalo hídrico ótimo (IHO) com a compactação ou degradação da estrutura do solo. Solo estruturado corresponde a Ds baixa e solo compactado, a Ds alta.

Na densidade do solo quando o IHO é zero ($D_{s_{IHO=0}}$), a probabilidade da umidade do solo estar fora do ótimo é muito grande e, portanto, o risco às culturas é alto. No entanto, é possível

que esse valor ainda não seja o crítico, pois valores maiores podem ser os críticos e impeditivos. Uma dificuldade inerente à definição de valor crítico é estabelecer se um dado processo (ex.: crescimento de raízes) ou resultado (ex.: produção de grãos) é afetado em determinado grau estabelecido (restritivo) ou totalmente paralisado (impeditivo). Assim, percebe-se na Figura 4.9 que a densidade do solo crítica ao desenvolvimento das plantas aumenta à medida que aumenta o teor de areia ou, alternativamente, diminui o teor de argila.

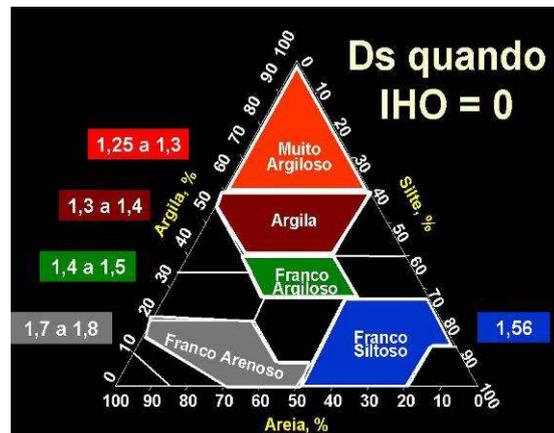


Figura 4.9. Variação de valores de densidade do solo quando o IHO é zero (D_{sc} em $Mg\ m^{-3}$), para distintas classes texturais (Fonte: Reichert et al., 2003).

Unidade 5. Classificação de solo e interpretação de análises e levantamentos

*Ricardo Simão Diniz Dalmolin
Fabrício de Araújo Pedron*

Apresentação

O solo é um recurso natural formado pela ação do intemperismo sobre rochas e outros materiais minerais e orgânicos. Os processos pedogenéticos, determinados pela atuação dos fatores de formação do solo (clima, organismos, rocha, relevo e tempo), permitem a ocorrência da grande variabilidade de solos possíveis em uma paisagem qualquer. Considerando que o fator tempo é fundamental na pedogênese, o solo é considerado um recurso que apresenta renovação extremamente lenta, na ordem de 1cm 100 - 400 anos⁻¹, tornando-o muito frágil a degradação, principalmente quando sob uso antrópico.

O solo é um dos elementos mais importantes em qualquer ecossistema. Este elemento desempenha funções ambientais fundamentais a manutenção da vida no planeta terra. Os grandes ciclos de elementos fundamentais a vida como carbono e nitrogênio são regulados pelo solo, permitindo uma melhor ciclagem de nutrientes que permita a manutenção dos seres vivos. Além disso, o solo atua como filtro natural das águas superficiais e as partículas carregadas por esta, impedindo em muitos casos que tais partículas atinjam as águas subterrâneas, reduzindo os riscos de contaminação.

Todas as grandes sociedades, principalmente aquelas agrícolas, tem o solo como sua fonte maior de recursos. O uso intensivo deste recurso natural tem provocado inúmeros casos de degradação ambiental, muitos praticamente irreversíveis. Por isso, o conhecimento de suas propriedades é essencial para a determinação do seu potencial de uso. Qualquer empreendimento desenvolvido sobre o ambiente natural, sejam assentamentos urbanos ou atividades agrícolas, deveria considerar informações referentes aos solos da área explorada, para que danos ambientais e prejuízos sociais fossem evitados.

Tais informações são obtidas nos relatórios e mapas de levantamentos de solos. Embora o Rio Grande do Sul possua um mapa de solos em nível de reconhecimento, muito poucos municípios gaúchos apresentam diagnósticos mais detalhados dos solos, compatíveis com a escala necessária para o planejamento das suas áreas. Essa carência de levantamento de solos é a maior dificuldade que técnicos enfrentam na hora de planejarem atividades antrópicas sobre o ambiente natural. Neste sentido, este material objetiva amenizar tal situação, abordando técnicas de levantamentos e classificação dos solos e das terras, visando a instrução de alunos dos cursos de graduação em Agronomia e Pós-graduação em Ciência do Solo.

1. PRINCÍPIOS E EVOLUÇÃO DA CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS

Introdução à Classificação dos Solos

Os homens necessitam organizar os conhecimentos que tem a cerca dos seres e objetos de seu meio ambiente. Para isso desenvolvem critérios, que permitem reunir os objetos e seres semelhantes em grupamentos distintos. A formação desses grupamentos auxilia a lembrar as propriedades dos mesmos e entender relações entre eles. A classificação é baseada em determinados termos, cujos significados devem ser conhecidos, para entendê-la.

A população é constituída por inúmeros indivíduos. Há indivíduos muito semelhantes entre si e outros completamente distintos dos demais. Conseqüentemente a variação dos indivíduos de uma população é muito grande que para ver semelhança e entender relações entre eles é necessário arranjá-los ou ordena-los em grupamentos ordenados, nos quais os indivíduos semelhantes são grupados em classes, através de características selecionadas.

Principais termos usados em Classificação dos Solos

- **Indivíduo:** é o menor corpo completo de uma população.

- **População:** é a reunião ou conjunto de todos os indivíduos (objetos ou seres) que possuem características em comum.

Ex. - população de plantas

- população de animais

- população de rochas

- população de solos

- **Classes:** são partes ou seções da população que permitem agrupar os indivíduos semelhantes e distinguí-los das demais classes da população.

As classes são definidas por um conceito central, podendo ter uma amplitude de variação. O conceito central é definido ou estimado por medidas de tendência central e é representado pelo **indivíduo modal**.

Os indivíduos são classificados em relação a uma ou mais características, designadas como características diagnósticas. Indivíduos semelhantes nessas características são colocados na mesma classe e os demais em classes distintas.

Uma classe pode ser subdividida em outras classes, e estas por sua vez, também podem ser subdivididas em outras classes distintas. A cada subdivisão, adiciona-se ao conceito da classe, que foi subdividida, novas informações. Assim, uma população pode ser classificada em diferentes níveis de informações. Cada um deles é denominado de categoria ou **nível categórico**.

- **Nível categórico:** é o número de afirmativas ou nível de generalização ou de abstração, utilizado para formar as classes.

Um nível categórico é considerado como alto quando utiliza poucas afirmativas ou maior generalização ou abstração. Neste nível, há pequeno número de classes e cada uma tem grande amplitude de variação, permitindo que maior número de indivíduos façam parte da mesma.

Ex. Latossolos

Em nível categórico baixo, ao contrário, são utilizadas mais afirmativas. As classes são mais homogêneas, em maior número e constituídas de indivíduos com grande semelhança entre si.

Ex. Latossolo Vermelho distrófico típico

O Sistema Brasileiro de classificação de Solos - SiBCS (EMBRAPA, 2006), utiliza 6 níveis categóricos (até o presente momento apenas 4 níveis categóricos estão definidos), sendo portanto um sistema multicategórico.

Os sistemas multicategóricos são hierárquicos, nos quais as classes formadas numa categoria são subdivididas em outras classes nas categorias mais baixas. Isto significa que uma classe deve ter as características da mesma e as demais características consideradas nas classes anteriores.

Ex.

Nível categórico	Classe
1° - Ordem	Latossolo
2° - Subordem	Latossolo Vermelho
3° - Grande grupo	Latossolo Vermelho distrófico
4° - Subgrupo	Latossolo Vermelho distrófico típico
5° - Família	em desenvolvimento
6° - Série	em desenvolvimento

A classificação constitui-se de um artifício ou sistema multicategórico e hierárquico, utilizado para agrupar os indivíduos de uma população em classes, em diferentes níveis categóricos.

Objetivos:

- a) organizar os conhecimentos sobre a população;
- b) lembrar as características dos indivíduos classificados;
- c) descobrir relações entre indivíduos e classes;
- d) estabelecer as classes de indivíduos de maneira útil, para prever seu comportamento, identificar os melhores usos, selecionar indivíduos para pesquisas e, entender e extrapolar resultados de pesquisas ou de observações.

Tipos de classificação

Considera-se na Ciência do Solo **sistemas de classificação naturais ou taxonômicos e sistemas técnicos ou interpretativos.**

- Classificação Natural ou Taxonômica:

Compreende os sistemas de classificação que arranjam os indivíduos de uma população em classes, baseado nas propriedades conhecidas, de tal modo que o nome de cada classe conduz a rememoração de muitas características e mentalmente fixará cada grupo em relação a todos os outros.

Ex. SiBCS; Soil Taxonomy

- Classificação Técnica ou Interpretativa:

Compreende a organização dos indivíduos de uma população em grupos que visam um objetivo, uso ou atividade especializada.

Ex. Classificação da aptidão agrícola das terras (Ramalho Filho e Beek, 1995), Classificação da capacidade de uso das terras (Lepsch et al., 1991).

Evolução da Classificação de Solos

As primeiras classificações de solos foram simples e práticas. No decorrer do tempo, com o aumento do conhecimento sobre solos, as classificações tornaram-se mais científicas e organizadas. De uma maneira geral, observa-se que cada classificação está relacionada ao avanço científico da população em estudo. Pode-se dizer que um sistema de classificação qualquer reflete o conhecimento da época em que foi elaborado (Kubiena, 1941).

Esta afirmativa pode ser verificada na evolução da classificação de solos, onde os primeiros sistemas, ainda em épocas primitivas, grupavam os solos de acordo com sua produtividade. Os chineses há cerca de 4000 anos, por exemplo, grupavam os solos do reino da dinastia de YAO (2261 a 2357 a.C.) em 9 (nove) classes, aparentemente com base na produtividade e com o fim de pagamento de taxas.

Já em épocas mais recentes, como na segunda metade do século passado, os solos do oeste da Europa, foram classificados por Fallou (1862) e Richthofen (1886), em função da geologia e de seu material de origem. Assim, os solos eram conhecidos como solos de granitos, basalto, arenito, etc.

No final do século passado, Dokuchaev (1883), estabeleceu que o solo é um corpo natural independente, resultante da ação de fatores de formação, e que deve ser estudado e classificado através de seu perfil. A partir desse evento, responsável pela pedologia moderna, Dokuchaev, Sibirtsev (1867-1927) e Glinka (1887-1929) na Rússia, e Coffey (1919) e Marbut (1922, 1927 e 1935) nos Estados Unidos, elaboraram as primeiras classificações naturais, baseadas nas características do solo.

Posteriormente, Baldwin, Kellog e Thorp (1938) desenvolveram um sistema de classificação, revisto por Thorp e Smith (1949), que marcou o início da classificação "compreensiva" de solos nos Estados Unidos, e que serviu de base para outros sistemas.

Na década de 1950, data que coincide, aproximadamente, com o período em que outros países iniciaram a rever e desenvolver seus sistemas de classificação de solos, foi desenvolvido nos Estados Unidos um sistema completamente novo, elaborado em etapas ou aproximações, tendo sido publicado em 1960 como sétima aproximação e, com novas revisões e suplementos em 1975 como "Soil Taxonomy", que é o sistema atualmente usado nos Estados Unidos para classificar os solos. A última versão deste material é conhecida como **Soil Taxonomy – a basic system of soil classification for making and interpreting soil survey**, publicado em 1999, na sua 2ª edição, pelo USDA.

No Brasil, a classificação de solos teve início na década de 1950 durante o levantamento de solos do estado de São Paulo, quando os solos foram classificados a nível mais alto, em:

- a) solos com horizonte B latossólico;
- b) solos com horizonte B textural;
- c) solos hidromórficos, e
- d) solos pouco desenvolvidos.

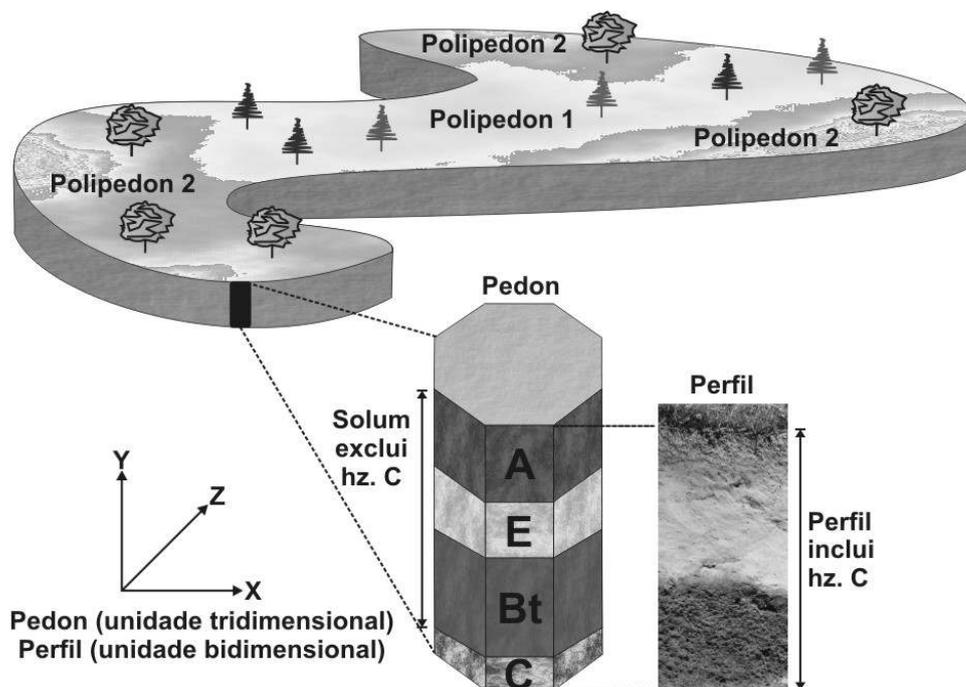
Numa etapa seguinte, Bennema e Camargo (1964) elaboraram o segundo esboço parcial da classificação brasileira de solos, desenvolvendo a classificação dos solos com horizonte B latossólico e solos com B textural.

A partir de 1964, a classificação brasileira de solos vem sendo desenvolvida através de dados de levantamentos de solos efetuados em diferentes estados do Brasil. O CNPS - Centro Nacional de Pesquisa do Solo da EMBRAPA, coordena o atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS)¹. Em 1999, durante o Congresso Brasileiro de Ciência do Solo realizado em Brasília - DF foi lançado o SiBCS, que foi modificado e aprovado durante o XXX CBCS realizado em Recife, PE, em 2005. A versão do SiBCS atual, de 2006, em sua segunda edição, substitui todas as aproximações anteriores divulgadas em 1980, 1981, 1988, 1997 e 1999.

2. O PERFIL DO SOLO E SUAS CARACTERÍSTICAS DIAGNÓSTICAS

O solo é uma coleção de corpos naturais da superfície da terra, contendo organismos vivos, e capacidade de suportar o desenvolvimento das plantas.

O indivíduo solo, porém, não é encontrado como um corpo isolado claramente separado dos demais, mas gradua lateralmente para outros solos individuais por diferenças em suas características e propriedades. O limite lateral pode ser abrupto, mas comumente é gradual e se faz ao longo de alguns metros de distância.



Representação do pedon e polipedon e suas principais partes.

A menor área superficial de um solo poderia ser usada como critério para representar o indivíduo solo, porém nenhum tamanho mínimo arbitrário parece ser possível para representá-lo. O pedon foi proposto para contornar o problema, sendo uma unidade clara para a descrição e coleta de amostras.

Pedon

O pedon é o menor volume que pode ser considerado como um solo completo. Tem três dimensões. O limite superior é o contato com a atmosfera, e o limite inferior não é bem definido, mas arbitrariamente, seria o limite entre o solo e o não solo e, os limites laterais se dão com outros pedons vizinhos ou com afloramentos de rochas, águas profundas, e outras condições que não podem ser consideradas como solo.

O pedon tem uma área superficial variável de 1 a 10 m² e uma forma poliédrica em que uma dimensão horizontal não difere grandemente das demais. Na maioria dos solos a forma hexagonal parece ser a mais aceita, por ajustar-se melhor na dimensão horizontal, no entanto outras formas podem caracterizar um determinado tipo de solo.

Cada pedon pode incluir toda a variabilidade que ocorrer verticalmente ao longo do solo, dentro de uma pequena área, mas não a variabilidade total incluída em outros pedons vizinhos e semelhantes dentro de uma área mais ampla. Em solos homogêneos, o pedon tem 1 m² de área superficial e em solos com horizontes intermitentes ou cíclicos, que variam em intervalos de 2 a 7 metros, o pedon deve incluir a metade do ciclo ou da variação.

Polipedon

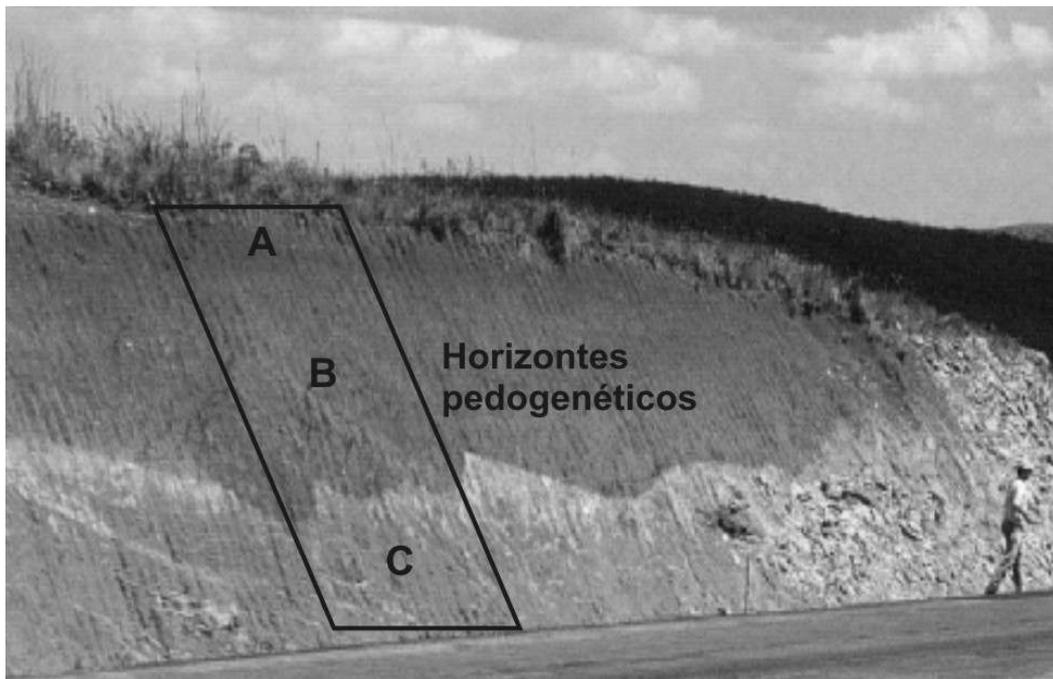
Considera-se como polipedon o conjunto de pedons contínuos e semelhantes, que caracterizam o corpo de um solo, e cujas variações das características enquadram-se no nível de série no "Soil Taxonomy", embora a variação permitida em nível de série seja mais ampla que em um polipedon. O polipedon tem uma área mínima de 1 m² e uma área máxima não especificada.

Na superfície da terra, normalmente, um polipedon é circundado por outros polipedons.

Perfil do solo

O perfil do solo é a exposição ou corte vertical da camada superficial da crosta terrestre e estende-se da superfície até a parte inferior do pedon. Inclui todas as camadas pedologicamente alteradas durante o período de formação do solo (horizontes pedogênicos) e as camadas mais

profundas não influenciadas diretamente pela pedogênese, mas que se diferenciam do material geológico subjacente.



Um perfil do solo completo expõe todos os horizontes e tem dimensão lateral suficientemente grande para mostrar todas as variações que caracterizam um determinado solo.

Considerando as condições climáticas do Brasil e seus efeitos na pedogênese, arbitrariamente, para fins de levantamento de solos, o limite inferior do perfil é fixado em 200 cm, exceto quando o horizonte A exceder a 150 cm, sendo o limite fixado em 300 cm; ou quando no sequum ocorrer horizonte E, cuja espessura somada a do A seja igual ou maior que 200 cm. Neste caso o limite arbitrado é de 400 cm.

Seção Controle

A seção controle é a porção do perfil do solo delimitada em termos arbitrários de profundidade, que se utiliza para estudo de determinada característica diagnóstica. Assim, tem-se: seção controle de umidade, temperatura e outras.

Solum

O solum é a parte do perfil do solo que é influenciada pelas raízes, normalmente abrange os horizontes A e B.

Principais horizontes do solo

Os horizontes formados pela ação dos processos pedogenéticos são chamados de horizontes genéticos ou pedogenéticos. Correspondem ao julgamento qualitativo do avaliador que considera alterações resultantes da formação do solo. Os principais horizontes pedogenéticos são os seguintes:

Horizonte O ou H - constituído de material orgânico sobreposto a outros horizontes minerais ou a rocha. O horizonte O é formado geralmente em condições de baixa temperatura, enquanto o horizonte H é formado geralmente em situações de má drenagem.

Horizonte A - constituído de material mineral, encontrado na superfície ou em seqüência a horizontes O ou H. Difere-se dos horizontes subseqüentes pelo maior acúmulo de matéria orgânica e translocação de componentes minerais. Apresenta intensa atividade biológica e propriedades químicas, físicas e biológicas influenciadas pela matéria orgânica.

Horizonte E - constituído de material mineral com predomínio de partículas grossieras como areia e silte, devido a translocação de argila, ferro, alumínio ou matéria orgânica para horizontes subseqüentes. Conhecido como horizonte eluvial.

Horizonte B - constituído de material mineral encontrado em subsuperfície, sob horizontes A, E ou O. É o horizonte que apresenta maior expressão dos processos pedogenéticos, notados pela cor, textura, mineralogia, estrutura e outros aspectos. Em alguns casos caracteriza-se como horizonte iluvial.

Horizonte C - constituído de material mineral que pode apresentar menor grau de intemperização, como camadas de sedimentos, saprolitos, material de rochas não consolidado, os quais não apresentam resistência forte quando escavados com uma pá. O horizonte C seria a camada de transição entre o horizonte B e a rocha (camada R).

Camada R - constituída de material mineral consolidado, como a rocha. Não pode ser cortada com uma pá, mesmo quando úmido.

Horizontes transicionais

São horizontes que apresentam características de dois horizontes principais, situados na zona de transição de um para o outro. Quanto a identificação, aquele horizonte que predominar sobre o outro aparece na frente, por exemplo: horizonte AB, apresenta características de A e B, entretanto predomina aquelas de A, sendo considerado horizonte A para fins de classificação. Outros exemplos de horizontes transicionais são os seguintes: BA, AC, EB, BE, BC, CB, etc.

Horizontes intermediários

São horizontes “mesclados”, podendo ou não ser transicionais, onde porções de um horizonte penetram na área de outro horizonte, sendo possível identificar as diferentes partes. Estes horizontes são identificados da seguinte maneira: A/B, A/C, B/C, B/C/R, etc. Onde a primeira letra indica o horizonte que ocupa o maior volume.

Simbologia atual e antiga dos horizontes pedogenéticos (adaptado de Streck et al., 2002)

Simbologia Atual (Embrapa, 1988)	Simbologia antiga
Horizontes principais	
O, H	O
A	A1
E	A2
B	B2
C	C
Horizontes de transição	
AE	-
AB, EB	A3
AC, CA	AC
BA, BE	B1
BC	B3
CB	-

Simbologia e características específicas de horizontes e camadas subordinadas do solo (adaptado de Streck et al., 2002 e Santos et al., 2005)

Sufixos	Característica	Uso com Hz.	Indicativo de atributo
b	horizonte enterrado	H, A, E, B, F	recobrimento
c	concreções de Fe, Al e Mn	A, E, B, C	petroplintita
f	plintita	B, C	Hz. plíntico
g	glei	A, E, B, C	Hz. glei
i	incipiente desenvolvimento do	B	Hz. B incipiente
j	tiomorfismo	H, A, B, C	Material sulfídrico
k*	acumulação de CaCO ₃	A, B, C	-
m	extremamente cimentado em +90%	B, C	duripan
n	saturação com Na ⁺ trocável > 15%	H, A, B, C	caráter sódico
p	revolvido pela aração agrícola	H, A	uso antrópico
r	rocha branda ou saprolito	C	contato lítico
t	acumulação de argila iluvial	B	Hz. B textural
u	modificações ou acumulações	H, A	-
v	características vérticas	B, C	Hz. vértico
w	intemperismo intenso	B	Hz. B latossólico
x	cimentação aparente, reversível	B, C, E	Fragipã

3. ATRIBUTOS DIAGNÓSTICOS DO SiBCS

Material Orgânico

Constituído por compostos orgânicos apresentando proporção variável de material mineral. Deve satisfazer o seguinte requisito:

- apresentar conteúdo de carbono orgânico maior ou igual a 80 g kg^{-1} , na fração TFSA.

Material Mineral

Material formado por compostos inorgânicos, em vários estágios de intemperismo. O material solo é considerado mineral quando não satisfazer os requisitos exigidos para material orgânico.

Atividade da fração argila

Refere-se à capacidade de troca de cátions (CTC ou valor T) da fração argila, sendo calculada pela expressão:

$$\text{Targila} = \text{CTC} \times 100 / \% \text{argila}$$

Argila de atividade alta (**Ta**) = valor superior a $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila

Argila de atividade baixa (**Tb**) = valor inferior a $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila

O Sistema brasileiro de classificação de solos considera a atividade da fração argila no horizonte B. Caso o solo não apresente horizonte B, considera-se o Horizonte C.

Saturação por bases (Valor V%)

Proporção (taxa percentual) de cátions básicos trocáveis em relação a $\text{CTC}_{\text{pH}7}$.

- **baixa saturação (Distróficos)** - quando a saturação por bases for inferior a 50%;

- **alta saturação (Eutróficos)** - quando a saturação por bases for igual ou superior a 50%.

Característica avaliada para fins de classificação no horizonte diagnóstico subsuperficial B ou C.

Caráter Alumínico

Quando os materiais constitutivos do solo se encontram em estado dessaturado e com teor de alumínio extraível $\geq 4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de solo associado à atividade da argila $< 20 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila, além de apresentar saturação com **AI $\geq 50\%$** e/ou **saturação por bases $< 50\%$** .

Para fins de classificação é levado em consideração o horizonte B do solo.

Caráter Alítico

Quando os materiais constitutivos do solo se encontram em estado dessaturado e com teor de alumínio extraível $\geq 4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de solo associado à atividade da argila $\geq 20 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila, além de apresentar saturação com **AI $\geq 50\%$** e/ou **saturação por bases $< 50\%$** .

Para fins de classificação é levado em consideração o horizonte B do solo.

Mudança textural abrupta

Aumento no conteúdo de argila dentro de pequena distância na zona de transição entre o horizonte A ou E e o horizonte subjacente B.

- Quando o A ou E tem menos do que 20% de argila:

O conteúdo de argila no B deve ser o dobro de argila do A ou E, em uma distância $\leq 7,5 \text{ cm}$; (ex. A=16% e B=32%).

- Quando o A ou E tiver 20% ou mais de argila:

O conteúdo de argila no B deve ser pelo menos 20% maior (valor absoluto) em uma distância vertical de 7,5 cm. (ex. A=25% e B=45%).

A distância vertical de 7,5 cm na transição entre os Hz A ou E e B deve ser observada nos dados morfológicos do perfil do solo em questão, mais especificamente, no horizonte sobrejacente ao B, considerando o seguinte esquema, sugerido por Santos et al. (2005):

Transição vertical entre horizontes

Abrupta - $< 2,5 \text{ cm}$
Clara - 2,5 a 7,5 cm
Gradual - 7,5 a 12,5 cm
Difusa - $> 12,5 \text{ cm}$

Ou seja, para satisfazer os critérios da mudança textural abrupta, a transição vertical entre horizontes deve estar notada como “abrupta” ou “clara”.

Caráter Sódico

Quando horizontes ou camadas do solo apresentam saturação por sódio $\geq 15\%$

$$\%Na = 100Na/CTC_{DH7}$$

Caráter Solódico

Quando horizontes ou camadas do solo apresentam saturação por sódio entre 6-15%

Caráter Salino

Propriedade referente à presença de sais mais solúveis em água fria que o sulfato de cálcio (gesso), em quantidades que interferem no desenvolvimento da maioria das culturas, expressa por condutividade elétrica do extrato de saturação $\geq 4 \text{ dS/m}$ e $< 7 \text{ dS/m}$ (a 25°C) em alguma época do ano.

$$\text{dS} = \text{deciSiemens}$$

Caráter Sálco

Propriedade referente a presença de sais mais solúveis em água fria que o sulfato de cálcio (gesso) em quantidades tóxicas para a maioria das culturas, expressa por condutividade elétrica do extrato de saturação $\geq 7 \text{ dS/m}$ (a 25°C) em alguma época do ano.

Caráter Carbonático

Presença de **15% ou mais de CaCO_3** equivalente (% por peso), sob qualquer forma de segregação, inclusive concreções.

Caráter com Carbonato

Presença de CaCO_3 equivalente (% por peso), sob qualquer forma de segregação, inclusive concreções, **superior a 5% e inferior a 15%**.

Plintita

A plintita é formada por uma mistura de argila, pobre em carbono orgânico e **rica em ferro**, com quartzo e outros materiais, que sob ciclos alternados de umedecimento e secagem endurecem irreversivelmente, formando a **petroplintita**. Ocorre normalmente na forma de mosqueados vermelho, vermelho-amarelado e vermelho escuro. A plintita difere dos mosqueados, porque ela pode ser destacada da massa do solo, e não esboroa quando imersa por menos de 2 horas em água. Os mosqueados são de difícil separação e desintegram-se quando pressionados esboroando-se facilmente em água. A plintita pode ocorrer na forma laminar,

nodular, esferoidal ou irregular. A presença de plintita é diagnóstica para identificação do horizonte plíntico ou do caráter plíntico em classes de solo.

Petroplintita

Material concrecionário duro, proveniente da plintita, que sob o efeito de ciclos alternados de umedecimento e secagem sofre consolidação irreversível, originando concreções ferruginosas de dimensões e formas variáveis.

Caráter Plíntico

Usado para distinguir solos que apresentam plintita em quantidade ou espessura insuficientes para caracterizar horizonte plíntico em um ou mais horizontes, em algum ponto da seção de controle que defina a classe. É requerida plintita em quantidade mínima de 5% por volume.

Caráter Concrecionário

Termo usado para definir solos que apresentam petroplintita na forma de nódulos ou concreções em um ou mais horizontes dentro da seção de controle que defina a classe em quantidade e/ou espessura insuficientes para caracterizar horizonte concrecionário. É requerida petroplintita em quantidade mínima de 5% por volume.

Caráter Litoplíntico

Usado para definir solos que apresentam petroplintita na forma contínua e consolidada em um ou mais horizontes em algum ponto da seção de controle que defina a classe, em quantidade mínima de 10% do volume total do(s) horizonte(s).

Caráter Argilúvico

Usado para distinguir solos que têm concentração de argila no horizonte B, expressa por gradiente textural (B/A) igual ou maior que 1,4 e/ou iluviação de argila evidenciada pela presença de cerosidade moderada ou forte e/ou presença no *sequum* de horizonte E sobrejacente a horizonte B (não espódico), dentro da seção de controle que defina a classe.

Caráter Plânico

Usado para distinguir solos intermediários com Planossolos, ou seja, com horizonte adensado e permeabilidade lenta ou muito lenta, cores acinzentadas ou escurecidas, neutras ou

próximo delas, ou com mosqueados de redução que não satisfazem os requisitos para horizonte plânico, exclusive horizonte com caráter plíntico.

Caráter Coeso

Usado para distinguir solos com horizontes pedogenéticos subsuperficiais adensados, muito resistentes à penetração da faca e muito duros a extremamente duros quando secos, passando a friáveis ou firmes quando úmidos. Uma amostra úmida quando submetida à compressão, deforma-se lentamente, ao contrário do fragipã, que apresenta quebradicidade (desintegração em fragmentos menores).

Caráter Dúrico

Utilizado para caracterizar horizontes com cimentação forte como duripã e ortstein e outros horizontes que não se enquadrem na definição de horizontes litoplíntico, concrecionário e petrocálcico, tais como alguns horizontes fortemente endurecidos por ação de agentes cimentantes aluminosos.

Caráter Êutrico

Usado para distinguir solos que apresentam pH (em H₂O) 5,7, conjugado com valor S (soma de bases) 2,0 cmolc/kg de solo dentro da seção de controle que defina a classe.

Caráter Vértico

Presença de “slickensides” (superfícies de fricção), fendas, ou estruturas cuneiformes e/ou paralelepédicas, em quantidade e expressão insuficientes para caracterizar horizonte vértico.

Superfície de Fricção ou Slickenside

São superfícies lisas e lustrosas, com estrias paralelas, em agregados de solos constituídos por argilominerais expansivos. São produzidas pelo deslizamento e atrito da massa do solo causada pela expansão e contração por umedecimento. Comum nos Vertissolos e solos com caráter vértico.

Contato lítico

Identifica o material subjacente ao solo na forma de rocha sã e rocha sedimentar parcialmente consolidada cuja coesão é de tal ordem que mesmo quando úmido não pode ou é muito difícil de ser escavado com pá e impede o livre crescimento do sistema radicular.

Contato Lítico Fragmentário

Refere-se a um tipo de contato lítico em que o material endurecido subjacente ao solo encontra-se fragmentado, usualmente, em função de fraturas naturais, possibilitando a penetração de raízes.

Materiais sulfídricos

Compostos de enxofre oxidáveis em solos minerais ou orgânicos, localizados em áreas encharcadas, com valor de pH maior do que 3,5. Quando um solo mal drenado com materiais sulfídricos sofre drenagem, ocorre oxidação dos sulfetos produzindo ácido sulfúrico, e o pH que originalmente pode estar próximo da neutralidade, pode decair a valores inferiores a 3,0.

Caráter Ácrico

Refere-se a materiais de solos contendo quantidades menores ou iguais a **1,5 cmol_c/kg de argila de bases trocáveis** (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺) mais **Al³⁺ extraível** por KCl 1mol L⁻¹ e que preencha pelo menos uma das condições:

- ter pH em KCl 1mol L⁻¹ ≥ 5,0 ou ter ΔpH (pH_{KCl} - pH_{H₂O}) positivo ou nulo

Caráter Epiáquico

Ocorre em solos que apresentam lençol freático superficial temporário, resultante de má condutividade hidráulica de horizontes do solo, promovendo saturação temporária de água e processos de redução e segregação de ferro nos horizontes que antecedem ao B e/ou no topo deste.

Cor do solo

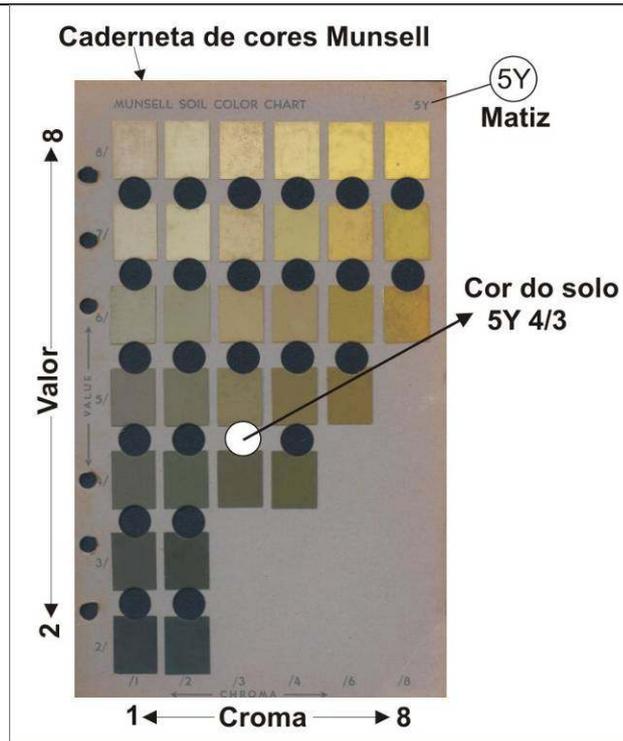
É uma importante característica morfológica porque sugere aspectos relativos a pedogênese. A cor do solo é anotada pela comparação visual com a caderneta de cores ou carta de Munsell.

O exemplo da cor encontrada na figura abaixo “**5Y 4/3**” significa o seguinte:

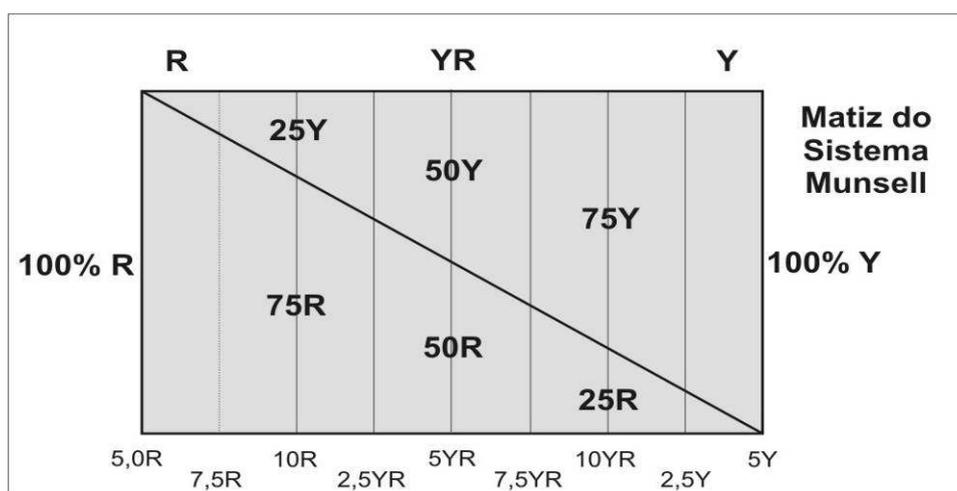
Matiz (5Y) - corresponde ao comprimento de onda da luz. Para solos são utilizadas as matizes R - vermelho, YR - vermelho - amarelo e Y - amarelo.

Valor (4) - corresponde ao brilho ou tonalidade da cor. Quanto menor o valor, mais escura é a cor.

Croma (3) - refere-se à intensidade ou pureza da cor. Quanto maior o croma, mais pura é a cor.



Exemplo da caderneta de Munsell, onde se pode observar a página referente a matiz 5Y.



Relação entre vermelho (R) e amarelo (Y) na distribuição dos matizes na escala de Munsell usada para solos

Caráter Crômico

Termo utilizado para caracterizar as modalidades de solos que apresentam, na maior parte do horizonte B, excluído o BC, predominância de cores (amostra úmida) conforme definido a seguir:

1. matiz 5YR ou mais vermelho, com valores iguais ou maiores que 3 e cromas iguais ou maiores que 4; ou
2. matiz mais amarelo que 5YR, valores 4 a 5 e cromas 3 a 6.

Caráter Ebânico

Identifica solos de coloração escura, quase preta, na maior parte do horizonte diagnóstico subsuperficial, com predominância de cores conforme definido a seguir:

1. **para matiz 7,5YR ou mais amarelo:** cor úmida: valor < 4 e cromas < 3; cor seca: valor < 6; ou
2. **para matiz mais vermelho que 7,5YR:** cor úmida: preto ou cinzento muito escuro (Munsell); cor seca: valor < 5.

Caráter Rúbrico

Caráter utilizado para solos das subordens Latossolos Brunos e Nitossolos Brunos, que apresentam em alguma parte da seção de controle que defina a classe, cor úmida amassada com matiz mais vermelho que 5YR, valores em amostra úmida menores que 4 e em amostra seca, apenas uma unidade a mais que estes.

Cor e teor de óxidos de ferro

É utilizado para diferenciar classes de solo. A cor reflete a proporção entre os teores de hematita e goethita da amostra. Cores brunas ou amarelas estão associadas a presença de goethita. Cores vermelhas estão associadas a mistura, em diferentes proporções, de hematita e goethita.

- **classe de solos amarelos:** matiz mais amarelo que 5YR ($Hm/Hm+Gt < 0,2$);
- **classe de solos vermelho-amarelos:** matiz 5YR ou mais vermelho, e mais amarelo que 2,5YR (relacionados a razão $Hm/Hm+Gt$ entre 0,6 e 0,2);
- **classe de solos vermelhos:** matiz 2,5 YR ou mais vermelho ($Hm/Hm+Gt > 0,6$).

O emprego dessas três classes associada ao **teor de óxidos de ferro** (Fe_2O_3 do ataque sulfúrico) permite separar:

- Solos **hipoférricos** - baixo teor de óxidos de ferro (< 8%)
- Solos **mesoférricos** - médio teor de óxidos de ferro (8 a 17%)
- Solos **férricos** - alto teor de óxidos de ferro (18 a 35%)
- Solos **perférricos** - muito alto teor de óxidos de ferro ($\geq 36\%$)

Grau de decomposição do material orgânico

Utilizado para discriminar solos da classe ORGANOSSOLOS, de acordo com o grau de decomposição da matéria orgânica.

- **Fíbrico** - material orgânico pouco alterado, constituído por fibras;
- **Hêmico** - material orgânico em estágio de decomposição intermediário entre o fíbrico e o sáprico.
- **Sáprico** - material orgânico em estágio avançado de decomposição.

OUTROS ATRIBUTOS

Não diferenciam classes de solos, mas são características importantes na definição de horizontes diagnósticos.

Cerosidade

Consiste numa fina película de argila depositada na superfície dos agregados conferindo-lhes aspecto lustroso e com brilho graxo. É resultante da migração de argila iluvial. Serve para identificar horizonte B textural e B nítico.

Superfície de compressão

São superfícies lisas e lustrosas, sem estrias, formadas pela compressão da massa do solo pela expansão e contração do material devido ao umedecimento e secagem.

Autogranulação “Self-Mulching”

Propriedade inerente a alguns materiais argilosos manifesta pela formação de camada superficial de agregados geralmente granulares e soltos, fortemente desenvolvidos, resultantes de umedecimento e secagem. Quando destruídos pelo uso de implementos agrícolas, os agregados se recompõem normalmente pelo efeito de apenas um ciclo de umedecimento e secagem.

Gilgai

Microrelevo típico de solos argilosos com predomínio de argilas expansivas (2:1). Consiste em saliências convexas distribuídas geralmente em áreas planas resultantes de intensa movimentação da massa do solo por umedecimento e secagem. Comuns em Vertissolos.

Relação silte/argila

Obtida dividindo-se a % de silte pela % de argila total. Serve como auxílio na identificação do grau de intemperização do solo. Solos pouco intemperizados apresentam alto conteúdo de silte em relação ao de argila, resultando em alta relação silte/argila.

Esta relação é usada para diferenciar horizonte B latossólico de B incipiente. Latossolos devem apresentar relação silte/argila $<0,7$ para solos de textura média e $<0,6$ para os de textura argilosa.

Minerais alteráveis

São aqueles instáveis em clima úmido, ou seja, são pouco resistentes ao intemperismo.

- encontrados na fração argila: argilominerais do tipo 2:1.
- encontrados nas frações silte e areia: feldspatos, feldspatóides, minerais ferromagnesianos, vidros vulcânicos, fragmentos de conchas, zeolitos, apatitas e micas.

Regimes de temperatura:

Baseados nas temperaturas médias anuais do solo até 50 cm de profundidade ou até o contato lítico ou litóide. Reconhece-se, para fins de classificação, os seguintes regimes de temperatura do solo:

Pergélico: quando a temperatura média anual do solo é inferior a 0 °C.

Frígido: quando a temperatura média anual é inferior a 8 °C.

Mesotérmico: quando a temperatura média anual ficar entre 8 a 15 °C.

Térmico: quando a temperatura média anual ficar entre 15 a 22 °C.

Hipertérmico: quando a temperatura média anual for superior 22 °C.

Regimes de umidade:

Baseados na presença ou ausência de água na seção controle de umidade, em relação à tensão menor que 15 atmosferas, durante alguma parte do ano. Entre outros, considera-se os seguintes regimes de umidade:

Áquico: quando o solo permanece saturado com água a maior parte do ano. Neste regime há deficiência de oxigênio às plantas. A maioria dos solos hidromórficos apresentam regime áquico.

Arídico: quando o solo permanece seco a maior parte do ano. Não há água disponível às plantas em nenhuma parte da seção controle.

Údico: quando o solo permanece úmido durante todo o ano, podendo estar sujeito a pequenos e curtos períodos secos. A maioria dos solos não hidromórficos do Rio Grande do Sul apresentam regime údico.

Ústico: é o regime de umidade intermediário entre arídico e o údico.

4. HORIZONTES DIAGNÓSTICOS DO SiBCS

Os horizontes diagnósticos são horizontes do pedon, caracterizados por determinadas características diagnósticas, que são selecionadas e definidas exclusivamente para fins de classificação de solos. Há dois grupos principais de horizontes diagnósticos:

- a) aqueles que se desenvolvem na parte superior do pedon e que são reconhecidos como horizontes diagnósticos superficiais ou epipedons;
- b) aqueles que ocorrem e desenvolvem-se no interior do pedon e que são designados como horizontes diagnósticos subsuperficiais.

Os horizontes diagnósticos são denominados por termos específicos e conceituados de acordo com o sistema de classificação de solos considerado, e constituem critérios básicos daquele sistema.

Horizontes diagnósticos superficiais

Na classificação americana de solos, esses horizontes são designados genericamente, como epipedons e, na classificação brasileira como horizonte A. Eles não são sinônimos do horizonte pedogênico A (A ou AB), uma vez que podem ser mais estreitos que o A1 ou incluir todo o A e parte(s) do B (BA, B1, B2, BC). Atualmente são reconhecidos os seguintes horizontes diagnósticos superficiais:

Horizonte Hístico

É um horizonte superficial de constituição orgânica, contendo pelo menos 80 g kg⁻¹ de C-org. resultante de acumulações vegetais depositadas superficialmente.

Geralmente é formado em condições de excesso de água (horizonte H) por longos períodos do ano, ou formado em áreas de altitude elevada (horizonte O), onde a taxa de decomposição da matéria orgânica é baixa, permitindo grande acúmulo de compostos orgânicos em superfície.

O horizonte hístico deve atender pelo menos um dos seguintes requisitos:

- **espessura maior ou igual a 20 cm;**
- **espessura maior ou igual a 40 cm** quando 75% ou mais do volume do horizonte for constituído de restos vegetais na forma de raízes e ramos finos, cascas de árvores, excluindo as partes vivas;
- **espessura de 10 cm** ou mais quando assentado sobre um contato lítico ou material fragmentar constituído por 90 % ou mais de fragmentos de rochas.

Horizonte A Chernozêmico

Horizonte mineral superficial, espesso, de coloração escura e alta saturação por bases.

Deve atender as seguintes características:

- Geralmente com estrutura granular. Não pode ser ao mesmo tempo maciço e duro ou maciço e muito duro quando seco;
- A cor do solo deve apresentar valor e croma ≤ 3 (úmido) e valor ≤ 5 (seco)
- Conteúdo de carbono $\geq 0,6\%$.
- A espessura deve atender os seguintes requisitos:
 - a) 10 cm ou mais, quando imediatamente acima da rocha; ou
 - b) 18 cm no mínimo, e mais que 1/3 da espessura se o solo tem menos de 75cm de espessura; ou
 - c) 25 cm no mínimo, incluindo os horiz. transicionais, se o solo tem mais de 75 cm de espessura.
- Saturação de bases (V%) é de 65% ou mais, com predomínio de cálcio e/ou magnésio.

Horizonte A Proeminente

Características semelhantes ao hz. A chernozêmico em relação a cor, teor de carbono, consistência, estrutura e espessura. A diferença é devido a saturação por bases (V%), inferior a 65%.

Horizonte A Húmico

Horizonte mineral de cor escura com valor e croma igual a 4,0 ou menor (úmido), saturação por bases inferior a 65%, apresentando espessura e teor de carbono dentro dos seguintes limites:

- teor de carbono orgânico inferior ao limite mínimo para caracterizar o horizonte hístico;

- espessura mínima comparável à descrita para o horizonte A chernozêmico;
- o somatório do produto do teor de carbono orgânico de cada subhorizonte A pela espessura do subhorizonte, deve ser igual ou maior, e proporcional a média ponderada do teor de argila dos subhorizontes A, de acordo com a seguinte equação: (C-org (g/kg) de cada subhorizonte A x espessura do subhorizonte (dm)) > 60 + (0,1 x média ponderada de argila do horizonte superficial em g/kg)

Para facilitar a compreensão dos procedimentos acima, é apresentado, a seguir, um exemplo prático dos cálculos realizados em um horizonte A, descrito e coletado em campo.

Horizontes	Prof. (cm)	C – org.	Argila	Cálculo da média ponderada da argila	Cálculo do C – org. total
				----- g kg ⁻¹ -----	
A1	0-31	20,6	200	200 x 3,1dm/6,8dm = 91,18	20,6 x 3,1dm = 63,86
A2	31-53	10,6	230	230 x 2,2 dm/6,8dm = 74,41	10,6 x 2,2dm = 23,32
AB	53-68	8,4	250	250 x 1,5 dm/6,8dm = 55,15	8,4 x 1,5dm = 12,60
				Total = 220,74	Total = 99,78

C-org total 60 + (0,1 x 220,74) = 82,07. O valor de C-org total existente no horizonte A é de **99,78**, portanto, maior que **82,07** (considerado como o mínimo requerido para que o horizonte seja enquadrado como A húmico) em função do teor médio ponderado de argila de **220,74 g/kg**. Assim, o horizonte usado como exemplo é húmico.

Horizonte A Antrópico

Horizonte formado ou modificado pelo uso contínuo do solo pelo homem, como lugar de residência ou cultivo, por períodos prolongados, com adições de material orgânico em mistura ou não com material mineral, podendo ocorrer nele fragmentos de cerâmica e restos de ossos e conchas. A diferença para os horizontes A chernozêmico ou húmico, é devido ao teor de P₂O₅ solúvel em ácido cítrico geralmente mais elevado que a parte inferior do solum.

Horizonte A Fraco

Horizonte mineral superficial fracamente desenvolvido. Apresenta as seguintes características:

- cor do material de solo com valor ≥ 4,0 (úmido), e ≥ 6,0 (seco);
- estrutura em grãos simples, maciça, ou com grau fraco de desenvolvimento;
- teor de carbono inferior a 0,6%; e
- espessura < que 5cm, quando não satisfizer ao estabelecido anteriormente.

Horizonte A Moderado

Este horizonte não se enquadra em nenhuma das definições anteriores. Geralmente difere do hz. A chernozêmico, proeminente e húmico pela espessura e/ou pela cor, e do A fraco pelo teor de carbono e estrutura.

Horizontes diagnósticos subsuperficiais

Assim como nos horizontes diagnósticos superficiais, os horizontes diagnósticos subsuperficiais não dependem dos horizontes pedogênicos e podem incluir um ou mais deles. De modo geral, os horizontes diagnósticos subsuperficiais tem seu limite superior no topo do horizonte B ou BA.

Horizonte B textural

É um horizonte mineral de subsuperfície que apresenta um acúmulo de argila devido a processos de iluviação, formação in situ, herdado de material de origem ou ferrólise dos horizontes suprajacentes. Uma das características marcantes é a presença de cerosidade, que são películas de material coloidal (argila) depositados ordenadamente na superfície dos agregados, facilmente perceptíveis pelo aspecto lustroso e brilho graxo.

O conteúdo de argila no B textural é sempre maior do que no A, podendo ou não ser maior do que no BC ou no C. O horizonte B textural deve satisfazer as seguintes condições:

- ter pelo menos 1/10 da espessura dos horizontes sobrejacentes, e um mínimo de 7,5cm; ou
- ter 15 cm ou mais, quando A+B tiverem mais de 150 cm; ou
- ter 15 cm ou mais, se a textura do horizonte E ou A for areia franca ou areia; ou
- quando B textural é formado de lamelas, estas somadas devem ter + de 15 cm; ou
- se a textura for média ou argilosa o B textural deve ter espessura $\geq 7,5$ cm;

Além disso, o horizonte B textural deve ter um ou mais dos seguintes requisitos:

- I. Possuir um horizonte E no sequum, acima do B, desde que esse não seja um plânico, plântico ou espódico, ou preencher um dos itens a seguir:
 - Mudança textural abrupta; ou
 - Possuir relação textural B/A que satisfaça uma das alternativas a seguir:
 - > 1,5 para solos com mais de 40 % de argila no A ou E;
 - > 1,7 para solos com 15 - 40 % de argila no A ou E;
 - > 1,8 para solos com menos de 15% de argila no A ou E.

Relação textural = média % argila no B (exceto BC) / média % argila no A

II. Quando a relação textural for inferior ao especificado acima, deve apresentar:

- Solos de textura média, sem estrutura, devem ter revestimentos de argila formando ponte ligando os grãos; ou

- Quando a textura é média e a estrutura é em blocos ou prismática devem apresentar, nos 100 cm do topo do horizonte B, um dos seguintes requisitos:

- estrutura em blocos moderada ou mais desenvolvida e cerosidade no mínimo moderada;
- estrutura fraca conjugada com cerosidade forte; ou
- estrutura forte conjugada com cerosidade fraca.

III. Solos com gradiente textural maior que 1,4, conjugado com presença de fragipã dentro de 200 cm da superfície desde que não satisfaça os requisitos para B espódico;

Horizonte B latossólico

É um horizonte mineral subsuperficial, apresentando um avançado estágio de intemperização, intensa dessilicificação e lixiviação de bases e concentração residual de óxidos de Fe e Al e argilominerais do tipo 1:1 resistentes ao intemperismo.

Este horizonte deve possuir as seguintes características:

- espessura mínima de 50 cm;
- textura franco arenosa ou mais fina (+ de 15% de argila);
- baixa relação textural;
- pouca diferenciação de cor entre os horizontes;
- menos de 5% do volume com fragmentos de rochas;
- elevada estabilidade dos agregados, sendo o grau de floculação (GF) da argila igual ou próximo de 100%;
- teores baixos de silte, sendo a relação silte/argila $< 0,7$ nos solos de textura média e $< 0,6$ nos de textura argilosa;
- relação molecular $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ki) na fração argila $< 2,2$;
- menos do que 4% de minerais primários alteráveis;
- $\text{CTC}_{\text{pH}7} < 17 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila (*atividade da argila*);
- quando presente a cerosidade, é no máximo pouca e fraca.

Horizonte B incipiente

É um horizonte mineral subsuperficial, subjacente ao A, Ap ou AB, que apresenta pouca alteração física e química, porém suficiente para desenvolvimento de cor e estrutura, e no qual mais da metade do volume de todos os subhorizontes do B não deve consistir em estrutura da rocha original.

O horizonte b incipiente deve ter no mínimo 10 cm de espessura e possuir as seguintes características:

- não satisfazer os requisitos para B textural, B nítico, B espódico, B plânico e B latossólico, nem características de horizontes fragipan, duripan, plíntico ou petrocálcico;
- textura franco arenosa ou mais fina (+ de 15% de argila);
- desenvolvimento de estrutura de solo, com menos de 50% do volume constituído de fragmentos de rocha;
- evidências de alteração através de uma das seguintes formas:
 - teor de argila mais alto ou cromas mais fortes ou matiz mais vermelho que o horizonte subjacente; teor de argila menor, igual ou um pouco maior que o do horizonte A sendo que o incremento de argila, caso ocorra, deve ser menor do que o do B textural;
 - no caso de haver carbonatos, deve ter alguma evidência de ter sido removido, indicada por acúmulo em horizonte subjacente;
 - decréscimo regular no conteúdo de carbono orgânico com a profundidade, até a base do B incipiente.

O horizonte B incipiente pode apresentar características morfológicas semelhantes a um B latossólico, diferindo-se por apresentar um ou mais dos seguintes requisitos:

- CTC da fração argila, sem correção de carbono, de $17 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila;
- 4% ou mais de minerais alteráveis na fração areia;
- relação molecular $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ki) na fração argila maior do que 2,2;
- relação silte/argila $> 0,7$ para textura média e $> 0,6$ para textura argilosa;
- espessura menor que 50 cm;
- 5% ou mais do volume do B tem estrutura da rocha original.

Horizonte B espódico

É um horizonte mineral subsuperficial, no qual houve acumulação iluvial de matéria orgânica e compostos de alumínio, com presença ou não de ferro iluvial.

Geralmente ocorre abaixo de um horizonte A ou E, sendo facilmente reconhecido a campo pelo contraste entre o horizonte E (claro) e o horizonte espódico, que é escuro devido ao acúmulo de matéria orgânica associada ao alumínio.

Horizonte plíntico

É um horizonte mineral B e/ou C que apresenta um arranjo de cores vermelhas e acinzentadas ou brancas, com ou sem cores amareladas ou brunadas, formando um padrão reticulado, poligonal ou laminar. Caracteriza-se pela presença de plintita em quantidade igual ou superior a 15% e espessura de pelo menos 15 cm.

Horizonte Concrecionário

Horizonte constituído de 50% ou mais, por volume, de material grosseiro com predomínio de petroplintita, do tipo nódulos ou concreções de ferro ou de ferro e alumínio, numa matriz terrosa de textura variada ou matriz de material mais grosseiro, identificado como horizonte Ac, Ec, Bc ou Cc.

O horizonte concrecionário, para ser diagnóstico, deve apresentar no mínimo 30 cm de espessura. Quando um mesmo horizonte satisfizer, coincidentemente, os requisitos para horizonte concrecionário e para qualquer um dos seguintes horizontes: B textural, B latossólico, B nítico, B incipiente, horizonte B plânico (excetuando B plânico de caráter sódico), horizonte glei ou qualquer tipo de horizonte A, será a ele conferida precedência taxonômica.

Horizonte Litoplíntico

O horizonte litoplíntico é constituído por petroplintita contínua ou praticamente contínua. Este horizonte pode englobar uma seção do perfil muito fraturada, mas que existe predomínio de blocos de petroplintita com tamanho mínimo de 20 cm, ou as fendas que aparecem são poucas e separadas umas das outras por 10 cm ou mais.

Para ser diagnóstico, o horizonte litoplíntico deve ter uma espessura de 10cm ou mais.

Este horizonte constitui um sério impedimento para penetração das raízes e da água.

O horizonte litoplíntico difere de um horizonte B espódico cimentado (ortstein) por conter pouca ou nenhuma matéria orgânica.

Horizonte glei

É um horizonte mineral subsuperficial ou eventualmente superficial, com espessura de 15 cm ou mais, onde predominam reações de redução, devido à presença de água estagnada,

causando a redução e solubilização dos compostos de ferro, formando horizonte com predomínio de cores acinzentadas claras ou escuras, com ou sem mosqueados.

Quando um horizonte satisfizer, coincidentemente, os requisitos para ser identificado como horizonte diagnóstico glei e também como B incipiente, B textural e B latossólico, será identificado como horizonte glei.

Horizonte E álbico

É um horizonte subsuperficial, no qual a perda ou segregação de material coloidal orgânico e inorgânico foi tão intensa que a cor do horizonte é clara, sendo determinada pela cor das partículas primárias de areia e silte. Deve possuir no mínimo 1 cm de espessura e uma das seguintes cores:

Croma 2 ou menor, e: Valor, quando úmido, 3 ou maior e valor, quando seco, 6 ou maior; ou valor, quando úmido 4 ou maior e valor quando seco 5 ou mais.

Croma 3 ou menor e: Valor, quando úmido, 6 ou maior; ou valor, quando seco, 7 ou maior.

Fragipã

É um horizonte mineral subsuperficial, com 10 cm ou mais de espessura, que apresenta-se cimentado quando seco, tendo por isso consistência dura, muito dura ou extremamente dura.

Quando úmido, o fragipã tem quebradicidade fraca a moderada, e seus elementos estruturais ou fragmentos tendem a se romper subitamente quando pressionados. Quando imersos em água, fragmentos de fragipã tendem a desprender-se em pedaços, esboroando em curto período de tempo.

Duripã

É um horizonte com 10 cm ou mais de espessura, fortemente cimentado por sílica, óxido de ferro ou carbonatos. O duripã possui consistência dura, muito dura ou extremamente dura quando seco. A consistência úmida é muito firme ou extremamente firme e são sempre quebradiços, mesmo após prolongado umedecimento.

Horizonte Cálcico

Horizonte cálcico é formado pela acumulação de carbonato de cálcio. Esta acumulação normalmente está no horizonte C, mas pode ocorrer no horizonte B ou A. O horizonte cálcico apresenta espessura de 15cm ou mais, enriquecida com carbonato secundário e contém 150g/kg ou mais de carbonato de cálcio equivalente e tendo no mínimo 50g/kg a mais de carbonato que o horizonte ou camada subjacente. Este último requisito é expresso em volume, se o carbonato

secundário do horizonte cálcico ocorre como pendentes em cascalhos, como concreções ou na forma pulverulenta.

Horizonte Petrocálcico

Com o enriquecimento em carbonatos, o horizonte cálcico tende progressivamente a se tornar obturado com carbonatos e cimentado, formando horizonte contínuo, endurecido, maciço, que passa a ser reconhecido como horizonte petrocálcico.

Horizonte sulfúrico

É um horizonte com no mínimo 15 cm de espessura, sendo composto de material mineral ou orgânico que apresenta valor de pH 3,5 ou menor. Em condições naturais esse horizonte apresenta normalmente reação ligeiramente ácida ou neutra. Quando drenado artificialmente, a oxidação dos sulfetos presente forma ácido sulfúrico, fazendo o pH decair drasticamente aos valores antes indicados. A presença desse tipo de horizonte inviabiliza o uso agrícola do solo.

Horizonte vértico

É um horizonte que, devido a forte contração e expansão das argilas, apresenta feições denominadas superfícies de fricção ("slickenesides"), apresentando também fendas em algum período do ano com pelo menos 1 cm de largura. Pode coincidir com um horizonte AC, B (Bi ou Bt) ou C. As cores são geralmente pretas ou cinzento escuras. Esse horizonte deve possuir pelo menos 20 cm de espessura e 30% de argila. Nesse horizonte normalmente encontram-se argilominerais do tipo 2:1 expansíveis do grupo das esmectitas.

Horizonte B plânico

É um tipo especial de horizonte B textural subjacente ao horizonte A ou E, normalmente apresentando mudança textural abrupta. Apresenta estrutura prismática, colunar, ou em blocos angulares e subangulares grandes ou médios, permeabilidade muito baixa, devido ao seu adensamento.

As cores neste horizonte são geralmente cinzentas ou cinzento escuras, podendo ou não possuir cores neutras resultantes de processos de redução. São horizontes geralmente constatados em solos hidromórficos, podendo ocorrer em áreas de relevo plano ou suavemente ondulado.

Para fins taxonômicos, o horizonte B plânico tem precedência diagnóstica sobre o horizonte glei, e perde em precedência para o horizonte plântico.

Horizonte B nítico

É um horizonte mineral subsuperficial, de textura argilosa ou muito argilosa, sem ou com pequeno incremento no conteúdo de argila do A para o B ($< 1,5$). Pode ter argila de atividade baixa ou caráter alítico, estrutura em blocos angulares, subangulares ou prismática em **grau moderado ou forte**, com cerosidade em grau moderado ou forte, na forma de superfícies reluzentes (shiny peds). A denominação nítico lembra o termo nítido, reluzente. A transição entre os subhorizontes do B é gradual ou difusa e a espessura deve ser de no mínimo 30 cm.

5. SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS (SiBCS)

O sistema brasileiro de classificação de solos (SiBCS) é um sistema aberto, hierárquico e que ainda está em construção. O SiBCS, que foi publicado em 1999, e sua segunda edição em 2006, tem como coordenador geral o CNPS (Centro Nacional de Pesquisa do Solo – EMBRAPA) com a participação de grupos organizados e atuantes em nível interinstitucional abrangendo as diversas regiões do Brasil, sejam de universidades, órgãos de pesquisa e instituições privadas que tem trabalhado com levantamento de solos.

O SiBCS é um sistema natural ou taxonômico, ou seja, considera propriedades e características morfológicas resultantes dos processos pedogenéticos para a organização do solo em diferentes níveis hierárquicos.

A classificação de um solo é realizada partindo do geral para o específico. A estrutura do SiBCS consiste de 6 níveis categóricos, descritos a seguir:

1º nível categórico – Ordens

– São relacionadas 13 ordens que são identificadas por atributos e horizontes diagnósticos.

ex. Argissolo

2º nível categórico – Subordens

– São subdivisões das ordens e relaciona características que representam processos secundários na formação dos solos.

ex. Argissolo Vermelho

3º nível categórico – Grandes grupos

– São subdivisões das subordens, de acordo com a morfologia, características químicas ou físicas.

ex. Argissolo Vermelho distrófico

4º nível categórico – Subgrupos

– São subdivisões dos grandes grupos e estão relacionados a variações em relação ao conceito central.

ex. Argissolo Vermelho distrófico arênico

5º nível categórico – Famílias

– São subdivisões dos subgrupos baseados em propriedades que refletem condições ambientais do solo (*em desenvolvimento*).

6º nível categórico - Séries

– São subdivisões das famílias e deverão ser estabelecidas em relação ao desenvolvimento das plantas. As séries facilitam as interpretações quantitativas sobre uso e manejo dos solos, seja agrícola ou não agrícola (*em desenvolvimento*).

Grafia do SiBCS

Segundo o Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 8, n. 2, maio - agosto de 2003, página 26, a indicação do comitê responsável pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, os 1º e os 2º níveis categóricos devem ser grafados com a inicial maiúscula e as demais letras minúsculas, enquanto os demais níveis categóricos devem ser grafados em letras minúsculas, conforme exemplo abaixo.

Argissolo
1º NC

Vermelho
2º NC

distrófico
3ºNC

típico
4ºNC

Chave para identificação das classes de solos

Considerar a prevalência dos horizontes, assim, se na chave aparecer solo com horizonte B textural implica que o mesmo não é coincidente com horizonte glei ou plântico, pois ambos têm precedência sobre ele, ou se aparecer solo com horizonte plânico de caráter solódico, implica que o horizonte B pode ser coincidente com plântico, glei e assim por diante;

Considerar que o primeiro horizonte diagnóstico de subsuperfície, a contar da superfície, tem prevalência sobre os outros que possam ocorrer. Por exemplo, nas classes Argissolos e Nitossolos, é comum ocorrer abaixo do horizonte B textural e do B nítico respectivamente, o horizonte B latossólico. Este, quando situado após aqueles, não tem significado taxonômico no primeiro nível categórico, não obstante possa ser utilizado como discriminante em níveis categóricos mais baixos.

Chave para as ordens

No 1º nível categórico (ordem) os solos são classificados de acordo com a seguinte sequência:

- solos que apresentam horizonte **H** com 40 cm ou mais de espessura, contínuo ou cumulativo nos primeiros 80 cm da superfície do solo ou com horizonte **O** com 30 cm ou mais de espessura, quando sobrejacente a um contato lítico. → **Organossolos**

- outros solos sem horizonte B diagnóstico e satisfazendo os seguintes requisitos:

- ausência de horizonte glei dentro de 50 cm da superfície do solo, exceto no caso de solos de textura areia e areia franca;
- ausência de horizonte plântico dentro de 40 cm da superfície do solo;
- ausência de horizonte vértico imediatamente abaixo do horizonte A;
- A chernozêmico, se presente, não deve estar conjugado com o caráter carbonático e/ou horizonte cálcico. → **Neossolos**

- outros solos com relação textural insuficiente para identificar um horizonte B textural e que apresentam horizonte vértico entre 25 e 100 cm de profundidade e satisfazendo os seguintes requisitos:

- nos 20 cm superficiais, após misturados, teor de argila de, no mínimo, 30%;
- fendas verticais no período seco com pelo menos 1 cm de largura, atingindo, no mínimo, 50 cm de profundidade, exceto nos solos rasos, nos quais a profundidade é de 30 cm;
- em áreas irrigadas ou mal drenadas (sem fendas aparentes), o coeficiente de expansão linear (COLE) do solo deve ser igual ou superior a 0,06. → **Vertissolos**

- outros solos que apresentam horizonte B espódico imediatamente abaixo do horizonte A ou E.

→ **Espodossolos**

- outros solos apresentando horizonte B plânico, não coincidente com horizonte plântico, imediatamente abaixo de horizonte A ou E. → **Planossolos**

- outros solos, apresentando horizonte glei, dentro de 150 cm, imediatamente subjacente ao horizonte A ou E ou horizonte hístico com menos de 40 cm, sem a presença de horizonte plântico dentro de 200 cm da superfície do solo. → **Gleissolos**

- outros solos que apresentam horizonte B latossólico imediatamente abaixo do horizonte A. →

Latossolos

- outros solos que apresentam horizonte A chernozêmico seguido de: horizonte B incipiente ou B textural ou B nítico, todos com argila de atividade alta e saturação por bases alta, ou de horizonte B incipiente < 10 cm de espessura ou horizonte C, ambos cálcicos ou carbonáticos; ou apresentando horizonte cálcico ou caráter carbonático no horizonte A, seguido de um contato lítico. → **Chernossolos**

- outros solos que apresentam horizonte B incipiente imediatamente abaixo do horizonte A ou de horizonte hístico com espessura inferior a 40 cm. → **Cambissolos**

- outros solos que apresentam horizonte plântico, exceto quando este for coincidente com horizonte plânico de caráter sódico, iniciando nas seguintes profundidades:

- 40 cm; ou

- dentro de 200 cm da superfície do solo se imediatamente subjacente ao horizonte A ou E;
ou

- dentro de 200 cm, quando coincidente com outros horizontes imediatamente subjacentes ao horizonte A ou E e que apresentam propriedades epiáquicas.

→ **Plintossolos**

- outros solos apresentando horizonte B textural com argila de atividade alta e saturação por bases alta, imediatamente abaixo do horizonte A ou E. → **Luvissolos**

- outros solos que apresentam horizonte B nítico com argila de atividade baixa, imediatamente abaixo do horizonte A ou dentro dos primeiros 50 cm do horizonte B.

→ **Nitossolos**

- outros solos apresentando horizonte B textural. → **Argissolos**

Após achar a ordem, deve-se encontrar a subordem. Para isso é necessário utilizar as chaves disponíveis nas páginas seguintes deste capítulo.

Para o 3º nível categórico e para o 4º nível categórico é necessário utilizar as tabelas resumos a seguir:

Tabela resumo para o 3º nível categórico

ácricos	quando apresentarem caráter ácido dentro de 150 cm da superfície do solo.
acriférricos	quando apresentarem caráter ácido dentro de 150 cm da superfície do solo e teores de Fe ₂ O ₃ de 18% a < 36% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
alíticos	quando apresentarem caráter alítico na maior parte dos primeiros 100cm do horizonte B (inclusive BA).
alumínicos	quando apresentarem caráter alumínico na maior parte dos primeiros 100 cm do Hz B (inclusive BA).
alumínicos (Cam)	quando apresentarem um alto teor de Al extraível na maior parte do Hz B, inclusive BA ($Al^{3+} \geq 4 \text{ cmol}_c\text{Kg}^{-1}$).
alumínicos (Glei)	quando apresentarem caráter alumínico na maior parte dos primeiros 120 cm a partir da superfície do solo.
alumínicos (Plan)	quando apresentam caráter alumínico na maior parte do horizonte B.
aluminoférricos	quando apresentarem um alto teor de Al extraível ($Al^{3+} \geq 4 \text{ cmol}_c\text{Kg}^{-1}$) e teor de Fe ₂ O ₃ de 18 a menos de 36% na maior parte do Hz B, inclusive BA.
aluminoférricos (Lat)	quando apresentarem caráter alumínico solo e teores de Fe ₂ O ₃ de 18% a < 36% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
aluminoférricos (Nit)	quando apresentarem caráter alumínico e teores de Fe ₂ O ₃ de 15 a < 36% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
argilúvicos	quando apresentarem Hz B textural.
carbonáticos	quando tiverem caráter carbonático ou horizonte cálcico dentro de 100 cm da superfície do solo.
carbonáticos (Glei, Plan, Neo)	caráter carbonático na maior parte dos primeiros 120 cm a partir da superfície do solo.
carbonáticos (Luv, Neo)	quando apresentarem V% ≥ 50 , sem horizonte A chernozêmico e com 15% ou mais de carbonato de cálcio no Horizonte A e/ou C.
chernossólicos	quando apresentarem A chernozêmico e ausência de carbonatos.
coesos	quando apresentarem resistentes a penetração do martelo pedológico ou trado quando secos, sendo maciços não satisfazendo os critérios para fragipã e duripã (maiores detalhes em EMBRAPA, 2005).
concrecinários	quando apresentarem horizonte concrecinário.
concrecionários distróficos	quando apresentarem 50% ou mais de petroplintita dentro de 40 cm da superfície do solo ou imediatamente abaixo do horizonte A ou E e baixa saturação por bases na maior parte dos primeiros 120 cm a partir da superfície do solo.
concrecionários eutróficos	quando apresentarem V maior que 50% e não se enquadram nas anteriores.
distrocoesos	quando apresentarem V < 50% e caráter coeso e teores de Fe ₂ O ₃ baixos (< 8%) e $K_i \geq 1,7$ na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
distroférricos	quando apresentarem V menor que 50% e teor de Fe ₂ O ₃ de 18 a menos de 36% na maior parte do Hz B, inclusive BA.
distroférricos (Lat)	quando apresentarem V% < 50 e teores de Fe ₂ O ₃ de 18% a < 36% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
distróficos	quando V < 50% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
distróficos (Glei)	V% < 50 na maior parte dos primeiros 120 cm a partir da superfície do solo.
distróficos (Neo)	quando apresentarem V% < 50 em pelo menos um horizonte dentro de 50 cm da superfície do solo.

distro-úmbricos	quando apresentarem $V\% < 50$ e horizonte A proeminente.
eutrocoesos	quando apresentarem caráter coeso e eutrófico, na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
eutroféricos	quando $V \geq 50\%$ e teores de Fe_2O_3 de 18 a 36% na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
eutroféricos (Cam)	quando apresentarem $V \geq 50\%$ e teor de Fe_2O_3 de 18 a menos de 36% na maior parte do Hz B, inclusive BA.
eutróficos	quando $V \geq 50\%$ na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
eutróficos (Glei)	quando não se enquadrarem nas anteriores.
eutróficos (Neo)	quando apresentarem $V\% \geq 50$ em todos horizontes dentro de uma profundidade de 50 cm.
eutro-úmbricos	quando apresetarem $V\% \geq 50$ e horizonte A proeminente.
féricos	- quando apresentarem teor de $Fe_2O_3 \geq 18\%$ na maior parte do horizonte B (inclusive BA).
fíbricos	quando o material orgânico for constituído predominantemente de fibras, pouco decomposto até uma profundidade de 100 cm.
hêmicos	quando o material orgânico for parcialmente alterado, em estágio de decomposição intermediário entre o fíbrico e o sáprico até uma profundidade de 100 cm.
hidromórficos	quando se apresentarem saturados com água dentro de 100 cm da superfície do solo, durante algum tempo na maioria dos anos e que tenham uma ou mais das seguintes características: - horizonte hístico e/ou - mosqueados no horizonte E ou B espódico e/ou - horizonte B espódico saturado com água na maior parte do ano.
hidromórficos (Neo)	quando apresentam horizonte H, com saturação permanente com água dentro de 50 cm da superfície do solo. Lençol freático dentro de 150 cm da superfície do solo, durante a época seca. Presença do lençol freático dentro de 50 cm de profundidade e que satisfaça um ou mais dos seguintes requisitos: - croma zero - matiz 10YR ou mais vermelho com valor (úmido) de 4 ou maior e croma 1 - matiz 10YR ou mais vermelho com croma 2 ou menor e presença de mosqueados - matiz 2,5Y ou mais amarelo com croma 3 ou menor com presença de mosqueados - matiz 2,5Y ou mais amarelo e croma 1 ou menor - matizes 5GY ou 5G ou 5BG - presença de ferro reduzido em quantidade capaz de desenvolver uma cor vermelha intensa na presença de indicador químico.
hiperespessos	quando apresentarem horizonte B espódico após 200 cm da superfície do solo
hísticos	quando apresentarem horizonte O com menos de 40 cm de espessura.
húmicos	quando apresentarem horizonte A húmico ou proeminente.
húmicos (Neo)	quando apresentarem horizonte A húmico com menos de 50 cm de espessura.
líticos	quando apresentarem contato lítico dentro de 50 cm da superfície do solo.
litoplínticos	quando apresentarem horizonte litoplíntico dentro de 40 cm da superfície do solo ou imediatamente abaixo do horizonte A ou E.
órticos	quando não se enquadrarem na classe anterior.
pálicos	quando apresentarem soma dos horizontes A + B (exceto BC) > 80 cm.
perféricos	quando o teor de Fe_2O_3 for $\geq 36\%$ na maior parte do Hz B, inclusive BA.
perféricos (Lat)	quando apresentarem $V\% < 50$ e teores de $Fe_2O_3 \geq 36\%$ na maior na maior

	parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
psamíticos	quando apresentam textura arenosa (< 15% argila) em todos horizontes dentro de uma profundidade de 50 cm.
psamíticos (Neo)	quando apresentarem textura arenosa (< 15% argila) em todos horizontes dentro de 120 cm da superfície do solo.
sálicos	quando apresentarem caráter sálico.
sálicos (Neo, Plan)	quando apresentarem caráter sálico dentro de 100 cm da superfície do solo.
sápricos	quando o material orgânico estiver em avançado estágio de decomposição até uma profundidade de 100 cm.
saprolíticos	outros que não se encaixam na classe anterior.
sódicos	quando apresentarem caráter sódico.
sódicos (Neo, Ver)	quando apresentarem caráter sódico dentro de 100 cm da superfície do solo.
Ta alumínicos (Glei)	quando apresentarem argila de atividade alta e caráter alumínico na maior parte dos primeiros 120 cm da superfície do solo.
Ta carbonáticos	quando apresentarem argila de atividade alta e caráter carbonático na maior parte dos primeiros 120 cm da superfície do solo.
Ta distróficos	quando apresentarem atividade de argila alta e $V < 50\%$ na maior parte do Hz B, inclusive BA.
Ta distróficos (Glei, Neo)	quando apresentarem argila de atividade alta e $V\% < 50$ na maior parte dos primeiros 120 cm da superfície do solo.
Ta eutróficos (Cam)	Quando apresentarem atividade de argila alta e $V \geq 50\%$ na maior parte do Hz B, inclusive BA.
Ta eutróficos (Glei)	quando apresentarem argila de atividade alta e $V\% \geq 50$ na maior parte dos primeiros 120 cm da superfície do solo.
Ta eutroféricos	quando apresentarem atividade de argila alta e $V\% \geq 50$ e teor de Fe_2O_3 de 180 g/Kg a menos de 360 g/Kg na maior parte do horizonte B, dentro de 120 cm da superfície do solo.
Tb distróficos (Cam)	quando apresentarem atividade de argila baixa e $V < 50\%$ na maior parte do Hz B, inclusive BA.
Tb distróficos (Glei, Neo)	quando apresentarem argila de atividade baixa e $V\% < 50$ na maior parte dos primeiros 120 cm da superfície do solo.
Tb distroférico	quando apresentarem atividade de argila baixa, V menor que 50% e teor de Fe_2O_3 de 180 g/Kg a menos de 360 g/Kg na maior parte do horizonte B dentro de 120 cm da superfície do solo.
Tb eutróficos (Cam)	quando apresentarem atividade de argila baixa e $V \geq 50\%$ na maior parte do Hz B, inclusive BA.
Tb eutróficos (Glei, Neo)	quando apresentarem argila de atividade baixa e $V\% \geq 50$ na maior parte dos primeiros 120 cm da superfície do solo.
Tb eutroféricos	quando apresentarem atividade de argila baixa e $V \geq 50\%$ e teor de Fe_2O_3 de 18 a menos de 36% na maior parte do horizonte B, inclusive BA.
Tb perféricos	quando apresentarem atividade de argila baixa e o teor de Fe_2O_3 for $\geq 36\%$ na maior parte do horizonte B, inclusive BA, dentro de 120 cm da superfície do solo.
húmicos	quando apresentarem Hz A húmico ou proeminente.

Tabela resumo: 4º nível categórico

abrupticos	quando apresentarem mudança textural abrupta.
abrupticos	quando apresentarem mudança textural abrupta com Hz A chernozêmico e T

chernossólicos	argila maior ou igual a $18 \text{ cmol}_c\text{Kg}^{-1}$ de argila na maior parte dos primeiros 100 cm do hz B (inclusive BA).
abruptos dúricos	quando apresentarem mudança textural abrupta e caráter dúrico dentro de 150 cm da superfície do solo.
abruptos espódicos	quando apresentam mudança textural abrupta e com acúmulo iluvial de C orgânico e Al.
abruptos fragipânicos	quando apresentar mudança textural abrupta e fragipã em um ou mais horizontes dentro de 120 cm da superfície do solo.
abruptos fragipânicos espódicos	quando apresentarem mudança textural abrupta, fragipã em um ou mais horizontes e acúmulo iluvial de C orgânico e Al, não suficiente para caracterizar um B espódico, dentro de 150 cm da superfície do solo.
abruptos lépticos	quando apresentarem mudança textural abrupta e contato lítico entre 50 e 100 cm da superfície do solo.
abruptos petroplínticos	quando apresentam mudança textural abrupta com 50% ou mais de petroplintita.
abruptos planossólicos	quando apresentam mudança textural abrupta e caráter ou horizonte plânico dentro de 150 cm da superfície do solo.
abruptos plínticos	quando apresentam mudança textural abrupta e com 5% ou mais de plintita e/ou petroplintita.
abruptos plínticos solódicos	quando apresentarem mudança textural abrupta, caráter ou horizonte plíntico e caráter solódico em um ou mais horizontes, dentro de 150 cm da superfície do solo.
abruptos saprolíticos	quando apresentarem mudança textural abrupta e com horizonte C e/ou Cr dentro de 100 cm da superfície do solo e sem contato lítico até 200 cm a superfície do solo.
abruptos solódicos	quando apresentam mudança textural abrupta e caráter solódico.
alissólicos	quando a T argila for maior ou igual a $18 \text{ cmol}_c\text{Kg}^{-1}$ de argila na maior parte dos primeiros 100 cm do hz B (inclusive BA).
antrópicos	quando apresentarem horizonte A antrópico.
antropogênicos	solos resultantes da atividade humana como mineração da superfície do solo, construção de estradas, dragagens e outras operações que envolvam movimento de solo.
arênicos	quando a textura for arenosa desde a superfície até o início do Hz B textural. O Bt deve iniciar entre 50 e 100 cm de profundidade.
arênicos (Esp)	quando a textura for arenosa da superfície até o topo do horizonte B espódico, que ocorre entre 50 e 120cm de profundidade.
arênicos (Plin)	quando a textura for arenosa desde a superfície até o início do horizonte B plíntico, que deve iniciar entre 50 e 100 cm de profundidade.
arênicos abruptos	quando apresentarem mudança textural abrupta e textura arenosa desde a superfície até um mínimo de 50 cm e máximo 100 cm de profundidade e Bt dentro de 200 cm de profundidade.
arênico êutrico	quando apresentarem textura arenosa desde a superfície do solo até um mínimo de 50 cm e máximo de 100 cm de espessura e com $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} \geq 5,7$ e com soma de bases $\geq 2 \text{ cmol}_c\text{Kg}^{-1}$.
arênicos fragipânicos	quando a textura for arenosa desde a superfície até o início do Hz B textural. O Bt deve iniciar entre 50 e 100 cm de profundidade e com fragipã em um ou mais horizontes.
argilúvicos	quando apresentarem Bt abaixo do B espódico.
argissólicos	quando apresentarem Bt em posição não diagnóstica para Argissolo ou

	quando a relação textural for maior ou igual a 1,5 e/ou apresentarem cerosidade no B.
argissólicos (Glei)	quando apresentarem Bt sem mudança textural abrupta.
argissólicos (Nit)	quando apresentarem relação textural (B/A) maior ou igual a 1,4.
argissólicos (Plin)	quando apresentarem Bt dentro de 200 cm da superfície do solo, coincidente ou não com o horizonte concrecionário.
argissólicos fragipânicos	quando apresentarem Hz Bt, sem mudança textural abrupta e fragipã dentro de 120 cm da superfície do solo.
argissólicos (Neo)	solos com horizonte E dentro de 200 cm da superfície do solo.
câmbicos	quando apresentarem 4% ou mais de minerais alteráveis ou mais de 5% do volume do Hz B ou C com rocha semi-intemperizada. $CTC \geq 27 \text{ cmol}_c \text{ Kg}^{-1}$ de argila, na maior parte dos primeiros 100 cm do Hz B.
câmbicos (Arg)	quando apresentarem 4% ou mais de minerais alteráveis no B com fragmentos de rochas semintemperizada dentro de 120 cm da sup. Do solo e T argila maior ou igual a $17 \text{ cmol}_c \text{ Kg}^{-1}$ de argila na maior parte dos primeiros 100 cm do hz B (inclusive BA).
câmbicos (Lat)	quando apresentarem a soma dos horizontes A + B (inclusive BC), com 150 cm ou menos de espessura.
câmbicos (Luv, Neo)	quando apresentarem a soma dos horizontes A + B (inclusive BC) ≤ 100 cm.
câmbicos (Plin)	quando apresentarem horizonte incipiente dentro de 200 cm da superfície do solo, coincidente ou não com horizonte concrecionário.
chernozêmicos	quando apresentarem A chernozêmico.
chernossólicos	quando apresentarem A chernozêmico e atividade de argila $\geq 18 \text{ cmol}_c \text{ Kg}^{-1}$ na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
chernossólicos vérticos	quando apresentarem A chernozêmico e horizonte vértico e/ou características vérticas dentro de 120 cm da superfície do solo.
carbonáticos	quando apresentarem caráter carbonático ou Hz cálcico dentro 100 cm da superfície do solo.
dúricos	quando apresentarem duripã ou ortstein dentro de 100 cm da superfície do solo.
duripânicos	quando apresentarem duripã dentro de 200 cm da superfície do solo.
duripânicos (Esp)	quando apresentarem duripã dentro de 100cm da superfície do solo.
ênticos	quando apresentarem horizonte litoplântico à uma profundidade superior a 40 cm à partir da superfície do solo.
epiáquicos	quando apresentarem caráter epiáquico no topo do B ou logo acima deste.
epiáquicos (Arg)	solos com caráter epiáquico.
esessarênicos	quando a textura for arenosa ($< 15\%$ argila) desde a superfície até o início do Hz B textural. O Bt deve iniciar a mais de 100 cm de profundidade.
esessarênicos (Esp)	quando a textura for arenosa ($< 15\%$ argila) desde a superfície até o topo do Hz B espódico, que iniciar a mais de 120 cm de profundidade.
esessarênicos (Plin)	quando a textura for arenosa ($< 15\%$ argila) desde a superfície até o início do Hz B plântico, que ocorre a mais de 100 cm de profundidade.
esessarênicos abrupticos	quando apresentarem mudança textural abrupta e textura arenosa ($< 15\%$ argila) desde a superfície até uma profundidade superior a 100 cm e horizonte Bt dentro de 200 cm de profundidade.
esessarênicos solódicos	quando a textura for arenosa ($< 15\%$ argila) da superfície até o topo do Hz B espódico, que ocorre a mais de 120 cm de profundidade, apresenta ainda

	caráter solódico em um ou mais horizontes até 120 cm.
espessos (Plin)	quando apresentarem horizonte plíntico iniciando-se entre 100 cm e 200 cm da superfície do solo.
espódicos	quando apresentarem acúmulo iluvial de C orgânico e Al, com ou sem Fe.
espódicos (Neo)	quando ocorre acumulação de carbono iluvial e alumínio com ou sem ferro dentro de 50 cm da superfície do solo ou até contato lítico.
êutricos	quando apresentarem $pH_{H_2O} \geq 5,7$ e com soma de bases $\geq 2 \text{ cmol}_c \text{ Kg}^{-1}$.
êutricos (Neo)	quando apresentarem $pH_{H_2O} \geq 6,5$ e S (soma de bases) $\geq 2,0 \text{ cmol}_c \text{ Kg}^{-1}$ de solo.
férricos chernossólicos	quando apresentarem A chernozêmico e atividade de argila $\geq 18 \text{ cmol}_c \text{ Kg}^{-1}$ e teores de Fe_2O_3 de 15 a menos de 36% na maior parte dos 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
flúvicos	quando apresentarem um ou ambos dos requisitos: - decréscimo irregular do conteúdo da carbono orgânico em profundidade dentro de 120 cm da sup. do solo e/ou - camadas estratificadas em 25% ou mais do volume do solo dentro de 120 cm da superfície do solo.
fragipânicos	quando apresentar fragipã em um ou mais horizontes dentro de 120 cm da superfície do solo.
fragipânicos (Esp)	quando apresentarem fragipã dentro de 100 cm da superfície do solo.
fragipânicos espódicos	quando apresentarem fragipã e com acúmulo iluvial de C orgânico e Al.
fragipânicos plácicos	quando apresentarem fragipã e horizonte plácico dentro de 150 cm da superfície do solo.
fragipânicos plínticos	quando apresentarem fragipã e com 5% ou mais de plintita e/ou petroplintita.
fragmentários	quando apresentam contato lítico fragmentário.
gleicos	quando apresentarem horizonte glei ou mosqueados de redução e oxidação dentro de 100 cm da superfície do solo.
gleicos (Neo)	quando apresentarem horizonte glei dentro de 200 cm da superfície do solo.
gleicos salinos	quando apresentarem apresentam horizonte glei ou mosqueados de redução e oxidação e caráter salino dentro de 120 cm da superfície do solo.
gleicos solódicos	apresentam horizonte glei ou mosqueados de redução e oxidação e caráter solódico dentro de 120 cm da superfície do solo.
gleicos solódicos (Ver)	quando apresentarem horizonte glei, mas que não se enquadra como Gleissolo e com caráter solódico em um ou mais horizontes, dentro de 100 cm da superfície do solo.
gleissólico	quando apresentarem horizonte glei dentro de 200 cm da superfície do solo.
gleissólicos (Cam)	quando apresentarem horizonte glei abaixo de B incipiente, dentro de 120 cm da superfície do solo.
gleissólicos (Plan)	quando apresentarem horizonte glei coincidente ou abaixo de B plânico, dentro de 120 cm da superfície do solo.
gleissólicos (Ver)	quando apresentarem horizonte glei ou mosqueados de oxidação e redução, dentro de 100 cm da superfície do solo.
hísticos	quando apresentarem Hz hístico.
húmicos	quando apresentarem Hz A húmico.
húmicos câmbicos	quando apresentarem horizonte A húmico e que apresentem a soma dos horizontes A + B (inclusive BC), com 150 cm ou menos de espessura.
húmicos rúbricos	Quando apresentam simultaneamente A húmico e caráter rúbrico, dentro dos primeiros 100 cm do horizonte B.

incépticos	quando apresentarem horizonte B incipiente entre o Hz A e o Hz glei, ou coincidente com este.
latossólicos	quando apresentarem no B textural a maioria dos seguintes atributos: - T argila < 17 cmol _c Kg ⁻¹ e, - < 4% de minerais pouco resistentes ao intemperismo, e/ou - < 20% de argila dispersa em água (o Hz B deve ter menos de 0,4% de C), e/ou - relação silte argila < 0,7 (textura média) e < 0,6 (textura argilosa) e/ou - Hz B (inclusive BA e BC) com espessura maior que 100 cm, ou - solos com B latossólico, abaixo do Bt, dentro de 200 cm da superfície do solo.
latossólicos (Neo)	quando apresentarem transição para latossolo com textura areia franca no limite para franco arenoso e que possui cores vermelhas, vermelho-amarelas e amarelas com algum desenvolvimento de estrutura.
latossólicos (Nit)	quando apresentarem no B nítico, com os atributos do “latossólicos” acima, substituindo, abaixo do Bt por: abaixo do B nítico.
latossólicos (Plin)	quando apresentarem B latossólico dentro de 200 cm da superfície do solo, coincidente ou não com o horizonte concrecionário.
latossólicos petroplínticos	quando apresentarem mais de 50% de petroplintita até 200 cm de profundidade do solo e características para latossólicos.
lépticos	quando apresentarem contato lítico entre 50 e 100 cm da superfície do solo.
lépticos calcáricos	quando apresentarem contato lítico entre 50 e 100 cm da superfície do solo e CaCO ₃ equivalente de 5% a < 15% até essa profundidade.
lépticos fragipânicos	quando apresentam contato lítico dentro de 100 cm da superfície do solo e fragipã em um ou mais horizontes.
lépticos solódicos	quando apresentam contato lítico dentro de 100 cm da superfície, e caráter solódico em um ou mais horizontes.
líticos	quando apresentarem contato lítico dentro de 50 cm da superfície do solo.
luvissólicos	quando apresentarem Hz Bt, sem mudança textural abrupta.
neossólicos (Glei)	quando apresentam horizontes ou camadas sem relação pedogenética entre si e apresentam seqüência errática de textura ou de matéria orgânica ou de constituintes do complexo sortivo.
nitossólicos	quando apresentarem Hz B nítico com atividade de argila < 27 cmol _c Kg ⁻¹ de argila.
nitossólicos (Che)	quando apresentarem B nítico
nitossólicos (Lat)	quando apresentarem horizonte B nítico abaixo do B latossólico, dentro de 200 cm da superfície do solo
organossólico	solos intermediário com organossolo, caracterizados pela presença de horizonte hístico.
organossólico (Glei)	apresentam horizonte hístico com menos de 40 cm de espessura.
petroplínticos	quando apresentam caráter concrecionário ou litoplíntico, ou com horizontes concrecionário ou litoplíntico dentro de 120 cm da superfície do solo.
planossólicos	quando apresentam mudança textural abrupta e um ou mais horizontes com mosqueados, cujas cores não satisfaçam o conceito de B plânico.
planossólicos (Luv)	quando apresentarem mudança textural abrupta e coloração variegada e/ou mosqueados devido aos processos de redução/oxidação.

planossólicos (Arg)	quando apresentarem horizonte B plânico ou características plânicas, dentro de 150 cm da superfície do solo.
planossólicos fragipânicos	quando apresentam mudança textural abrupta e um ou mais horizontes com mosqueados e também com presença de fragipã.
planossólicos fragipânicos (Arg)	quando apresentarem horizonte B plânico ou características plânicas e com fragipã em um ou mais horizontes, dentro de 150 cm da superfície do solo.
planossólicos solódicos	quando apresentarem horizonte B plânico ou características plânicas e com caráter solódico, dentro de 80 cm da superfície do solo.
planossólicos vérticos	quando apresentarem horizonte B plânico ou características plânicas e com horizonte vértico ou características vérticas, dentro de 80 cm da superfície do solo.
plínticos	quando apresentarem mais de 5% de plintita ou petroplintita em até 150 cm da superfície do solo ou presença de horizonte plíntico dentro de 200 cm da sup do solo.
plínticos (Glei)	quando apresentarem horizonte plíntico ou mais de 5% de plintita e/ou petroplintita, em um ou mais horizontes, dentro de 100 cm da superfície do solo
plíntico planossólico solódico	quando apresentarem caráter ou horizonte plíntico, caráter ou horizonte plânico e caráter solódico, dentro de 150 cm da superfície do solo.
rúbricos	quando apresentam caráter rúbrico dentro dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).
sálicos	Caráter sálico dentro de 100 cm da superfície do solo.
sálicos solódicos	quando apresentarem caráter sálico e solódico dentro de 100 cm da superfície do solo.
salinos	quando apresentarem caráter salino dentro de 120 cm da superfície do solo.
saprolíticos	quando apresentarem horizonte C e/ou Cr dentro de 100 cm da superfície do solo e ausência de contato lítico dentro de 200 cm da superfície do solo.
sódicos	quando apresentarem caráter sódico dentro de 100 cm da superfície do solo.
solódicos	quando apresentarem caráter solódico dentro de 100 cm da superfície do solo.
solódicos (Org)	quando apresentarem caráter solódico dentro de 120 cm da superfície do solo.
solódico (Plin)	quando apresentarem caráter solódico dentro de 200 cm da superfície do solo.
sômbricos	quando o horizonte B for mais escuro que o A, mas não satisfaz o conceito de B espódico.
térricos	quando apresentam material mineral inconsolidado (Hz Ag e/ou Cg) com espessura maior que 30cm, dentro de 100cm da superfície do solo.
tiônicos	quando apresentarem horizonte sulfúrico e/ou materiais sulfídricos dentro de 150 cm da superfície do solo.
típicos	quando não se enquadrarem na classe anterior.
típicos (Férricos)	quando apresentarem teor de $Fe_2O_3 \geq 18\%$ na maior parte do horizonte B (inclusive BA).
típicos (Che – líticos)	quando apresentarem contato lítico dentro de 50 cm da superfície do solo.
típicos (Che – Saprolíticos)	quando apresentarem Hz C ou Cr dentro de 100 cm da sup. do solo e ausência de contato lítico dentro de 200 cm da sup. do solo.
úmbricos	quando apresentam horizonte A proeminente.
vérticos (Glei)	quando apresentarem horizonte vértico e características vérticas dentro de 100 cm da superfície do solo.
vérticos (Neo)	quando apresentarem horizonte vértico e características vérticas dentro de 150 cm da superfície do solo.

vérticos (Cher, Plan)	quando apresentarem horizonte vértico e características vérticas dentro de 120 cm da superfície do solo.
vérticos lépticos	quando apresentarem dentro de 100 cm da superfície do solo horizonte vértico ou características vérticas e contato lítico entre 50 e 100 cm da superfície do solo.
vérticos saprolíticos	quando apresentarem horizonte vértico ou características vérticas e presença de horizonte C e/ou Cr dentro de 100 cm da sup. do solo e ausência de contato lítico até 200 cm de profundidade.
vérticos solódicos	quando apresentarem horizonte vértico ,ou que apresentarem caráter vértico e solódico em um ou mais horizontes, dentro de 150 cm da superfície do solo.

1. Argissolos - P

Solos que apresentam horizonte B textural com argila de atividade baixa ou baixa imediatamente abaixo do horizonte A ou E.

Se apresentar horizonte plântico, o mesmo não está acima e nem é coincidente com a parte superior do horizonte B textural. Mesma regra vale se o horizonte glei estiver presente.

No 2º nível **categórico** os Argissolos podem ser:

Argissolos Bruno-Acinzentados - PBAC

Quando apresentarem cores pouco mais escuras em relação aos subhorizontes inferiores, com matiz 5YR ou mais amarelo, valor 3 ou 4 e croma menor ou igual a 4 e espessura do solum entre 60 e 100 cm.

Argissolos Acinzentados - PAC

Quando apresentarem cores acinzentadas com matiz 7,5YR ou mais amarelo, valor 5 ou maior e croma < 4 na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).

Argissolos Amarelos- PA

Solos com matiz mais amarelo que 7,5YR na maior parte dos primeiros 100 cm do hz B (Inclusive BA).

Argissolos Vermelhos - PV

Quando apresentarem matiz 2,5 YR ou mais vermelho, ou 5YR com valor e croma iguais ou menores que 4 na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (exclusive BC).

Argissolos Vermelho-Amarelos - PVA

Outros solos de cores vermelho-amareladas ou amarelo-avermelhadas que não se enquadram nas classes anteriores.

Tabela 1. Exemplos de classes de Argissolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Argissolo Bruno - Acinzentado alítico típico	Santa Maria
Argissolo Vermelho distrófico espessarênico	São Pedro
Argissolo Vermelho distrófico arênico	Tupanciretã
Argissolo Vermelho distrófico típico	São Jerônimo
Argissolo Vermelho distrófico latossólico	Alto das canas
Argissolo Vermelho eutrófico latossólico	Santa Tecla
Argissolo Vermelho - Amarelo típico	Tupanciretã Santa Clara
Argissolo Vermelho - Amarelo eutrófico alissólico	Vera Cruz Oásis
Argissolo Vermelho - alumínico típico	Júlio de Castilhos

Chave para classificação dos Argissolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível
Argissolo	Bruno-Acinzentado	alítico (PBACal)	3 classes
		distrocoeso (PACdx)	9 classes
	Acinzentado	distrófico (PACd)	9 classes
		eutrófico (PACe)	3 classes
		alítico (PAal)	4 classes
		alumínico (PAa)	4 classes
	Amarelo	distrocoeso (PADx)	21 classes
		distrófico (PAd)	4 classes
		eutrocoeso (PAex)	7 classes
		eutrófico (PAe)	5 classes
		alítico (PVal)	4 classes
		alumínico (PVa)	5 classes
	Vermelho	Ta distrófico (PVvd)	4 classes
		distrófico (PVd)	8 classes
		eutroférico (PVeF)	5 classes
		eutrófico (PVe)	13 classes
		alítico (PVAal)	4 classes
		alumínico (PVAa)	5 classes
	Vermelho-Amarelo	Ta distrófico (PVAvd)	4 classes
		distrófico (PVAd)	10 classes
		eutrófico (PVAe)	7 classes

Para o 3º e 4º Nível categórico, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Os **Argissolos Bruno-Acinzentados alítico** podem ser:

- abrupticos; - úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Acinzentado distrocoeso** podem ser:

- arênicos; - abrupticos fragipânicos; - abrupticos dúricos; - dúricos; - abrupticos; - fragipânicos; - plínticos; - latossólicos; - típicos

Os **Argissolos Acinzentados distróficos** podem ser:

- arênicos; - abrupticos fragipânicos; - abrupticos dúricos; - dúricos; - abrupticos; - fragipânicos; - latossólico; - plínticos; - típicos

Os **Argissolos Acinzentados eutrófico** podem ser:

- abrupticos; - plínticos; - típicos;

Os **Argissolos Amarelos alíticos** podem ser:

- abrupticos; - plínticos; - epiáquicos; - típicos

Os **Argissolos Amarelos alumínico** podem ser:

- abrupticos; - plínticos; - epiáquicos; - típicos

Os **Argissolos Amarelos distrocoeso** podem ser:

- arênicos fragipânicos; - arênicos; - planossólicos fragipânicos; - planossólicos; - abrupticos fragipânicos espódicos; - abrupticos fragipânicos; - abrupticos espódicos; - abrupticos petroplínticos; - abrupticos plínticos; - abrupticos solódicos; - abrupticos; - fragipânicos espódicos; - fragipânicos plínticos; - fragipânicos plácicos; - fragipânicos; - epiáquicos; - espódicos; -plínticos; - latossólicos; - úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Amarelos distróficos podem ser:**

- abrupticos; - plínticos; - úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Amarelos eutrocoesos podem ser:**

- abrupticos plínticos; - abrupticos; - plínticos planossólicos solódicos; - fragipânicos; - plínticos; - lépticos; - típicos

Os **Argissolos Amarelos eutróficos** podem ser:

- plínticos; - planossólicos; - solódicos; - abrupticos; - típicos

Os **Argissolos Vermelhos alíticos** podem ser:

- abrupticos; - plínticos; - epiáquicos; - típicos

Os **Argissolos Vermelhos alumínicos** podem ser:

- abrupticos; - plínticos; - epiáquicos; - úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Vermelhos Ta distrófico** podem ser:

- abrupticos; - epiáquicos; - úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Vermelhos distróficos** podem ser:

- arênicos; - planossólicos; - abrupticos plínticos; - abrupáticos; - latossólicos; - plínticos; -úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Vermelhos eutrofêrricos** podem ser:

- abrupáticos saprolíticos; - abrupáticos; - chernossólicos; - latossólicos; - típicos

Os **Argissolos Vermelhos eutróficos** podem ser:

- espessarênicos; - arênicos; - planossólicos; - abrupático chernossólicos; - abrupáticos plínticos solódicos; - abrupáticos plínticos; - abrupáticos solódicos; - abrupáticos; - lépticos; - latossólicos; - chernossólicos; - saprolíticos; - típicos

Os **Argissolos Vermelho-Amarelos alíticos** podem ser:

- abrupáticos; - plínticos; - epiáquicos; - típicos

Os **Argissolos Vermelho-Amarelos alumínicos** podem ser:

- abrupáticos; - plínticos; - epiáquicos; - úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Vermelho-Amarelos Ta distrófico** podem ser:

- abrupáticos; - epiáquicos; - úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Vermelho-Amarelos distróficos** podem ser:

- espessarênicos abrupáticos; - espessarênicos; - arênicos abrupáticos; - arênicos; - planossólicos; - abrupáticos; - plínticos; - latossólicos; - úmbricos; - típicos

Os **Argissolos Vermelho-Amarelos eutróficos** podem ser:

- abrupáticos planossólicos; - abrupáticos lépticos; - abrupático plíntico; - abrupáticos; - planossólicos; - latossólicos; - típicos

2. Cambissolos - C

Solos constituídos por material mineral com horizonte B incipiente imediatamente abaixo do horizonte A ou horizonte hístico com espessura inferior a 40 cm.

No 2º nível **categórico** os Cambissolos podem ser:

Cambissolos Húmicos - CH

Quando apresentarem horizonte A húmico

Cambissolo Flúvico - CF

Quando apresentam seqüência errática de carbono e textura entre os horizontes dentro de 120 cm a partir da superfície, ocorrendo em planícies aluviais recentes ou não.

Cambissolos Háplicos - CX

Quando não se enquadrarem nas anteriores

Para o 3º e 4º Nível **categórico**, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Os **Cambissolos Húmicos aluminoférricos** podem ser: - lépticos; - latossólicos; - espódicos; - típicos

Os **cambissolos Húmicos aluminicos** podem ser: - lépticos; - espódicos; - típicos

Os **Cambissolos Húmico distroférricos** podem ser: - lépticos; - latossólicos; - típicos

Os **Cambissolos Húmicos distróficos** podem ser: - lépticos; - latossólicos; - típicos

Os **Cambissolos Flúvicos carbonáticos** podem ser: - vérticos; - lépticos; - típicos

Os **Cambissolos Flúvicos sódicos** podem ser: - salinos; - típicos

Os **Cambissolos Flúvicos sálicos** podem ser: - gleissólicos; - típicos

Os **Cambissolos Flúvicos aluminicos** podem ser: - gleissólicos; - típicos

Os **Cambissolos Flúvicos Tb distróficos** podem ser: - gleissólicos; - típicos

Os **Cambissolos Flúvicos Tb eutróficos** podem ser: - gleissólicos; - típicos

Os **Cambissolos Flúvicos Ta distrófico** podem ser: - gleissólicos; - típicos

Os **Cambissolos Flúvicos Ta eutróficos** podem ser: - gleissólicos; - planossólicos; - vérticos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos carbonáticos** podem ser: - saprolíticos; - vérticos; - lépticos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos sódicos** podem ser: - vérticos; - lépticos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos alíticos** podem ser: - lépticos; - gleissólicos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos aluminicos** podem ser: - organossólicos; - lépticos; - plínticos; - petroplínticos; - espódicos; - úmbricos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos Tb distroférricos** podem ser: - lépticos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos Tb distróficos** podem ser: - lépticos; - latossólicos; - plínticos; - petroplínticos; - úmbricos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos eutróferricos** podem ser: - lépticos; - vérticos; - gleissólicos; - solódicos; - latossólicos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos Tb eutróficos** podem ser: - lépticos; - latossólicos; - típicos

Os **Cambissolos Háplicos Tb perférricos** podem ser: - latossólicos; - típicos

Os **Cambissolos háplicos Ta eutróferrico** podem ser: - lépticos; - típicos

Os **Cambissolos háplicos Ta eutróficos** podem ser: - líticos; - lépticos; - vérticos; - solódicos; - típicos

Os **Cambissolos háplicos Ta distrófico** podem ser: - lépticos; - úmbricos; - típicos

Tabela 2. Exemplos de classes de Cambissolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais conforme Brasil (1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Cambissolo Háplico alumínico organossólico	Rocinha
Cambissolo Húmico alumínico típico	Bom Jesus Farroupilha

Chave para classificação dos Cambissolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível	
Cambissolo	Húmico	aluminoférrico (CHaf)	4 classes	
		alumínico (CHa)	3 classes	
		distroférrico (CHdf)	3 classes	
		distrófico (CHd)	3 classes	
		carbonático (CYk)	3 classes	
		sódico (CYn)	2 classes	
		sálico (CYz)	2 classes	
		Flúvico	alumínico (CYa)	2 classes
			Tb distrófico (CYbd)	2 classes
			Tb eutrófico (CYbe)	2 classes
			Ta distrófico (CYvd)	2 classes
			Ta eutrófico (CYve)	4 classes
			carbonático (CXk)	4 classes
			sódico (CXn)	3 classes
	alítico (CXal)		3 classes	
	alumínico (CXa)		7 classes	
	Tb distroférrico (CXbdf)		2 classes	
	Tb distrófico (CXbd)	6 classes		
	Háplico	eutroférrico (CXef)	6 classes	
		Tb eutrófico (CXbe)	3 classes	
		Tb perférrico (CXbj)	2 classes	
		Ta eutroférrico (CXvef)	2 classes	
		Ta eutrófico (CXve)	5 classes	
		Ta distrófico (CXvd)	3 classes	

3. Chernossolos - M

Solos constituídos por material mineral, que apresentam horizonte A chernozêmico seguido por:

- horizonte B incipiente, ou B textural, ou B nítico, todos com argila de atividade alta e saturação por bases alta; ou
- horizonte cálcico ou caráter carbonático, coincidindo com o horizonte A chernozêmico e/ou com horizonte C, admitindo-se entre os dois horizontes, B incipiente com espessura < 10 cm; ou
- por
- contato lítico desde que o horizonte A chernozêmico contenha 15% ou mais de carbonato de cálcio equivalente.

No 2º nível categórico os Chernossolos podem ser:

Chernossolos Rêndzicos - MD

Solos que apresentam A chernozêmico seguido por:

- horizonte cálcico ou caráter carbonático, coincidindo com o horizonte A chernozêmico e/ou horizonte C, admitindo-se entre os dois, horizonte Bi com espessura < 10 cm; ou
- contato lítico desde que o horizonte A chernozêmico contenha 15% ou mais de carbonato de cálcio equivalente.

Chernossolos Ebânicos - ME

Solos que apresentam o caráter ebânico na maior parte do horizonte B (inclusive BA).

Chernossolos Argilúvicos - MT

Outros solos com horizonte B textural ou B nítico imediatamente abaixo do horizonte A chernozêmico.

Chernossolos Háplicos - MX

Quando não se enquadram nas classes anteriores

Para o 3º e 4º Nível categórico, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Tabela 3. Exemplos de classes de Chernossolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Chernossolo Ebânico órtico típico	Vila
Chernossolo Ebânico carbonático vértico	Uruguaiana
Chernossolo Argilúvico férrico típico	Ciríaco
Chernossolo Háptico órtico vértico	Ponche Verde
Chernossolo Háptico órtico típico	Seival

Chave para classificação dos Chernossolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível
		lítico (MDI)	típico
	Rêndzico		
		órtico (MDo)	saprolítico típico
		carbonático (MEk)	vértico típico
	Ebânico		
		ortico (MEo)	vértico típico
		férrico (MTf)	saprolítico típico
Chernossolo	Argilúvico	carbonático (MTk)	vértico abruptico saprolítico típico
			léptico saprolítico vértico abruptico solódico epiáquico típico
		órtico (MTo)	abruptico solódico epiáquico típico
		férrico (MXf)	típico
			vértico léptico
	Háplico	carbonático (MXk)	saprolítico típico
			vértico léptico
		órtico (MXo)	vértico léptico típico

4. Espodossolos - E

Solos que apresentam horizonte B espódico, imediatamente abaixo de um horizonte A ou E, dentro de 200 cm da superfície do solo, ou de 400 cm de profundidade, se a soma do horizonte A+E ou do horizonte hístico + E ultrapassar 200 cm de profundidade.

No 2º nível categórico os Espodossolos podem ser:

Espodossolos Humilúvicos - EK

Solos com presença de horizonte espódico principalmente do tipo Bh e/ou Bhm isoladamente ou sobreposto a outros tipos de horizontes dentro de 200 cm da superfície do solo, ou de 400 cm de profundidade, se a soma do horizonte A + E, ou horizonte hístico + E ultrapassa 200 cm de profundidade.

Espodossolos Ferrilúvicos - ES

Solos com presença de horizonte espódico principalmente do tipo Bs e/ou Bsm isoladamente ou sobreposto a outros tipos de horizontes dentro de 200 cm da superfície do solo, ou de 400 cm de profundidade, se a soma do horizonte A + E, ou horizonte hístico + E ultrapassa 200 cm de profundidade.

Espodossolos Ferrihumilúvicos - ESK

Outros espodossolos que não se enquadram nas classes anteriores.

Para o 3º e 4º Nível categórico, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Chave para classificação dos Espodossolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível
			hístico
			dúrico
		hidromórfico (Ekg)	arênico
			típico
	Humilúvicos	hiperespesso (EKu)	típico
			dúrico
			fragipânico
		órtico (EKo)	esessarênico
			arênico
			típico
		hidromórfico (ESg)	hístico
			dúrico
			arênico
			típico
Espodossolo	Ferrilúvicos	hiperespesso (ESu)	típico
			dúrico
			fragipânico
		órtico (ESo)	esessarênico
			arênico
			típico
		hidromórfico (ESKg)	hístico
			dúrico
			arênico
			típico
	Ferrihumilúvicos	hiperespesso (ESKu)	típico
			dúrico
			fragipânico
			carbonático
		órticos (ESKo)	arênico êutrico
			esessarênico
			êutrico
			arênico
			típico

5. Gleissolos - G

Solos que apresentam horizonte glei imediatamente abaixo de um horizonte A, ou de horizonte hístico com menos de 40 cm de espessura, ou horizonte glei começando dentro de 50 cm da superfície do solo; não apresentam horizonte plântico ou vértico acima do horizonte glei ou coincidente com este, nem horizonte B textural com mudança textural abrupta coincidente com horizonte glei, nem qualquer tipo de horizonte diagnóstico acima do horizonte glei.

No 2º nível **categórico** os Gleissolos podem ser:

- Gleissolos Tiomórficos - GJ

Quando apresentarem horizontes sulfúricos e/ou materiais sulfídricos, dentro de 100 cm da superfície do solo.

- Gleissolos Sálícos - GZ

Quando apresentarem caráter sálico ($CE \geq 7$ dS/m) dentro de 100 cm da superfície do solo.

- Gleissolos Melânicos - GM

Quando apresentarem horizonte H hístico com menos de 40 cm de espessura, ou horizonte A húmico, proeminente ou chernozêmico.

- Gleissolos Háplícos - GX

Quando não se enquadram nas classes anteriores.

Tabela 5. Exemplos de classes de Gleissolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Gleissolo Melânico eutrófico típico	Taim Colégio
Gleissolo Háplico Ta eutrófico vértico	Banhado

Para o 3º e 4º Nível **categórico**, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Os **Gleissolos Tiomórficos húmicos** podem ser:

- sódicos; - sálícos; - solódicos; - típicos

Os **Gleissolos Tiomórficos órticos** podem ser:

- organossódicos; - sódicos; - solódicos; - antropogênicos; - típicos

Os **Gleissolos Sálícos sódicos** podem ser:

- tiônicos; - argissódicos; - típicos

Os **Gleissolos Sálícos órticos** podem ser:

- vérticos; - solódicos; - típicos

Os **Gleissolos Melânicos alíticos** podem ser:

- organossólicos; - câmbicos; - típicos

Os **Gleissolos Melânicos alumínicos** podem ser:

- organossólicos; - câmbicos; - típicos

Os **Gleissolos Melânicos Tb distróficos** podem ser:

- organossólicos; - câmbicos; - plínticos; - argissólicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Melânicos Tb eutróficos** podem ser:

- organossólicos; - lépticos; - plíntico; - câmbicos; - argissólicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Melânicos Ta distróficos** podem ser:

- organossólicos; - lépticos; - câmbicos; - tiônico; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Melânicos carbonáticos** podem ser:

- lépticos; - solódicos; - vérticos; - câmbicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Melânicos Ta eutróficos** podem ser:

- organossólicos; - lépticos; - câmbicos; - luvisólicos; - solódicos; - vérticos; - chernossólicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Hápticos alíticos** podem ser:

- câmbicos; - argissólicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Hápticos alumínicos** podem ser:

- câmbicos; - argissólicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Hápticos Tb distróficos** podem ser:

- lépticos; - plínticos; - argissólicos; - câmbicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Hápticos Tb eutróficos** podem ser:

-lépticos; - plínticos; - argissólicos; - câmbicos; -solódico; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Hápticos Ta distróficos** podem ser:

- lépticos; - argissólicos; - câmbicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Hápticos carbonáticos** podem ser:

- lépticos; - vérticos; - câmbicos; - neossólicos; - típicos

Os **Gleissolos Hápticos Ta eutróficos** podem ser:

- lépticos; - luvisólicos; - câmbicos; - solódicos; - tiônicos; - vérticos; - neossólico; - típicos

Chave para classificação dos Gleissolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível	
Gleissolo	Tiomórfico	húmico (GJh)	4 classes	
		órtico (GJo)	5 classes	
		Sálico	sódico (GZn)	3 classes
			órtico (GZo)	3 classes
			alítico (GMal)	3 classes
		Melânico	alumínico (GMa)	3 classes
			Tb distrófico (GMbd)	6 classes
			Tb eutrófico (GMbe)	7 classes
			Ta distrófico (GMvd)	6 classes
			carbonático (GMk)	6 classes
	Ta eutrófico (GMve)		9 classes	
	Háplico		alítico (GXal)	4 classes
			alumínico (GXa)	4 classes
			Tb distrófico (GXbd)	6 classes
			Tb eutrófico (GXbe)	7 classes
			Ta distrófico (GXvd)	5 classes
			carbonático (GXk)	5 classes
		Ta eutrófico (GXve)	8 classes	

6. Latossolos - L

Solos que apresentam horizonte B latossólico, imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A, dentro de 200 cm da superfície do solo ou dentro de 300 cm, se o horizonte A apresenta mais que 150 cm de espessura.

No 2º nível categórico os Latossolos podem ser:

Latossolos Brunos - LB

Quando apresentarem matiz 4YR ou mais amarelo no horizonte BA ou em todo o horizonte B, em concomitância com valor úmido menor ou igual a 4, e apresentando os seguintes requisitos:

- horizonte A húmico ou teores de carbono orgânico acima de 1% até 70 cm ou mais de profundidade;
- alta capacidade de retração do solo com a perda de umidade evidenciado pelo fendilhamento acentuado em cortes de barrancos, expostos ao sol por curto espaço de tempo (uma semana ou mais), formando uma estrutura do tipo prismática.

Latossolos Amarelos - LA

Quando apresentarem matiz mais amarelo que 7,5YR na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).

Latossolos Vermelhos - LV

Quando apresentarem matiz 2,5 YR ou mais vermelhos na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA).

Latossolos Vermelho-Amarelos - LVA

Outros solos de cores vermelho-amareladas e amarelo-avermelhadas que não se enquadram nas classes anteriores.

Tabela 6. Exemplos de classes de Latossolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Latossolo Bruno aluminoférrico típico	Vacaria
Latossolo Vermelho distroférico típico	Santo Ângelo
Latossolo Vermelho aluminoférrico típico	Erechim
Latossolo Vermelho distrófico típico	Cruz Alta; Passo Fundo
Latossolo Vermelho distrófico argissólico	Cerrito

Chave para classificação dos Latossolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível	
Latossolo	Bruno	acriférico (LBwf)	2 classes	
		ácrico (LBw)	2 classes	
		aluminoférrico (LBaf)	2 classes	
		alumínico (LBa)	3 classes	
		distroférico (LBdf)	2 classes	
		distrófico (LBd)	3 classes	
		alumínico (LAa)	2 classes	
		distrocoeso (LAdx)	6 classes	
		acriférico (LAWf)	2 classes	
		ácrico (LAW)	4 classes	
		Amarelo	distroférico (LAdf)	2 classes
			distrófico (LAd)	6 classes
		eutrófico (LAe)	3 classes	
		Perférrico (LVi)	3 classes	
		aluminoférrico (LVaf)	3 classes	
		acriférico (LVwf)	3 classes	
		distroférico (LVdf)	5 classes	
	Vermelho	eutroférico (LVef)	3 classes	
		ácrico (LVw)	2 classes	
		distrófico (LVd)	4 classes	
		eutrófico (Lve)	4 classes	
		aluminico (LVAa)	2 classes	
		acriférico (LVAwf)	2 classes	
		ácrico (LVAw)	2 classes	
	Vermelho-Amarelo	distroférico (LVAdf)	3 classes	
		distrófico (LVAd)	6 classes	
		eutrófico (LVAe)	3 classes	

Para o 3º e 4º Nível **categórico**, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Os **Latossolos Brunos acriférricos** podem ser: - rúbricos; - típicos

Os **Latossolos Brunos ácricos** podem ser: - rúbricos; - típicos

Os **Latossolos Brunos aluminoférricos** podem ser: - rúbricos; - típicos

Os **Latossolos Brunos alumínicos** podem ser:

- rúbricos; - câmbicos; - típicos

Os **Latossolos Brunos distroférricos** podem ser:

- rúbricos; - típicos

Os **Latossolos Brunos distróficos** podem ser:

- rúbricos; - câmbicos; - típicos

Os **Latossolos Amarelos alumínicos** podem ser:

- argissólicos; - típicos

Os **Latossolos Amarelos distrocoesos** podem ser:

- antrópicos; - húmicos; - argissólicos; - petroplínticos; - plínticos; - típicos

Os **Latossolos Amarelos acriférricos** podem ser:

- húmicos; - típicos

Os **Latossolos Amarelos ácricos** podem ser:

- húmicos; - petroplínticos; - plínticos; - típicos

Os **Latossolos Amarelos distroférricos** podem ser:

- húmicos; - típicos

Os **Latossolos Amarelos distróficos** podem ser:

- antrópicos; - húmicos; - câmbicos; - argissólicos; - petroplínticos; - típicos

Os **Latossolos Amarelos eutróficos** podem ser:

- câmbicos; - argissólicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelhos perférricos** podem ser:

- húmicos; - câmbicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelhos aluminoférricos** podem ser:

- húmicos; - câmbicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelhos acriférricos** podem ser:

- húmicos; - petroplínticos; - típicos

Os **Latossolos Vermelhos distroférricos** podem ser:

- húmicos; - câmbicos; - nitossólicos; - plínticos; - típicos

Os **Latossolos Vermelhos eutroférricos** podem ser:

- câmbicos; - chernossólicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelhos ácricos** podem ser:

- húmicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelhos distróficos** podem ser:

- húmicos; - câmbicos; - argissólicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelhos eutróficos** podem ser:

- câmbicos; - argissólicos; - chernossólicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelho-Amarelos alumínicos** podem ser:

- argissólicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelho-Amarelos acriférricos** podem ser:

- húmicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelho-Amarelos ácidos** podem ser:

- húmicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelho-Amarelos distroférricos** podem ser:

- câmbicos; - argissólicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos** podem ser:

- húmicos - câmbicos; - plínticos; - nitossólicos; - argissólicos; - típicos

Os **Latossolos Vermelho-Amarelos eutróficos** podem ser:

- câmbicos; - argissólicos; - típicos

7. Luvisolos - T

Solos que apresentam argila de atividade alta, alta saturação por bases e horizonte B textural ou nítico imediatamente abaixo de A fraco, ou moderado ou proeminente, ou horizonte E, e satisfazendo ainda os seguintes requisitos:

- horizonte plântico, se presente, não é coincidente com a parte superficial do horizonte B textural;
- horizonte glei, se ocorrer, inicia-se após 50 cm de profundidade, não coincidindo com a parte superficial do horizonte B textural.

No 2º nível categórico os Luvisolos podem ser:

Luvisolos Crômicos - TC

Solos com caráter crômico na maior parte do horizonte B (inclusive BA)

Luvisolos Háplicos – TX

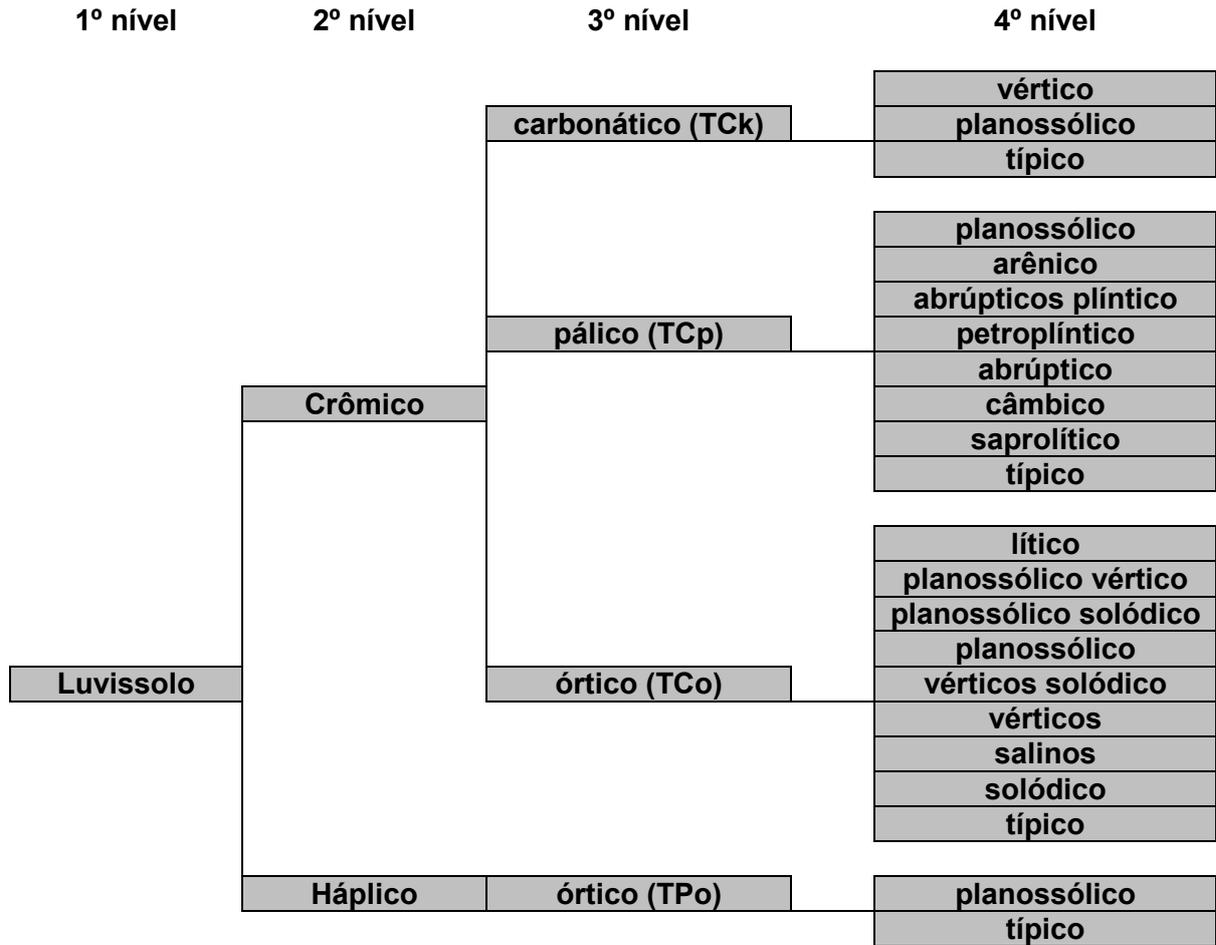
Outros solos pouco cromados na maior parte do horizonte B (exclusive Planossolo) que não se enquadram na classe anterior.

Para o 3º e 4º Nível categórico, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Tabela 7. Exemplos de classes de Luvisolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Luvisolo Crômico órtico típico	Cambai
Luvisolo Crômico pálico abrupto	Virgínia
Luvisolo Háptico órtico típico	Piraí e Bexigos

Chave para classificação dos Luvisolos



8. Neossolos - R

Solos pouco evoluídos e sem horizonte B diagnóstico

No 2º nível categórico os Luvisolos podem ser:

Neossolos Litólicos (Solos Litólicos) - RL

Solos com horizonte A ou O hístico com menos de 40 cm de espessura que está sobre a rocha ou sobre um horizonte C ou CR ou sobre material com 90% (por volume) ou mais de sua massa constituída por fragmentos de rocha com diâmetro maior do que 2 mm e que apresentam um contato lítico dentro de 50 cm da superfície do solo. Admite um horizonte B, em início de formação, cuja espessura não satisfaz a qualquer tipo de horizonte B diagnóstico.

Neossolos Flúvicos (Solos Aluviais) - RU

Solos derivados de sedimentos aluviais com horizonte A sobre horizonte C constituído de camadas estratificadas, sem relação pedogenética entre si, apresentando um ou ambos requisitos:

- decréscimo irregular do conteúdo de carbono orgânico em profundidade, dentro de 200 cm da superfície do solo; e/ou
- camadas estratificadas em 25% ou mais do volume do solo, dentro de 200 cm da superfície do solo.

Neossolos Regolíticos - RR

Solos com horizonte A sobrejacente a horizonte C ou Cr; admite horizonte Bi com menos de 10 cm de espessura, e apresenta contato lítico a uma profundidade maior do que 50 cm, e ambos ou um dos seguintes requisitos:

- 4% ou mais de minerais primários alteráveis (menos resistentes ao intemperismo) na fração areia grossa ou areia fina, porém referidos a 100g de TFSA em algum horizonte dentro de 200 cm a partir da superfície; e/ou
- 5% ou mais do volume da massa do horizonte C ou Cr, dentro de 200 cm de profundidade, apresentando fragmentos de rocha semi-intemperizada, saprólito ou fragmentos formados por restos da estrutura orientada da rocha (pseudomorfos) que deu origem ao solo.

Neossolos Quartzarênico - RQ

Outros solos com sequência de horizontes A, C. Não apresenta contato lítico dentro de 50 cm de profundidade e possui textura areia ou areia franca até, no mínimo, 150 cm de profundidade a partir da superfície do solo ou até um contato lítico.

Tabela 8. Exemplos de classes de Neossolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Neossolo Flúvico	Guaíba
Neossolo Litólico eutrófico chernossólico	Charrua
Neossolo Litólico eutrófico fragmentário	Pedregal
Neossolo Litólico distrófico típico	Pinheiro Machado Guassupi; Caxias; Silveiras
Neossolo Quartzarênico órtico típico	Osório
Neossolo Quartzarênico hidromórfico típico	Curumim

Para o 3º e 4º Nível categórico, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Os **Neossolos Litólicos hísticos** pode ser:

- típicos

Os **Neossolos Litólicos húmicos** pode ser:

- espódicos; - típicos

Os **Neossolos Litólicos distro-úmbricos** pode ser:

- fragmentários; - típicos

Os **Neossolos Litólicos distróficos** pode ser:

- fragmentários; - típicos

Os **Neossolos Litólicos eutro-úmbricos** pode ser:

- fragmentários; - típicos

Os **Neossolos Litólicos eutróficos** pode ser:

- fragmentários; - típicos

Os **Neossolos Litólicos chernossólicos** pode ser:

- fragmentários; - típicos

Os **Neossolos Litólicos carbonáticos** pode ser:

- fragmentários; - típicos

Os **Neossolos Flúvicos sálicos** pode ser:

- solódicos; - típicos

Os **Neossolos Flúvicos sódicos** pode ser:

- vérticos; - salinos; - típicos

- Os **Neossolos Flúvicos carbonáticos** pode ser:

- típicos

- Os **Neossolos Flúvicos psamíticos** pode ser:

- ? (esta faltando no sistema)

Os **Neossolos Flúvicos Tb distróficos** pode ser:

- gleissólicos; - típicos

Os **Neossolos Flúvicos Tb eutróficos** pode ser:

- gleissólicos; - solódicos; - típicos

Os **Neossolos Flúvicos Ta eutróficos** pode ser:

- gleissólicos; - vérticos solódicos; - vérticos; - solódicos; - salinos; - carbonáticos; - típicos

Os **Neossolos Regolítico húmicos** pode ser:

- lépticos; - típicos

Os **Neossolos Regolítico distro-úmbricos** pode ser:

- lépticos; - típicos

Os **Neossolos Regolítico distróficos** pode ser:

- lépticos fragipânicos; - lépticos; - fragipânicos; - típico

Os **Neossolos Regolítico entro-úmbricos** pode ser:

- lépticos; - típicos

Os **Neossolos Regolítico eutrófico** pode ser:

- lépticos fragipânicos; - lepticos solódicos; - lépticos; - fragipânicos; - solódicos; - típicos

Os **Neossolos Quartzarênicos hidromórficos** pode ser:

- hísticos; - espódicos; - plínticos; - típicos

Os **Neossolos Quartzarênicos órticos** pode ser:

- húmicos; - fragipânicos; - solódicos; - êutricos; - lépticos; - espódicos; - plínticos; - gleissólicos; - latossólicos; - argissólicos; - típicos

Chave para classificação dos Neossolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível
		hístico (RLi)	1 classe
		húmico (RLh)	2 classes
		distro-úmbrico (RLdh)	2 classes
	Litólico	distrófico (RLd)	2 classes
		eutro-úmbrico (RLeh)	2 classes
		eutrófico (RLe)	2 classes
		chernossólico (RLm)	2 classes
		carbonático (RLk)	2 classes
		sálico (RUz)	2 classes
		sódico (RUn)	3 classes
		carbonático (RUk)	1 classe
Neossolo	Flúvico	psamítico (RUq)	?
		Tb distrófico (RUbd)	2 classes
		Tb eutrófico (RUbe)	3 classes
		Ta eutrófico (RUve)	7 classes
		húmico (RRh)	2 classes
		distro-úmbrico (RRdh)	2 classes
	Regolítico	distrófico (RRd)	4 classes
		eutro-úmbrico (RReh)	2 classes
		eutrófico (RRe)	6 classes
		hidromórfico (ROg)	4 classes
	Quartzarênico	órtico (ROo)	11 classes

9. Nitossolos - N

Solos que apresentam horizonte B nítico, com argila de atividade baixa imediatamente abaixo do horizonte A ou dentro dos primeiros 50 cm do horizonte B.

No **2º nível categórico** os Nitossolos podem ser:

Nitossolos Brunos - NB

Solos com matizes 4YR ou mais amarelos na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (exclusive BA).

Nitossolos Vermelhos - NV

Solos com matiz 2,5 YR ou mais vermelho na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (exclusive BA).

Nitossolos Háplicos - NX

Outros solos que não se enquadram na classe anterior

Para o **3º e 4º Nível categórico**, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Tabela 9. Exemplos de classes de Nitossolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Nitossolo Vermelho distroférico típico	Estação São Borja

Chave para classificação dos Nitossolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível	
Nitossolo	Bruno	aluminoférrico (NBaf)	húmico rúbrico húmico rúbrico típico	
		aluminico (Nba)	húmico rúbrico húmico rúbrico típico	
		distroférrico (NBdf)	húmico rúbrico húmico rúbrico típico	
		distrófico (NBd)	húmico rúbrico húmico rúbrico típico	
		alítico (NVal)	húmico típico	
		aluminico (NVa)	húmico umbrico típico	
		distroférrico (NVdf)	latossólico típico	
		Vermelho	distrófico (NVd)	argissólico latossólico úmbrico típico
			eutroférrico (NVef)	chernossólico plíntico latossólico típico
	eutrófico (NVe)		léptico latossólico chernossólico típico	
	aluminico (NXa)		latossólico úmbrico típico	
	Háplico	distrófico (NXd)	húmico argissólico latossólico úmbrico típico	
		eutrófico (NXe)	chernossólico léptico típico	

10. Organossolos - O

São solos constituídos por material orgânico, que apresentam horizonte O ou H hístico com teor de matéria orgânica ≥ 200 g/kg de solo ($\geq 20\%$ em massa), com espessura mínima de 40 cm ou com no mínimo 30 cm de espessura, quando sobrejacente a contato lítico.

No 2º nível categórico os Organossolos podem ser:

Organossolos Tiomórficos - OJ

Solos que apresentam horizonte sulfúrico e/ou materiais sulfídricos dentro de 100 cm da superfície do solo.

Organossolos Fólicos - OO

Solos que estão saturados por água, no máximo por 30 dias consecutivos por ano e que apresentam horizonte O hístico com acumulação de material orgânico com no mínimo 30 cm de espessura quando sobrejacente a contato lítico ou fragmentos de rocha ou com no mínimo 40 cm de espessura, quando ocupando os interstícios de material constituído por fragmentos de rocha.

Organossolos Háplicos - OX

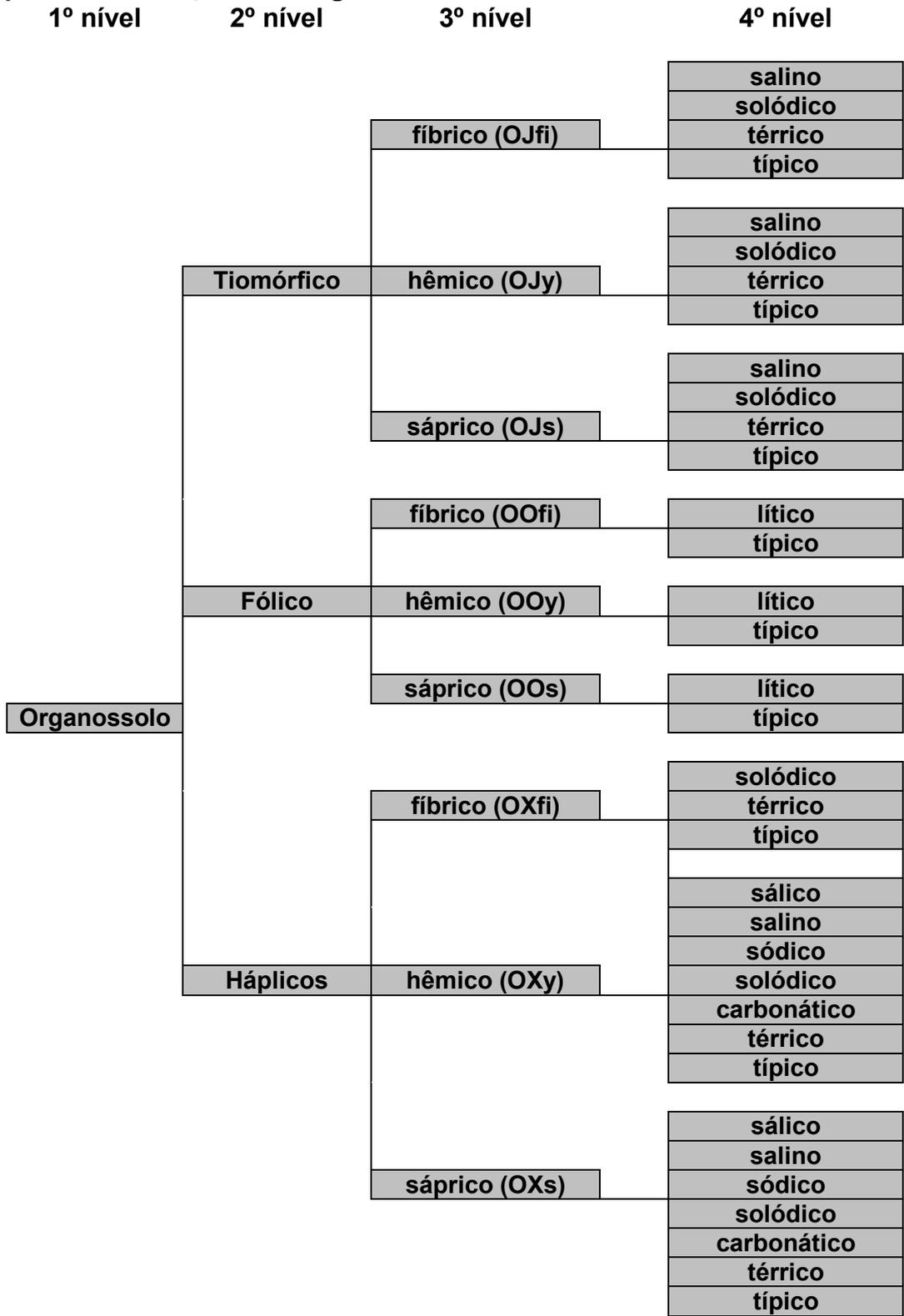
Solos que apresentam teor de matéria orgânica ≥ 650 g/kg de solo e $D_s \leq 0,15$ Mg/dm³.

Para o 3º e 4º Nível categórico, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Tabela 10. Exemplos de classes de Organossolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de solos do RS (Brasil¹, 1973 e Kämpf & Schneider², 1989).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Organossolo Tiomórfico sáprico salino	Taim ¹
Organossolo Mésico sáprico térrico	Itapuã ¹
Organossolo Háplico fíbrico típico	Torres ²
Organossolo Háplico hêmico típico	Barcelos ²

Chave para classificação dos Organossolos



11. Planossolos - S

São solos com horizonte A ou E seguido de horizonte B plânico que satisfazem os seguintes requisitos:

- horizonte plântico, se presente, coincide com um destes dois horizontes;
- horizonte glei, se presente, coincide com o B plânico.

No 2º nível **categórico** os Planossolos podem ser:

Planossolos Nátricos - SN

Quando apresentarem horizonte plânico com caráter sódico, imediatamente abaixo de um horizonte A ou E.

Planossolos Hápticos - SX

Quando não se enquadrarem nas classes anteriores

Para o 3º e 4º Nível **categórico**, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Tabela 11. Exemplos de classes de Planossolos encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Planossolo Háptico eutrófico arênico	Vacacaí
Planossolo Háptico eutrófico solódico	Pelotas
Planossolo Háptico eutrófico vértico	Bagé
Planossolo Háptico eutrófico típico	São Gabriel

Chave para classificação dos Planossolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível		
Planossolo	Nátrico	carbonático (SNk)	vértico típico		
		sálico (SNz)	arênico dúrico flúvico típico		
			órtico (SNo)	esessarênico arênico vértico plíntico dúrico salino gleissólico típico	
				alítico (SXal)	gleissólico típico
		alumínico (SXA)			gleissólico arênico típico
				carbonático (SXk)	solódico vértico típico
		sálico (SXz)			arênico solódico vértico gleissólico típico
				Háplico	eutrófico (SXe)
			distrófico (SXd)		

12. Plintossolos - F

Solos que apresentam horizonte plíntico ou litoplíntico começando dentro de 40 cm, ou dentro de 200 cm quando imediatamente abaixo do horizonte A ou E, ou subjacente a horizontes que apresentam coloração pálida ou variegada, ou com mosqueados em quantidade abundante (> 20% por volume) e satisfazendo uma das seguintes cores:

- matizes 2,5 Y ou 5 Y; ou
- matizes 10 YR ou 7,5 YR, com cromas baixos, normalmente igual ou inferior a 4, podendo atingir 6, no caso do matiz 10 YR; ou
- os mosqueados em quantidade abundante, se presentes, devem apresentar matizes e/ou cromas de acordo com os itens a ou b e a matiz do solo tem coloração desde avermelhada até amarelada; ou
- horizontes de coloração pálida (cores acinzentadas, brancas ou amarelado-claras), com matizes e/ou cromas de acordo com os itens a ou b, podendo ou não ocorrer mosqueados de coloração desde avermelhada até amarelada.

No 2º nível **categórico** os Plintossolos podem ser:

Plintossolos Pétricos - FF

Quando apresentarem horizonte litoplíntico, com 10 cm ou mais de espessura ou 50% ou mais de petroplintita formando uma camada com espessura mínima de 15 cm, dentro de 40 cm da superfície do solo ou imediatamente abaixo do horizonte A ou E.

Plintossolos Argilúvicos - FT

Quando apresentarem horizonte B textural coincidindo com o horizonte plíntico.

Plintossolos Háplicos - FX

Quando não se enquadrarem nas classes anteriores.

Tabela 12. Exemplo de Plintossolo encontrado no RS e possível equivalência com denominação regional do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Plintossolo Argilúvico eutrófico abrupto	Durasnal

Chave para classificação dos Plintossolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível	
Plintossolo	Pétrico	litoplântico (FFIt)	3 classes	
		concrecionário (FFc)	9 classes	
			alítico (FTal)	7 classes
	Argilúvico	alumínico (FTa)	7 classes	
		distrófico (FTd)	8 classes	
		eutrófico (FTe)	8 classes	
		alítico (FXal)	5 classes	
		alumínico (FXa)	5 classes	
		Háplico	distrófico (FXd)	5 classes
			eutrófico (FXe)	5 classes

Para o 3º e 4º Nível categórico, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Os **Plintossolos Pétricos litoplânticos** podem ser: - ênticos; - arênicos ; - típicos

Os **Plintossolos Pétricos Concrecionários** podem ser: - ênticos; - êutricos; - líticos; - lépticos; - gleissólicos; - câmbicos; - argissólicos; - latossólicos; -típicos

Os **Plintossolos Argilúvicos Alíticos** podem ser: - arênicos; - espessarênicos; - espessos; - abrupáticos; - gleissólicos; - petroplânticos; -típicos

Os **Plintossolos Argilúvicos Alumínicos** podem ser: - arênicos; - espessarênicos; - espessos; - abrupáticos; - gleissólicos; - petroplânticos; -típicos

Os **Plintossolos Argilúvicos distróficos** podem ser: - arênicos; - espessarênicos; - espessos; - abrupáticos; - solódicos; - gleissólicos; - petroplânticos; -típicos

Os **Plintossolos Argilúvicos eutróficos** podem ser: - arênicos; - espessarênicos; - espessos; - abrupáticos; - solódicos; - gleissólicos; - petroplânticos; -típicos

Os **Plintossolos Háplicos alíticos** podem ser: - líticos; - lépticos; - solódicos; - petroplânticos; - típicos

Os **Plintossolos Háplicos alumínicos** podem ser: - líticos; - lépticos; - solódicos; - petroplânticos; - típico

Os **Plintossolos Háplicos distróficos** podem ser: - líticos; - lépticos; - solódicos; - petroplânticos; - típicos

Os **Plintossolos Háplicos eutróficos** podem ser: - líticos; - lépticos; - solódicos; - petroplânticos; - típicos

13. Vertissolos - V

São solos com horizonte vértico entre 25 e 100 cm de profundidade e relação textural insuficiente para caracterizar um B textural, e apresentando, ainda, os seguintes requisitos:

- teor de argila de, no mínimo, 30% nos 20 cm superficiais, após misturados;
- fendas verticais no período seco, com pelo menos 1 cm de largura;
- ausência de material com contato lítico, ou horizonte petrocálcico, ou duripã dentro dos primeiros 30 cm de profundidade;
- ausência de qualquer tipo de horizonte B diagnóstico acima do horizonte vértico.

No 2º nível **categórico** os Vertissolos podem ser:

Vertissolos Hidromórficos - VG

Quando apresentarem horizonte glei dentro dos primeiros 50 cm, ou entre 50 e 100 cm desde que precedido por horizonte de cores acinzentadas.

Vertissolos Ebânicos - VE

Quando apresentarem caráter ebânico, na maior parte dos horizontes, dentro de 100 cm da superfície do solo.

Vertissolos Háplicos - VX

Quando não se enquadrarem nas classes anteriores.

Para o 3º e 4º Nível **categórico**, as tabelas resumos devem ser consultadas.

Tabela 13. Ex. de classes de Vertissolo encontradas no RS e possível equivalência com denominações regionais do levantamento de reconhecimento de solos do RS (Brasil, 1973).

Classe de solo	Unidade de Mapeamento
Vertissolo Ebânico órtico chernossólico	Aceguá
Vertissolo Ebânico órtico típico	Escobar

Chave para classificação dos Vertissolos

1º nível	2º nível	3º nível	4º nível	
Vertissolo	Hidromórfico	sódicos(VGn)	salino carbonático típico	
		sálico (VGz)	solódico típico	
		carbonático (VGk)	solódico típico	
		órtico (VGo)	chernossólico solódico típico	
		sódico (VEm)	salino típico	
		Ebânico	carbonático (VEk)	chernossólico típico
			órtico (VEo)	solódico chernossólico típico
			sálico (VXz)	lítico gleissólico solódico típico
			sódico (VXn)	lítico gleissólico salino típico
		Háplico	carbonático (VXk)	lítico chernossólico gleissólico solódico típico
	órtico (VXo)		lítico chernossólico salino solódico gleissólico típico	

7. INTRODUÇÃO AO LEVANTAMENTO DE SOLOS

Os solos e sua variabilidade na paisagem

A variabilidade espacial dos solos é um fenômeno natural resultante da interação dos diferentes fatores e processos de formação e suas inter-relações com o ambiente, podendo ou não ser acentuada pela ação antrópica. As diversas combinações de fatores (clima, relevo, organismos, tempo e material de origem) promovem a ação de um determinado processo pedogenético, imprimindo ao solo propriedades intrínsecas que os diferenciam. Em ambientes antropogênicos, a variabilidade pedológica é acentuada devido à pressão antrópica sobre estas áreas.

A relação do levantamento de solos com a identificação da sua variabilidade espacial é baseada na escala de trabalho. Os levantamentos de solos são estudos previsíveis, considerando os solos como corpos geográficos, determinando a relação única do arranjo das propriedades destes observadas na natureza. Existe uma relação forte entre a detecção de variabilidade do solo e a escala de publicação final do mapa de solos. Os levantamentos de solos são capazes de detectar apenas parte da variabilidade pedológica existente em uma determinada área, aumentando esta capacidade conforme aumenta o seu nível de detalhe. Sendo assim, é importante considerar que os dados apresentados nos mapas de solos não são totalmente precisos, e o seu uso para as mais diversas finalidades é dependente da escala de trabalho.

Relação solo - paisagem

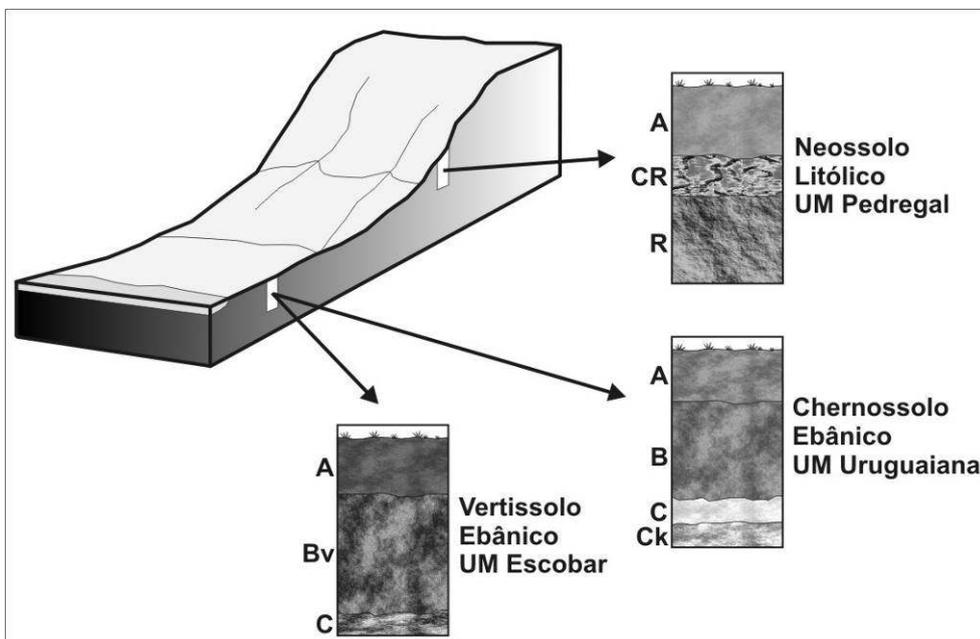
A apreciação da variabilidade dos solos e da confiabilidade dos mapas requer, primeiramente, o entendimento de como se dá o processo de mapeamento dos solos. O pedólogo, ao realizar o levantamento de solos, utiliza-se de esquemas de predição e verificação, sendo as predições baseadas no estudo cuidadoso da relação solo - paisagem.

Muitos componentes da paisagem são previsíveis, assim como os solos quando associados a esses. Nesse sentido, existe uma relação entre a morfologia da paisagem e a ocorrência de determinadas unidades de solos, a qual facilita o processo de mapeamento e auxilia na previsão das propriedades de áreas não mapeadas. Ao efetuar o mapeamento de solos, o pedólogo considera cada compartimento da paisagem, sendo estes expressos pela configuração da vegetação, declividade, altitude, e considerados como limites potenciais entre diferentes unidades de mapeamento. Uma vez identificadas estas unidades, é planejada uma saída de campo para checar as mesmas e ajustar a legenda preliminar, ou seja, conferir e aferir a relação solo - paisagem. Esse processo faz uso da experiência do pedólogo em morfologia e gênese do solo e nos princípios básicos de classificação e relação solo - paisagem. Conhecer a relação solo-paisagem para uma área consiste em perceber como os fatores de formação se combinaram para estabelecer quais os processos de formação do

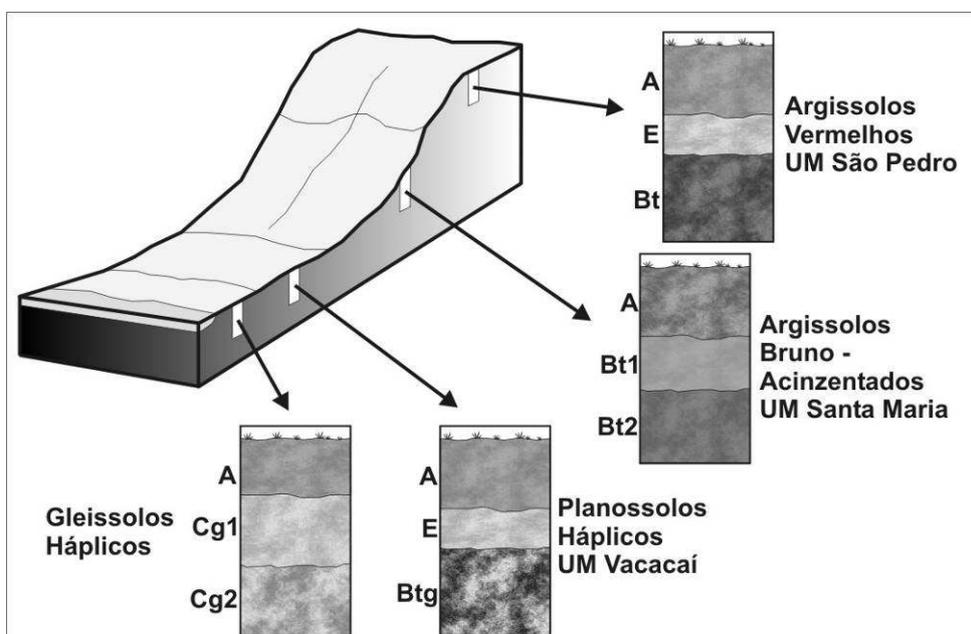
solo atuantes e sua relação de dominância. Estas relações são dinâmicas no tempo e no espaço, e devem ser compreendidas para cada área e escala mapeada.

No caso do RS, existem diversas configurações quanto à relação solo - paisagem, sendo o seu entendimento muito importante não só para o levantamento dos solos, mas também como ferramenta no planejamento de uso adequado das terras. A distribuição dos solos na paisagem é influenciada, principalmente, pelo relevo, o qual atua na diversidade do regime hídrico, diferenciando os solos pela quantidade de água que percola no perfil (drenagem). A conformação dos solos na paisagem da região da Depressão Central do estado do RS pode ser visualizada com riqueza de detalhes em Streck et al. (2002), assim como as demais regiões do estado encontram-se em Brasil (1973).

Nas figuras abaixo são apresentadas duas topossequências com relação solo - paisagem típicas no RS, características da região da Campanha e Depressão Central.



Topossequência da Campanha do RS.



Topossequência da Depressão Central do RS.

Sensoriamento remoto aplicado ao levantamento de solos

Na ciência do solo, mais especificamente na pedologia, o sensoriamento remoto é uma ferramenta intensamente explorada para diversas finalidades. Sua utilização é importante nos levantamentos de solos em diferentes escalas, determinação do potencial e dos conflitos de uso das terras, caracterização morfológica, química e mineralógica de amostras de solos, sempre facilitando os processos de obtenção de dados necessários a essas atividades, através da redução dos custos e tempo empregados nas mesmas.

O sensoriamento remoto pode ser designado como o conjunto de técnicas utilizadas na obtenção de informações sobre um objeto ou fenômeno sem que haja contato físico com o mesmo, através da radiação eletromagnética gerada por fontes naturais como o sol, ou por fontes artificiais, como um radar ou uma lâmpada.

Todos os produtos do sensoriamento remoto resultantes de sensores orbitais e suborbitais apresentam a limitação de não registrarem informações relacionadas a cor, textura, tipo de material de origem e outras características em subsuperfície, as quais são utilizadas na identificação dos diferentes solos. No entanto, tal fato não deprecia a significativa utilidade desses produtos na assistência de diferentes atividades pedológicas. Os produtos mais usados na pedologia são as fotografias aéreas e imagens de satélites.

- Fotografias aéreas: São geradas pelos sensores sub-orbitais, ou seja, aeronaves contendo câmeras especiais para esta finalidade. As fotografias aéreas são muito úteis nos levantamentos de solos e na avaliação das terras.

- Imagens de satélites: São geradas pelos sensores orbitais, ou seja, abordo de satélites que apresentam esta finalidade. Possuem a característica de serem multiespectrais (várias bandas),

sendo muito úteis em mapeamento de fenômenos dinâmicos como erosão e umidade do solo, e avaliação das terras.

Uso de fotografias aéreas na pedologia

O principal uso das fotografias aéreas na pedologia está relacionado com os levantamentos de solos. As fotografias aéreas são extremamente importantes, pois auxiliam em diferentes fases do levantamento, sendo muito úteis na confecção do mapa base por fotogrametria, permitindo a fotointerpretação com a divisão dos diferentes compartimentos da paisagem, possibilitando um planejamento mais adequado das operações de campo, tais como: seleção das rotas, seleção dos pontos amostrais representativos e seleção das topossequências mais representativas. O uso das fotografias aéreas também é importante na revisão da fotointerpretação após as saídas de campo e na apresentação final dos mapas de solos.

Interpretação de fotografias aéreas

A interpretação visual de fotografias aéreas, chamada de fotointerpretação, permite a coleta de informações provenientes dos dados constantes nas fotografias. A fotointerpretação nada mais é do que o reconhecimento das diferenças na escala de cinza juntamente com o relevo podendo ser dividida em até três etapas: a fotoleitura, a fotoanálise e a fotointerpretação.

Na primeira, realiza-se uma observação superficial apenas reconhecendo as diferentes feições da paisagem. Na segunda, o fotointerprete utiliza a técnica e sua experiência para identificar e separar as diferentes feições contidas nas fotos, ordenando estas informações em uma legenda interpretativa. Na última fase, ocorre a interpretação propriamente dita, onde o fotointerprete utiliza o raciocínio lógico, dedutivo e indutivo para compreender e explicar o comportamento de cada objeto contido nas fotografias.

O processo de fotointerpretação é baseado em características do terreno visíveis nas fotografias, ou seja, variações na escala de cinza denominadas de tonalidade, textura, forma, padrão e sombra.

Padrão: refere-se à distribuição espacial de algumas feições de determinados elementos da paisagem como as redes de drenagens.

Tonalidade e cor: os diferentes alvos sobre a superfície terrestre refletem a energia solar de maneira distinta. A quantidade de energia refletida pelos alvos é associada a tons de cinza, neste caso diferentes alvos poderão apresentar tonalidades diferentes ou semelhantes, como por exemplo, uma lavoura de arroz e outra de trigo, estas duas apresentaram reflectância semelhantes,

confundindo-se na foto pelo tom de cinza muito próximo. No caso da cor, fotografias coloridas podem facilitar a interpretação, pois os olhos humanos já estão mais habituados com as cores e estas facilitam a diferenciação das culturas e seus estádios de desenvolvimento.

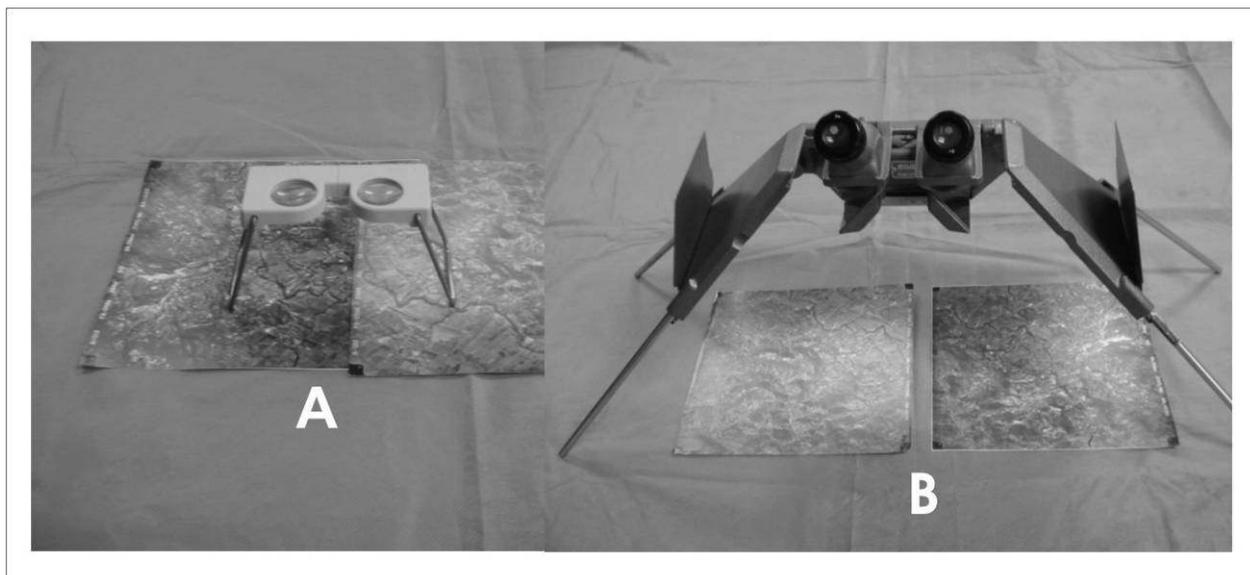
Forma e tamanho: estas características são importantes e devem ser utilizadas em associação com outras para permitir a identificação mais segura de objetos na foto. É comum utilizarmos a forma e o tamanho para a identificação de áreas agrícolas, as quais possuem formas regulares e tamanhos variados, cursos de rios com o formato serpenteado, etc.

Textura: o efeito da textura é resultado da junção de vários alvos que, na sua individualidade, não podem ser detectados, neste caso, a textura é dependente da escala da fotografia. Pode variar de lisa até rugosa, sendo as áreas agrícolas de textura mais lisa e as áreas de floresta nativa mais rugosas devido a diferença de tamanho das árvores, onde as maiores promovem sombra sobre as menores, reduzindo sua reflectância e provocando a sensação de rugosidade.

Sombra: é provocada pelo relevo, do lado oposto a incidência da luz solar. Dificulta a identificação de alvos por alterar a reflectância natural dos mesmos.

Estereoscopia

Uma das principais ferramentas utilizadas na fotointerpretação é a estereoscopia, a qual permite a visualização em três dimensões de pares estereoscópicos fotográficos. As câmeras fotográficas aéreas produzem duas imagens da mesma cena (estereopares) pela exposição sucessiva na linha de vôo. Esses estereopares ou pares estereoscópicos são fundidos em uma única imagem através do instrumento chamado estereoscópio, proporcionando a percepção de profundidade, permitindo a visualização em três dimensões. Esse fenômeno óptico é extremamente importante no entendimento da geomorfologia e no delineamento dos diferentes compartimentos da paisagem da área estudada.



A – Estereoscópio de bolso; B – estereoscópio de espelhos

Uso de imagens de satélites na pedologia

As imagens geradas a partir de sensores orbitais (satélites) apresentam grande utilidade em análise ambiental. A utilização de imagens orbitais em estudos pedológicos está relacionada com o tipo de estudo, seus objetivos e a resolução espacial da imagem. As imagens disponíveis atualmente, em termos de custo, nos centros de pesquisa são geradas pelos satélites Landsat e Spot, com resolução espacial de 30, 15 e 10 metros. Uma imagem com resolução de 30 metros não é adequada para um levantamento detalhado de solos ao nível de propriedades rurais, pois se torna impossível determinar feições da superfície terrestre importantes ao nível de detalhe necessário neste caso. No entanto, a mesma imagem serve muito bem para um levantamento semidetalhado de solos ao nível de município ou região. Uma opção existente é a utilização de imagens de satélites como Ikonos e QuickBird, os quais apresentam resolução espacial de um e 0,61 metros respectivamente e, obviamente, custo muito mais alto que as imagens já mencionadas, limitando assim a sua aquisição.

Da mesma forma, as imagens de satélites também possuem outras características interessantes à pedologia, como o registro da mesma cena em diferentes faixas espectrais, o que permite a sobreposição de imagens ressaltando-se um determinado objeto na superfície terrestre, ou a utilização de uma faixa espectral para obtenção de uma informação específica, como por exemplo, a umidade superficial do solo. Este potencial das imagens está relacionado com o comportamento espectral dos diferentes alvos na superfície terrestre, os quais serão melhor discutidos na seqüência.

Interpretação de imagens de satélites

Os sinais enviados pelos sensores orbitais as estações terrenas, são transformados em dois tipos de produtos: analógico e digital. Os produtos digitais são tratados por métodos específicos de análise de dados informatizados. No caso dos produtos analógicos, o tratamento é igual aos produtos sub-orbitais (fotografias aéreas), sendo que o fotointerprete baseia-se ainda em outras características e fatores como época de obtenção das imagens, tipo de produto (pancromático ou coloridas), bandas espectrais, escalas das imagens e experiência do fotointerprete.

Comparação entre fotografias aéreas e imagens de satélites

Ainda hoje as fotografias aéreas apresentam grande utilidade para o planejamento ambiental devido a sua alta resolução espacial e a qualidade das informações fornecidas. Fotografias aéreas são frequentemente utilizadas na identificação e mapeamento de solos, da cobertura vegetal, do uso das terras, da geomorfologia da paisagem e no auxílio da interpretação de imagens orbitais (satélites).

Cálculo da escala de fotografias aéreas ou imagens de satélites

Basicamente, a escala de uma fotografia aérea, imagem de satélite ou qualquer mapa pode ser calculada por três métodos que serão descritos na seqüência.

Método mapa - foto

Basta selecionar três pontos visíveis e identificáveis na foto e no mapa, de preferência distantes entre si. Depois de marcados os pontos na fotografia, transfira-os para um mapa de escala conhecida. Meça as distâncias entre os pontos AB, BC e CA na foto com exatidão de 0,5mm e faça o mesmo para o mapa, usando a medida para cada braço do triângulo formado entre os pontos na equação a seguir:

$$\frac{\text{medida do mapa em mm}}{\text{medida da foto em mm}} \times E = E = \text{unidade da escala, onde } 1:200 \rightarrow E = 200$$

Ex: $\frac{117,5 \text{ mm}}{345 \text{ mm}} \times 50.000 = 24.855 = \text{escala aproximada } 1:25.000$

A escala aproximada da foto será a média das escalas obtidas nos três braços do triângulo. A variação máxima nestas três escalas não pode exceder 3%, caso isso ocorra deve-se refazer o

triângulo. Para minimizar os erros deve-se evitar áreas onde existe muita diferença de altitude, como terrenos montanhosos, pois a variação de escala nestes caso é maior.

Método foto - terreno

Os procedimentos neste método são os mesmos do anterior, com a diferença que as medidas do terreno substituem as medidas do mapa. Cuidar que os valores medidos no terreno estejam em metros, da seguinte forma:

$$\frac{\text{medida do terreno em metros}}{\text{medida da foto em mm}} \times 1.000 = \text{escala}$$

Ex: $\frac{8.575 \text{ metros}}{345 \text{ mm}} \times 1.000 = 24.855 = \text{escala aproximada } 1:25.000$

Da mesma maneira, a escala final será a média das três observações. Este método não é melhor que o anterior, porque exige medidas no terreno confiáveis, devendo ser utilizado somente quando mapas adequados não existirem.

8. LEVANTAMENTO DE SOLOS

O levantamento de solos consiste em identificar e mapear os solos que ocorrem numa determinada área; em analisar e interpretar os dados referentes às características e propriedades dos solos; em classificar os solos e, em confeccionar e publicar os resultados em mapas e relatórios, demonstrando a ocorrência e distribuição geográfica dos solos das áreas levantadas.

O levantamento de solos é constituído por um mapa e um texto explicativo que define, descreve e interpreta, para diversos fins, as classes de solos de uma determinada área ou região (Embrapa, 1995).

Objetivos

O objetivo principal de um levantamento pedológico é subdividir áreas heterogêneas em parcelas mais homogêneas, que apresentem a menor variabilidade possível, em função dos parâmetros de classificação, e das características utilizadas para distinção dos solos.

Mais especificamente, os levantamentos de solos objetivam:

- a) identificar as classes de solos que ocorrem em determinada área;
- b) determinar as características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos solos da área;
- c) estudar relações entre os solos e as condições ambientais, como: relevo, clima, vegetação, material de origem e condições ambientais;
- d) classificar os solos da área do levantamento, dentro de um sistema definido de classificação e em nível categórico adequado;
- e) estabelecer as unidades de solos e local seus limites, mostrando, em mapas de solos, a ocorrência, distribuição geográfica, área ocupada e o arranjo das mesmas na paisagem; e
- f) prever e determinar sua aptidão de uso para diferentes finalidades.

Os levantamentos de solos podem ser utilizados para fins práticos, como:

- a) localização de estradas, aeroportos, núcleos residenciais e industriais;
- b) avaliação para taxaço de impostos, para financiamentos, desapropriações, urbanização e outros serviços públicos;
- c) equacionamento de problemas agrícolas locais, regionais e nacionais, como: escolha de áreas prioritárias à pesquisas, projetos de colonização e desenvolvimento, programas de reflorestamento, conservação dos solos e de irrigação e drenagem;
- d) planejamento agrícola de propriedades rurais;

- e) previsão de safras;
- f) confecção de mapas interpretativos

Utilidades dos levantamentos de solos

Os levantamentos pedológicos contêm informações essenciais para bancos de dados e Sistemas de Informações Geográficas (SIG), visando interpretações territoriais e zoneamentos, em combinação com outros fatores ecológicos determinantes do equilíbrio e da manutenção da produtividade. São também, bases ideais para previsão de riscos de uso dos solos, podendo evitar que áreas inaptas para exploração agropecuária e outras atividades sejam desmatadas ou alteradas em suas condições naturais de equilíbrio, causando impactos negativos a natureza, sem o esperado retorno econômico (Embrapa,1995).

Unidades utilizadas em levantamentos de solos

Em levantamentos de solos, consideram-se três tipos básicos de unidades de solo: a) unidade taxonômica, b) unidade de mapeamento e c) tipos de terrenos.

a) Unidade Taxonômica:

A unidade taxonômica é conceituada segundo um conjunto de características e propriedades do solo, conhecidas por meio do estudo de pedons e polipedons e corresponde à unidade de classificação mais homogênea em qualquer nível categórico de sistemas taxonômicos (Embrapa,1995). Corresponde a uma classe de solos dentro de um nível categórico do sistema de classificação natural utilizado no levantamento. É integrada por um conceito central, representado por um **perfil modal**, que exibe as propriedades e características mais usuais e de outros perfis, estreitamente relacionados, que variam em relação ao conceito central.

b) Unidade de Mapeamento:

Entende-se por unidade de mapeamento, a representação gráfica da ocorrência e distribuição das unidades taxonômicas, de acordo com o nível categórico, mostrando em mapas de solos, a localização, extensão, arranjo, e distribuição daquelas unidades na paisagem.

Uma unidade de mapeamento é estabelecida e definida para possibilitar a representação cartográfica e mostrar a distribuição espacial de unidades taxonômicas.

As unidades de mapeamento podem ser designadas pelo nome de uma única unidade taxonômica chamada de **unidade simples**, ou por várias unidades taxonômicas denominadas de **unidades combinadas**.

- **Unidade Taxonômica Simples**

É a unidade de mapeamento constituída, predominantemente, por uma única unidade taxonômica podendo, no entanto, apresentar ocorrências de outras unidades taxonômicas, que podem ser inclusões ou variações, cujas proporções dependem do tipo de levantamento considerado.

- **inclusões:** unidades taxonômicas que ocorrem dentro de uma unidade de mapeamento e que são bem distintas daquela que constitui a unidade de mapeamento.

Ex.: Neossolo Litólico, ocorrendo em pequenas manchas em uma unidade de mapeamento constituída por um Argissolo Vermelho.

É considerado como inclusão, desde que não ocupe mais que 20% da área da unidade de mapeamento em um levantamento detalhado de solos (veja tabela abaixo).

- **variações:** unidades taxonômicas semelhantes à que compõe a unidade de mapeamento e que são mapeadas juntas por conveniência ou pela pequena área ocupada.

Ex.: Argissolo Vermelho eutrófico, que ocorre em pequenas manchas na área de um Argissolo Vermelho distrófico.

Percentagens de ocorrência de unidades taxonômicas em unidades de mapeamento simples, de acordo com o tipo de levantamento de solos

Tipos de Levantamentos	Unidade Taxonômica predominante (%)	Inclusões e variações (%)
Detalhado	80	20
Semidetalhado	75	25
Reconhecimento	70	30

- **Unidades Taxonômicas Combinadas:**

É quando duas ou mais unidades taxonômicas, que ocorrem em proporções semelhantes, são mapeadas em conjunto. As unidades combinadas, de acordo com o padrão de arranjo das unidades taxonômicas, podem ser reconhecidas como: - **associação de solos**, - **complexos de solos** e, - **grupamentos indiferenciados**.

- **Associação de Solos:** As associações de solos compreendem duas ou mais unidades taxonômicas, cada uma ocupando menos de 70% da área da unidade de mapeamento que ocorrem associadas geográfica e regularmente, num padrão bem definido, podendo ser mapeadas como unidades taxonômicas simples, em levantamentos mais detalhados. As associações de solos são

designadas pela junção dos nomes das unidades taxonômicas componentes, ligadas pelo sinal +, e precedidas da palavra **associação**.

Ex.: Associação Chernossolo Argilúvico férrico típico + Neossolo Litólico eutrófico chernossólico (associação Ciríaco + Charrua - Brasil 1973).

- **Complexos de Solos:** São identificados como duas ou mais unidades taxonômicas distintas que ocorrem associadas geograficamente num padrão tão intrincado que não podem ser separadas, mesmo em levantamentos detalhados.

Ex.: Complexo Planossolo Háplico + Gleissolo Melânico.

- **Grupamentos Indiferenciados de Solos:** São identificados por duas ou mais unidades taxonômicas afins, com morfologia e propriedades muito semelhantes que, não ocorrendo em associação geográfica regular, são combinadas e mapeadas em conjunto.

c) Tipos de Terreno:

São áreas representadas em mapas de solos, que não podem ser reconhecidas como unidades taxonômicas ou que são inacessíveis para uma prospecção ordenada. Essas áreas são denominadas de acordo com o tipo de terreno ou com a natureza do material que as constituem.

Ex.: afloramento de rochas, terreno montanhoso, praias, dunas, pântanos, mangues, aterros, escavações e despejos.

Tipos de Levantamento de Solos

Os levantamentos de solos, de uma maneira geral, podem ser classificados em dois grupos:

a) levantamentos autênticos e b) levantamentos compilados.

Os levantamentos autênticos ou originais de solos são aqueles efetuados com trabalhos de campo e baseiam-se diretamente em observações e estudos dos solos da área levantada. São os levantamentos mais efetivos e corretos na avaliação dos recursos relativos a solos de uma área ou região.

Já os levantamentos compilados são realizados em escritórios, e baseiam-se em dados de solos ou em levantamentos pré-existentis ou ainda, em estudos de assuntos correlatos, como: geologia, geomorfologia, relevo, vegetação, clima e outras informações da região em estudo, que levem a conclusões acerca dos tipos de solos e da ocorrência dos mesmos.

Levantamentos Autênticos de Solos

Os levantamentos autênticos de solos podem ser elaborados para objetivos distintos e a diferentes níveis de informação, prospecção e precisão.

Podem ser grupados dentro dos seguintes tipos principais: a) levantamentos exploratórios; b) levantamentos de reconhecimento; c) levantamentos semidetalhados; e d) levantamentos detalhados de solos. (ver figura no final do capítulo).

a) Levantamento Exploratório: são levantamentos efetuados em grandes áreas não desbravadas ou muito pouco utilizadas presentemente, onde não haja necessidade de se efetuar levantamentos mais caros e demorados. Neste tipo, as unidades de mapeamento são pouco homogêneas, formadas por associações de solos e os detalhes dos mapas são pouco precisos.

Por tratar-se de levantamentos de natureza genérica são aceitáveis escalas de publicação, que variam entre 1:750.000 a 1:2.500.000. A área mínima mapeável é de 22,5 a 250 Km² (Embrapa, 1995).

b) Levantamento de Reconhecimento: é um levantamento de base que visa o inventário de solos de uma região, sendo indispensável no planejamento e desenvolvimento de áreas não desbravadas e na intensificação de uso em áreas já utilizadas ou desbravadas.

Os levantamentos de reconhecimento de solos são elaborados em tempo relativamente curto e podem ser confeccionados em grandes áreas, onde o desenvolvimento não pode esperar por outros tipos de levantamentos mais detalhados, que requerem maior tempo de execução, e que são dispendiosos. Este foi o tipo de levantamento adotado pelo então SNLCS, atual CNPS nos levantamentos de solos da maioria dos estados do Brasil, executados na década de 70.

Os levantamentos de reconhecimento são subdivididos em três níveis de execução:

baixa intensidade: a escala de publicação varia entre 1:250.000 e 1:750.000. A área mínima mapeável (AMM) se situa entre 2,5 e 22,5 Km². As unidades de mapeamento podem ser simples ou associações de solos.

média intensidade: a escala de publicação é de 1:100.000 a 1:250.000. A área mínima mapeável é variável entre 40 e 2,5 ha.

alta intensidade: a escala de publicação é de 1:50.000 a 1:100.000. A área mínima mapeável é variável entre 10 e 40 ha. Podem substituir levantamentos semidetalhados em áreas com necessidade imediata de estudos preliminares para planejamento regional de uso e

conservação de solos. As unidades de mapeamento são constituídas por unidades simples e associações de solos.

c) Levantamento Semidetalhado: este levantamento de solos, utiliza um nível categórico baixo para as unidades taxonômicas. É conveniente para áreas que apresentam alto potencial agrícola e uso intensivo das terras e, para o planejamento de uso, manejo e conservação dos solos de uma propriedade rural ou de áreas de projetos regionais, onde as informações devem ser mais detalhadas que no nível de reconhecimento e obtidas em menor espaço de tempo que em um levantamento detalhado. A escala de publicação pode ser de até 1:100.000, sendo que escalas maiores são preferenciais. (\geq a 1:50.000).

d) Levantamento Detalhado: neste levantamento, utiliza-se as informações a nível de série e o mapeamento é muito preciso. São de elaboração muito cara e lenta, sendo indicados para estações ou campos experimentais, projetos conservacionistas e projetos de irrigação, nos quais os custos do levantamento são de menor importância. A escala final ideal é \geq a 1:20.000. A área mínima mapeável é menor do que 1,6 ha.

e) Levantamento Ultradetalhado: planejado para atendimento de problemas específicos de áreas muito pequenas, como parcelas experimentais e áreas residenciais ou industriais. Tem a mesma estrutura básica dos levantamentos detalhados, diferenciando-se quanto ao método de prospecção (malhas rígidas) e maior pormenorização cartográfica. Em geral caracteriza-se por escalas grandes (1:5.000, 1:2.000, 1:1.000 e 1:500) e por detectar características muito especiais para uma finalidade específica, como oscilação do lençol freático ou teores de determinados elementos no horizonte A de uma parcela experimental. As AMM são usualmente muito pequenas, menores que 0,1 ha.

Levantamentos Compilados de Solos

Os levantamentos compilados de solos podem ser: *a) esquemáticos* ou *b) generalizados*

a) Levantamentos Esquemáticos: são levantamentos elaborados no escritório, através da previsão das classes de solos e de seus limites, por correlação com dados já existentes e por interpretação de mapas geológicos, geomorfológicos, fitogeográficos e climáticos, combinados com algumas generalizações de levantamentos por ventura existentes e verificações esparsas de caráter exploratório, com ou sem o uso de imagens espaciais e fotografias aéreas

b) Levantamentos Generalizados: são levantamentos compilados confeccionados no escritório, com base em dados e informações pedológicas, publicadas ou não, de levantamentos autênticos de solos. Nos levantamentos generalizados são eliminados detalhes das informações de levantamentos de solos já realizados, para atender a objetivos que exijam aquela generalização.

Área Mínima Mapeável (AMM)

É a área mínima que pode ser representada em mapas, devendo esta ser de 0,4cm².

Relação entre escala de publicação do levantamento de solos e a área mínima representada no mapa (adaptado de Streck et al., 2002).

Escala de publicação do mapa de solos	Área mínima mapeável (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

A AMM é obtida pela seguinte equação:

$$AMM = \frac{E^2 \times 0,4}{10^8} \text{ (ha)} \text{ ou } \frac{E^2 \times 0,4}{10^{10}} \text{ (Km}^2\text{)},$$

E = escala de publicação.

ATENÇÃO!
 Não confunda **área mínima mapeável** (AMM) com escala de publicação.

Características que diferenciam os principais tipos de levantamentos de solos

Nível de Levantamento	Objetivos	Métodos de Prospecção	Material Cartográfico	Unidades de Mapeamento	Escala de publicação
<i>Mapa Exploratório</i>	Visão panorâmica de distribuição dos solos	Generalizações e amplas correlações com o meio ambiente	Mapas planialtimétricos, imagens de radar e satélites em escalas pequenas	Associações de vários componentes, equivalente à ordem de sistemas hierárquicos de classificação de solos	$\leq 1:1.000.000$
Exploratório	Informação generalizada do recurso solo em grandes áreas	Extrapolações, generalizações, correlações e observações de campo	Mapas planialtimétricos, imagens de radar e satélites, foto índices em escala pequena	Associações amplas de até cinco componentes, correspondendo à subdivisões de ordens	1:750.000 a 1:2.500.000
Reconhecimento de Baixa Intensidade	Estimativa qualitativa do recurso solo	Verificações de campo e extrapolações	Mapas planialtimétricos, imagens de radar, satélites, carta imagem em escalas $\geq 1:100.000$	Associações ou unidades simples de grandes grupos de solos	1:250.000 a 1:750.000
Reconhecimento de Média Intensidade	Estimativa qualitativa e semiquantitativa do recurso solo	Verificações de campo e correlações solo/paisagem	Mapas planialtimétricos, imagens de radar, satélites, carta imagem em escalas $\geq 1:250.000$ e fotos aéreas em escalas $\geq 1:120.000$	Unidades simples e associações de grandes grupos de solo	1:100.000 a 1:250.000
Reconhecimento de Alta Intensidade	Avaliação semiquantitativa de áreas prioritárias	Verificações de campo e correlações solo/paisagem	Mapas planialtimétricos, carta imagem em escalas $\geq 1:100.000$ e fotos aéreas em escalas $\geq 1:60.000$	Unidade simples e associações de subgrupos de solos	1:50.000 a 1:100.000
Semi detalhado	Planejamento e implantação de projetos agrícolas e de engenharia civil	Verificações de campo ao longo de toposequências e correlações solo/superfícies geomórficas	Mapas planialtimétricos e restituções em escalas $\geq 1:50.000$, levantamentos topográficos e fotos aéreas em escalas $\geq 1:60.000$	Unidade simples, associações e complexos em nível de família nos sistemas hierárquicos de classificação	$\geq 1:100.000$, de preferência $\geq 1:50.000$.
Detalhado	Execução de projetos de uso intensivo do solo	Verificações de campo ao longo de toposequências, quadrículas e correlações solo/superfícies geomórficas	Mapas planialtimétricos, restituções, levantamentos topográficos com curvas de nível e fotos aéreas em escalas $\geq 1:20.000$	Unidades simples, associações e complexos de série de solos	$\geq 1:20.000$
Ultra detalhado	Estudos específicos localizados	Malhas	Plantas, mapas topográficos com curvas de nível a pequenos intervalos, em escala $\geq 1:5.000$	Fases de séries de solos	$\geq 1:5.000$

Adaptado de Embrapa (1995)

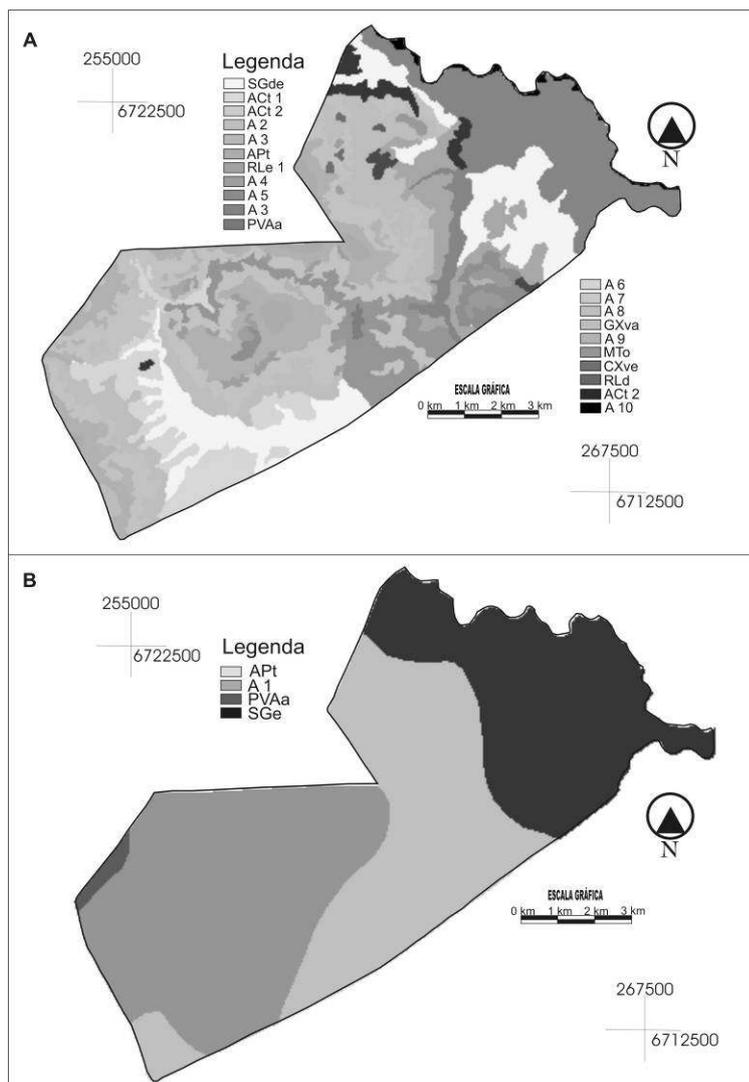
Escala do levantamento de solos

A escala numérica é a relação entre a distância no terreno e a distância representada na fotografia ou no mapa, sendo esta expressa na forma de fração. Exemplo: 1:25.000 – isso significa que cada unidade métrica no papel equivale a 25.000 unidades métricas no terreno, sendo assim, 1 cm no papel equivale a 25.000 cm ou 250 m no terreno.

A escala de publicação final do mapa de solos é definida conforme os objetivos para qual o levantamento será produzido (Streck et al., 2002). A correlação do nível de detalhamento do levantamento de solos e seu propósito são fundamentais para utilização adequada das informações geradas (Klamt et al., 2000). Por exemplo, o uso de informações retiradas de levantamentos de reconhecimento dos solos, com escala de 1: 750.000 não é adequado para planejamento de qualquer atividade em nível de município, onde a escala de trabalho deve ser 1:50.000 ou maior, com levantamentos de solos do tipo semi-detalhados (Embrapa, 1995; Klamt et al., 2000; Dalmolin et al., 2004).

Trabalho realizado por Dalmolin et al. (2004) comparando os mapas de solos dos municípios de São João do Polêsine, na escala 1:20.000 e de São Pedro do Sul, na escala 1:50.000, com o mapa de reconhecimento de solos do estado do RS, na escala 1:750.000, comprovou a grande diversidade de solos existentes nos municípios, os quais não aparecem no mapa de reconhecimento, demonstrando sua inadequação para este fim. No entanto, é muito freqüente que profissionais de campo e até mesmo de pesquisadores sem formação pedológica fazerem uso incorreto das informações contidas nos levantamentos de solos, utilizando, por exemplo, dados do mapa de reconhecimento do RS (1:750.000) para estudos de microbacias hidrográficas em escalas 1:25.000 ou maiores.

Os levantamentos de reconhecimento de solos representam uma etapa importante no inventário do recurso solo de um estado. No entanto investimentos devem ser direcionados para mapeamentos em escalas maiores, em nível de semidetalhe ($\geq 1:50.000$), essenciais para fins de planejamento de áreas menores como municípios, distritos, entre outras (Dalmolin et al., 2004).



Mapa de solos do município de SJP publicado na escala 1:20.000 (A) e ampliado do mapa de reconhecimento na escala 1:750.000 (B).

Comparação dos tipos de solos encontrados nos diferentes levantamentos de solos de SJP. Dados das unidades de mapeamentos corrigidas e atualizadas por Pedron et al. (2006).

Solos	Símbolo	Áreas (hectares)	
		Mapa de solos ampliado de 1/750.000	Mapa de solos 1/20.000
Planossolo Háptico eutrófico arênico	SXe	2.540	0
Planossolo Háptico alítico gleissólico	SXal	0	1.247
Gleissolo Háptico alítico típico	GXal	0	1.361
Argissolo Acinzentado alítico típico	PACal	0	514
Argissolo Bruno – Acinzentado alítico abrupto	PBACal	2.927	25
Argissolo Vermelho alumínico típico	PVa	0	129
Argissolo Vermelho alítico abrupto	PVal	0	274
Argissolo Vermelho – Amarelo alítico abrupto	PVAal	76	537
Cambissolo Háptico Ta eutrófico	CXve	0	6
Chernossolo Háptico órtico típico	MXo	0	14
Neossolo Litólico distro – úmbrico fragmentário	RLdn	0	32
Neossolo Litólico eutrófico fragmentário	RLe	0	688
Associação PVal – CXve – RLe	A 1	0	1.539
Associação PVal – PVa – CXve	A 2	0	29
Associação PVa – PVAal	A 3	0	151
Associação PBACal – RLe	A 4	0	63
Associação PVal – PACal	A 5	0	595
Associação PVal – RLdn	A 6	0	197
Associação CXve – RLe	A 7	3.432	89

Associação PACal – SXal	A 8	0	21
Associação CXve - PVal	A 9	0	1.005
Associação CXve e solos aluviais não caracterizados	A 10	0	168

Conversão de medida linear para medida de área

É possível se obter a relação entre a medida de uma área na fotografia ou mapa e sua correspondente no terreno. Por exemplo, numa escala 1:20.000, 1 cm no mapa equivale a 200m no terreno, enquanto 1cm² no mapa equivale 200 x 200m no terreno. Assim, se 1 ha = (100 x 100m = 10.000m²), então:

$$\frac{200\text{m} \times 200\text{m}}{10.000\text{m}^2} = 4 \text{ ha} \quad \rightarrow \text{ Neste caso, } 1\text{cm}^2 \text{ no mapa equivale a } 4 \text{ ha no terreno.}$$

Execução de levantamentos de solos

A execução de levantamentos autênticos de solos compreende diversas operações que podem ser agrupadas em quatro diferentes fases: a) trabalhos preparatórios; b) trabalhos de campo; c) trabalhos de laboratório; e d) trabalhos de escritório.

a) Trabalhos Preparatórios: Os trabalhos preparatórios compreendem:

- estabelecimento do plano de trabalho do levantamento, o qual deve levar em consideração: a especificação da área do levantamento, o tipo de levantamento a ser executado e a escala do mapa base e a de publicação, a coletânea de dados ou trabalhos já realizados na área e que seja de interesse ao levantamento a ser executado. Organização da(s) equipe(s), a previsão e aquisição de materiais e equipamentos necessários aos trabalhos de campo e de escritório.

b) Trabalhos de Campo: Esta é a fase mais importante para os levantamentos de solos. Nesta fase são efetuados os seguintes trabalhos:

- inspeção preliminar da área do levantamento para verificações das condições gerais de acesso, de comunicação, de apoio local e etc.
- elaboração da legenda preliminar, compreendendo a concepção inicial das unidades taxonômicas e de mapeamento, que deverão ser identificadas, no levantamento, pela visualização da ocorrência e distribuição dos solos na paisagem e das relações entre solos e condições ambientais.

- mapeamento, compreendendo os trabalhos de identificação e descrição das unidades taxonômicas, verificação de seus limites e lançamento dos mesmos em mapas básicos (fotografias aéreas, cartas geográficas ou mapas topográficos).
- seleção, descrição e coleta de perfis de solos, para caracterização das unidades taxonômicas;
- coleta de amostras superficiais compostas para avaliação da fertilidade dos solos;
- coleta de informações de interesse como dados de vegetação, do uso das terras, das condições de erosão, e outras
- documentação fotográfica

c) Trabalhos de Laboratório: Nesta fase são efetuadas as determinações físicas, químicas e mineralógicas dos perfis de solo, e as análises das amostras superficiais compostas, e das rochas, coletadas na área durante o mapeamento.

d) Trabalhos de Escritório: Esta fase envolve principalmente:

- trabalhos cartográficos
- elaboração do memorial descritivo (relatório técnico).

O relatório técnico é constituído pelo mapa de solos e o texto explicativo, que descreve as unidades taxonômicas e as unidades de mapeamento que constam no mapa (consultar Klamt et al., 2000), além de:

- descrição geral da área (localização, coordenadas, área total, relevo, geologia, clima, vegetação);
- métodos de trabalho (de campo, escritório e laboratório);
- extensão e distribuição percentual das áreas das unidades de mapeamento.
- descrição detalhada das unidades taxonômicas e das unidades de mapeamento, mostrando suas características morfológicas, físicas e químicas.
- recomendações de uso de acordo com a aptidão agrícola e capacidade de uso das terras.

Levantamentos de Solos no Brasil

No Brasil, os levantamentos de solos tiveram início, de forma sistemática, no fim da década de 1940, quando o Ministério da Agricultura, através de seus órgãos especializados, iniciou a executar levantamentos de solos nos diferentes estados da Federação, dentro de um programa, que visava o reconhecimento dos solos do país. Grande parte do território nacional já conta com o levantamento de solos executado por esse programa.

O Brasil, além do levantamento esquemático dos solos das regiões Norte, Meio Norte e Centro Oeste, conta hoje com o levantamento exploratório dos solos de todo o país, executado pelo projeto RadamBrasil (escala 1:1.000.000).

Além desses, os estados do Nordeste, contam com o levantamento exploratório - reconhecimento de solos, executados pela Divisão de Pesquisas Pedológicas, do Ministério da Agricultura ou pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação do Solo (SNLCS), atual CNPS da EMBRAPA.

Em nível de reconhecimento têm-se mapas de vários estados, como RJ, ES, SP, PR, SC e RS.

Em nível de levantamento semidetalhado, diferentes áreas nos diversos estados brasileiros apresentam estas informações. No RS, municípios como Ijuí, Ibirubá, Alegrete, São Gabriel e algumas regiões como o litoral norte do estado e a bacia da Lagoa Mirim, são exemplos de levantamentos realizados na década de 70. Recentemente foram feitos alguns levantamentos de Municípios da Região Central (São João do Polêsine, Silveira Martins e São Pedro do Sul, sob responsabilidade do Departamento de Solos da UFSM) e da Região Sul do estado sob coordenação da Embrapa com sede em Pelotas.

Em nível de levantamento detalhado, alguns levantamentos com objetivos específicos, como, por exemplo, conhecer o solo de estações experimentais, execução de projetos de irrigação (muito comum na região do Nordeste brasileiro), projetos de uso e conservação dos solos, entre outros. Nos levantamentos detalhados, além dos órgãos anteriormente citados, tem atuado diversas empresas particulares de engenharia e planejamento.