

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
*INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS*

## Relatório Final de Iniciação Científica

---

Distribuição Geográfica da Capacidade de  
Armazenamento de Água e das Propriedades  
Físicas dos Solos no Território Brasileiro

Bolsista: Diego Rossi Viana

Orientadores: Regina Célia dos Santos Alvalá  
Javier Tomasella

## ÍNDICE

1.	Introdução.....	01
2.	Revisão Bibliográfica.....	03
2.1.	O Solo.....	03
2.1.1.	Origem e Constituição .....	03
2.1.2.	Classificação dos Solos .....	04
2.1.2.1.	Latossolo .....	05
2.1.2.2.	Podzólicos .....	06
2.1.2.3.	Podzóis .....	06
2.1.2.4.	Solos Brunizens ou Solos de Pradaria.....	07
2.1.2.5.	Solos Brunos Não-Cálcicos.....	07
2.1.2.6.	Solos Desérticos .....	07
2.1.2.7.	Tundra .....	08
2.1.2.7.	Solos Hidromórficos .....	08
2.1.2.8.	Solos Salinos ou Halomórficos .....	08
2.1.2.9.	Grumussolos.....	09
2.1.2.10.	Solos Pouco Desenvolvidos.....	09
2.1.3.	Propriedades Físicas dos Solos .....	10
2.1.3.1.	Granulometria, Textura, Tamanho, e Forma dos Grãos .....	10
2.1.3.2.	Estrutura dos Solos .....	11
2.1.4.	Fração Líquida do Solo.....	14
2.1.5.	Fração Gasosa do Solo.....	16
2.1.6.	Retenção e Cálculo de Água no Solo .....	16
2.1.7.	Potenciais da Água no Solo .....	19
2.1.8.	Movimento da Água no Solo.....	23
2.1.9.	Redistribuição da Água no Solo .....	25
2.1.10.	Capacidade de Campo .....	26
2.1.11.	Ponto Permanente de Murcha.....	28
2.1.12.	Funções de Pedo-Transferência.....	30
3.	Materiais e Métodos.....	39
3.1.	Projeto RadamBrasil .....	39
3.2.	Embrapa .....	42
3.3.	Análises Físicas .....	42
3.4.	Análises Químicas.....	43
3.5.	Sistemas de Informações Geográficas.....	45
3.6.	Funções de Pedo-Transferência.....	46
4.	Resultados.....	53
5.	Conclusão.....	65
6.	Referências Bibliográficas .....	66

## 1. INTRODUÇÃO

A retenção de água no solo constitui-se num dos fatores principais para o estudo da resposta da vegetação em condições de estresse-hídrico, além de ser importante para estudos de infiltração, de drenagem, de condutividade hidráulica e de irrigação, entre outros; portanto, a retenção de água no solo é determinante nos processos de troca entre o solo e a atmosfera.

Considerando a importância da retenção de água no solo, várias técnicas ou métodos de laboratório têm sido desenvolvidos para a sua determinação; entretanto, a determinação direta desta propriedade é dispendiosa e demanda tempo. Por esta razão, procurou-se estabelecer relações entre a retenção de água e as propriedades físicas do solo, as quais são conhecidas como funções de pedo-transferência (PTFs). A grande vantagem destas funções está na facilidade em determinar as propriedades hidráulicas do solo em locais cujas informações pedológicas básicas são conhecidas.

O Projeto RADAMBRASIL (1973-1984) estudou intensivamente os solos do Brasil com uma base pedológica. Os diversos levantamentos de solos executados pelo projeto apresentam a descrição do perfil de solo, a espessura dos horizontes, a textura (porcentagem de areia, de silte, de argila) e a composição química (matéria orgânica, macro e micro nutriente, carbono, etc.). A partir dessas informações construiu-se uma base de dados para todo o território brasileiro, a qual contém as propriedades físicas e o armazenamento de água no solo.

A partir da base de dados pedológicos mencionada, a qual foi georeferenciada considerando um Sistema de Informações Geográficas (SIG), foi possível descrever de forma relativamente grosseira a variabilidade espacial dos dados do território brasileiro. Considerando a dimensão territorial dos diversos Estados do Brasil, conclui-se que a quantidade de informações por unidade de superfície disponível é pequena e insuficiente para uma representação mais detalhada. Isto torna-se mais evidente naqueles Estados não descritos pelo Projeto RADAMBRASIL (como São Paulo e Santa Catarina, e nas regiões Centro e Norte do Estado de Minas Gerais).

Para minimizar a baixa representatividade espacial mencionada acima, pretende-se neste trabalho incorporar à base de dados do Projeto RADAMBRASIL informações pedológicas dos levantamentos realizados pela EMBRAPA, bem como estimar o ponto de murcha e a capacidade de campo, parâmetros estes necessários para a obtenção da

capacidade de armazenamento de água a partir de funções de pedo-transferência. Esta nova base de dados permitirá preencher as “lacunas” apresentadas em algumas regiões e Estados do país e, conseqüentemente, melhorar a estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo para todo o território brasileiro.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 O SOLO

#### 2.1.1 Origem e Constituição do Solo

O solo origina-se da rocha que, por ação de processos físicos, químicos e biológicos de desintegração, decomposição e recombinação, se transformou, no decorrer das eras geológicas, em material poroso de características peculiares. Reconhecem-se cinco fatores na formação do solo: material original (rocha) M, tempo (idade) I, clima C, topografia T e organismos vivos O. Logo,

$$\text{Solo} = f(M, I, C, T, O) \quad (1)$$

Os diferentes tipos de solo resultam da combinação dos quatro últimos fatores atuando em diferentes intensidades sobre o material original M.

Fazendo-se um corte vertical no solo, obtém-se um seção constituída de uma série de camadas superpostas, denominadas horizontes. O conjunto é conhecido como perfil do solo (Reichardt, 1985). Um solo completo é formado por quatro horizontes A, B, C e D:

**A** - camada superficial do solo, exposta diretamente à atmosfera. É conhecido como horizonte de eluviação, ou seja, é o horizonte que perde elementos químicos por lavagens sucessivas com a água da chuva.

**A<sub>00</sub>** - camadas superficiais em solos de florestas com grande quantidade de material orgânico não decomposto (galhos, folhas e frutos). Ele é subdividido em:

**A<sub>0</sub>** - constituído de material orgânico decomposto, isto é, humificado.

**A<sub>1</sub>** - horizonte mineral, mas com alta porcentagem de matéria orgânica humificada que lhe confere uma cor escura.

**A<sub>2</sub>** - típico horizonte A, de cor mais clara, correspondendo a zona máxima de eluviação.

**A<sub>3</sub>** - transição entre A e B, possuindo características de ambos.

**B** - horizonte de iluviação, isto é, horizonte que ganha elementos químicos provenientes do horizonte A.

B<sub>1</sub> - transição entre A e B, possuindo mais características de B.

B<sub>2</sub> - zona de máxima iluviação, principalmente de compostos de Fe, Al e Ca.

B<sub>3</sub> - transição entre B e C.

C - formado pelo material que deu origem ao solo.

D - rocha matriz.

Quanto às espessuras dos horizontes, elas são variáveis e dependem da intensidade da ação dos fatores de formação I, C, T e O sobre M, sendo bastante comum a falta de horizontes em determinados solos.

A parte sólida do solo constitui-se de matéria mineral cujas partículas são classificadas de acordo com o tamanho médio dos grãos, em areia, limo (ou silte) e argila e de matéria orgânica que consiste de resíduos vegetais e animais, parte dos quais são vivos e o restante se apresenta em diversos estágios de decomposição denominados húmus (Reichardt, 1985).

A parte líquida do solo constitui-se de uma solução de sais minerais e componentes orgânicos. Sua concentração varia de solo para solo e, certamente, com seu teor de água.

A parte gasosa é constituída de ar com composição um pouco alterada, variando com inúmeros fatores. Em geral, a quantidade de O<sub>2</sub> é reduzida em comparação com o ar sobre o solo e a quantidade de CO<sub>2</sub> é maior. Isto é consequência das atividades biológicas que ocorrem no solo (Reichardt, 1985).

## 2. 1.2 Classificação dos Solos

Em classificação de solos é comum incluir uma adjetivação no nome do solo, referindo-se à sua riqueza ou pobreza em nutrientes, ou seja, dando uma idéia sobre sua fertilidade. As expressões usadas são: distrófico, eutrófico, álico, epieutrófico, epiálico, endoálico, entre outros.

Um solo é distrófico quando mais da metade de sua capacidade de troca de cátions a pH 7,0 é saturada por alumínio e hidrogênio, isto é, as bases, como o cálcio, magnésio, o potássio e o sódio, constituem menos de 50% da soma de cálcio, magnésio, potássio, sódio, alumínio e hidrogênio juntos. O alumínio, por outro lado, ocupa menos de 50% da capacidade de troca a pH 7,0.

O solo é álico quando mais de 50% da sua capacidade de troca de cátions é saturada por alumínio.

O solo é eutrófico quando as bases como cálcio, magnésio, potássio e sódio ocupam mais de 50% da capacidade de troca a pH 7,0.

Os termos epieutrófico, epiálico, endoálico, entre outros, referem-se simplesmente à variação de saturação de bases e/ou de alumínio em profundidade.

Por serem muito numerosos, os solos necessitam de um sistema hierárquico de categorias múltiplas para serem classificados. Tomando por exemplo a classificação americana de 1949 (Lepsch, 1976), tem-se 3 categorias mais elevadas: ordens zonal, azonal e intrazonal.

Solos de ordem Zonal são solos bem amadurecidos e são tidos como reflexo da influência do clima e da biosfera. Solos de ordem Intrazonal apresentam características pedogenéticas mais ou menos desenvolvidas, com reflexo de algum fator dominante local como relevo, material originário sobre o efeito normal do clima e da vegetação. Finalmente, os de ordem Azonal são solos jovens e, conseqüentemente, sem características pedogenéticas.

As ordens são divididas em sub-ordens. Na ordem Zonal tem-se as seguintes subordens: Latossolo, Solos Podzólicos, Podzol, Brunizem ou Solo de Pradaria, Bruno Não-Cálcico, Solo Desértico, Solo Tundra. Na ordem Intrazonal, as sub-ordens são: Solo Salino ou Halomórfico, Solo Hidromórfico e Grumussolo, enquanto na ordem Azonal tem-se: Litossolos, Solos Aluviais, Regossolos e Cambissolos.

A seguir, apresenta-se a descrição de cada tipo de solo, segundo Lepsch (1976).

#### 2.1.2.1 Latossolos

Os latossolos são de coloração vermelha, alaranjada ou amarela, muito profundos (mais de 2 m de profundidade), bastante porosos, de textura variável, com argila de baixa capacidade de troca de cátions e fortemente intemperizadas.

As características morfológicas mais marcantes são a grande profundidade, a porosidade e a pequena diferenciação entre os horizontes.

O termo latossolo é usado, algumas vezes, para referir-se a uma classe de solos da categoria de sub-ordem e, outras, para a de grande grupo. As denominações podem variar com o tipo de classificação. A classificação americana de 1960 designa-o de

Oxissolo (Oxisol), os franceses Solo Ferralítico (So Ferrallitique) e a FAO de Ferralsol.

Algumas classificações mais antigas empregavam o termo laterita ou solo latérico para, de forma generaliza, referir-se aos solos vermelhos ou vermelho-amarelados dos trópicos úmidos, dos quais o mais típico seria o que hoje se denomina no Brasil, Latossolo.

Na classificação brasileira os latossolos são referidos como solos com B latossólico, categoria equivalente a sub-ordem, e subdivididos em vários grandes grupos, dos quais os mais importantes são: Latossolo Amarelo, Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Húmico, Latossolo Vermelho-Escuro e Latossolo Roxo. Este último inclui vários tipos de coloração vermelho-escuro, comumente referidos como “terras roxas”, e desenvolvidos de materiais provenientes de rochas básicas, principalmente basaltos e diabásios.

#### 2. 1.2.2 Podzólicos

Os podzólicos são de regiões florestais de clima úmido, apresentam perfis bem desenvolvidos, profundidade mediana (1,5 e 2 m), moderadamente ou bem intemperizados e, ao contrário dos latossolos, têm comumente diferenciação marcante entre os horizontes.

Entre os vários grandes grupos de solos podzólicos, o mais comum no Brasil é o Podzólico Vermelho-Amarelo que, freqüentemente, ocorre associado ao Latossolo, com o qual pode apresentar características comuns, havendo alguns que são considerados como intermediário entre essas duas classes.

Outro tipo de solo deste grupo é o Podzólico Marrom-Acinzentado e, como solos afins, podem ser citados o Laterítico Bruno-Avermelhado e a Terra Roxa Estruturada.

A vegetação natural mais encontrada nos solos podzólicos é a floresta de árvores de folhas largas.

#### 2. 1.2.3 Podzóis

São solos que apresentam uma acumulação de óxidos de ferro e húmus no horizonte B. Eles ocorrem em regiões de clima temperado ou frio, sob vegetação de pinheiros, onde se desenvolvem com textura arenosa.

#### 2.1.2.4 Solos Brunizens ou Solos de Pradaria

Esses solos são relativamente rasos, não muito intemperizados e possuem como característica marcante um horizonte A<sub>1</sub> escuro, espesso (mais de 30 cm), rico em matéria orgânica e cálcio. A camada escurecida pela matéria orgânica tem uma estrutura granular e é macia, mesmo quando seca. Estes solos são principalmente encontrados em regiões sub-úmidas, onde existe suficiente umidade para manter vegetação de gramíneas, mas não tanto materiais de origem.

O termo Brunizem é empregado para designação generalizada de todo o solo de pradaria, segundo nomenclatura das classificações americanas. Eles podem ser subdivididos em outras classes e referenciados na literatura como Chernozem, Solo Castanho, Solo Castanho-Avermelhado e Brunizem-Avermelhado.

#### 2.1.2.5 Solos Brunos Não-Cálcicos

Esses solos são moderadamente rasos (50 cm a 1 m de profundidade), apresentam horizonte superficial de coloração bruna (marrom), não muito escuro, e se tornam endurecidos quando secos. O horizonte B geralmente tem cor vermelha e apresenta evidências de acumulação de argilas que têm acentuada capacidade de troca de cátions. Os conteúdos de Ca, Mg e P trocáveis são elevados. Algumas vezes eles são denominados Mediterrâneo Vermelho-Amarelo.

Os Brunos Não-Cálcicos são comuns nas regiões semi-áridas do Nordeste brasileiro, onde existe uma vegetação chamada “caatinga”, caracterizada por conter muitos arbustos espinhosos e cactos. A pequena espessura desses solos é devida principalmente às condições do clima, com chuvas escassas e mal distribuídas.

#### 2.1.2.6 Solos Desérticos

Esses são solos bastante rasos, pouco intemperizados, que ocorrem nas regiões áridas do globo terrestre.

Os solos desérticos apresentam comumente um horizonte superficial, geralmente arenoso, pouco espesso, recoberto por um manto de pedras e cascalhos.

### 2.1.2.7 Tundra

Estes solos ocupam as terras que cercam o oceano Ártico e as partes altas mais meridionais da América do Sul, áreas onde as variações estacionais são extremas e onde existe uma vegetação característica, à qual é referida, também, o mesmo nome.

Não apresentam árvores, encontrando-se apenas líquens, musgos, ervas diversas e pequenos arbustos. A temperatura do mês mais quente normalmente é inferior a 10 °C e, com o degelo, a superfície torna-se alagadiça e, algumas vezes, inundada.

### 2.1.2.8 Solos Hidromórficos

São os que se desenvolvem sob a influência do lençol freático alto e, portanto, estão a maior parte do tempo saturados com água. Esta condição ocorre comumente em regiões de clima úmido, em áreas de topografia plana, nas encostas imediatamente adjacentes aos rios e lagos, ou nas depressões fechadas. Existem dois tipos principais de solos hidromórficos: os orgânicos e os minerais.

Em casos extremos de excesso de umidade há um grande acúmulo de restos de vegetais e formação de solos orgânicos. Em outras circunstâncias, o acúmulo de material orgânico não é tão intenso e os solos são minerais, porém o encharcamento é suficiente para que o ferro seja em grande parte reduzido e removido do perfil que, em consequência, adquire cor acinzentada. É comum, também, o aparecimento no horizonte B de manchas de coloração vermelha que lembram ferrugem. Essas manchas, denominadas mosqueado, aparecem na zona de oscilação do lençol d'água subterrâneo e são resultantes da concentração e oxidação do ferro em determinados pontos.

Existem vários grandes grupos de solos hidromórficos minerais que recebem denominações especiais, tais como Glei Húmico, Glei Pouco Húmico, Planossolo, Podzol Hidromórfico e Laterita Hidromórfica.

### 2.1.2.9 Solos Salinos ou Halomórficos

Estes solos apresentam como característica comum uma concentração muito alta de sais solúveis, predominando o cloreto de sódio. Eles ocorrem nos locais de relevo mais baixos, nas regiões áridas e semi-áridas e em áreas próximas ao mar.

A vegetação nesses solos é bastante escassa, já que poucas plantas conseguem sobreviver em altas concentrações salinas.

Existem vários tipos de solos salinos. Alguns possuem crosta de sais à superfície e são denominados Solonchak. Outros, como o Solonetz, possuem concentração de sais no horizonte B, cuja característica é o aspecto colunar da estrutura.

#### 2.1.2.10 Grumussolos

São solos normalmente cinza-escuros, com elevado teor de um tipo de argila denominada montmorilonita, que tem a propriedade acentuada de expansão, com o umedecimento, e contração com a secagem. Eles situam-se normalmente em baixadas planas ou quase planas e a topografia pode apresentar o aspecto particular, formando uma série de montículos arredondados, denominados microrrelevo “gilgai”. O grumussolo também é conhecido por vertissolo, regur, argila preta tropical, barro preto, ou massapé do Nordeste do Brasil.

#### 2.1.2.11 Solos Pouco Desenvolvidos

Os solos pouco desenvolvidos, ou solos azonais, possuem horizonte A diretamente assentado sobre o horizonte C ou rocha consolidada.

O pouco desenvolvimento desses solos deve-se a serem jovens, ainda em fase inicial de formação a partir de materiais de origem recentemente depositados ou, então, por que estão situados em lugares muito declivosos, nos quais a velocidade da erosão é igual ou maior que a velocidade de transformação da rocha em solo. Existem vários tipos de solos pouco desenvolvidos, entre os quais os mais importantes são: Litossolo, Regossolo, Solo Aluvial e Cambissolo.

O Litossolo é delgado, possuindo um horizonte A de espessura inferior a 40 cm, assentado diretamente sobre a rocha consolidada. Em geral ocorre em rampas muito inclinadas, áreas de relevo montanhoso, e ao lado de afloramentos rochosos.

O Regossolo é solo em início de formação sobre mantos de intemperização muito profundos, uniformes e soltos. A seqüência de horizontes é A-C. O relevo é normalmente constituído de colunas com declives suaves e a vegetação é variada. Quando esse solo se desenvolve em sedimentos muito arenosos, compostos quase que

exclusivamente de quartzo, ele pode ser denominado Areia Quartzosa.

O Solo Aluvial é desenvolvido sobre sedimentos recentes, geralmente de origem fluvial, constituído de camadas alternadas e, freqüentemente, de classes texturais distintas. Apresenta um horizonte A<sub>1</sub>, assentado diretamente sobre o horizonte C, composto de estratos de deposições sedimentares.

Denomina-se Cambissolo solos com características de Litossolos, Regossolos ou Solos Aluviais, mas que apresentam um início de desenvolvimento de horizonte B.

### 2.1.3 Propriedades Físicas dos Solos

Existem várias propriedades que se relacionam com os diversos estados com que o solo se apresenta na natureza, isto é, são propriedades que se relacionam com sua maior ou menor compacidade e consistência e com sua estrutura.

Em Mecânica dos Solos considera-se como algumas propriedades físicas mais imediatas, a granulometria ou textura, a plasticidade e a atividade da fração fina dos solos (Vargas, 1977).

#### 2.1.3.1 Granulometria, Textura, Tamanho e Forma dos Grãos

Conforme mencionado, as partículas sólidas do solo variam enormemente quanto à qualidade e ao tamanho, sendo a determinação da distribuição dos tamanhos das partículas do solo conhecida como análise granulométrica do solo.

O termo TEXTURA refere-se à distribuição das partículas de solo tão somente quanto ao seu tamanho.

A escala de tamanho varia enormemente, desde cascalhos de diâmetro da ordem de centímetros, até partículas diminutas, como os colóides, que não podem ser vistos a olho nu. O tamanho das partículas é de grande importância, pois ele determina o número de partículas por unidade de volume ou de peso e a superfície que estas partículas expõem (Reichardt, 1985).

Segundo Vargas (1977) a Escala Granulométrica Internacional estabelece que os diâmetros ( $\phi$ ) de grãos das diferentes frações de solos são divididos em:

Pedregulhos:  $\phi > 2 \text{ mm}$

Areia grossa:  $2 \text{ mm} > \phi > 0,2 \text{ mm}$

Areia fina:  $0,2 \text{ mm} > \phi > 0,02 \text{ mm}$

Silte:  $0,02 \text{ mm} > \phi > 0,002 \text{ mm}$

Argila:  $\phi < 0,002 \text{ mm}$

Feita a análise textural de um solo, isto é, determinadas as quantidades relativas das três frações, o solo recebe uma designação, sendo enquadrado em determinada classe textural.

A separação das frações geralmente é feita por peneiramento do solo seco ao ar, com uma seqüência de peneiras, até um diâmetro de partículas de aproximadamente 0,05 mm. Para separar as partículas de diâmetro menor, geralmente utiliza-se o método da sedimentação. Este consiste em dispersar uma amostra de solo em suspensão aquosa e medir as velocidades de decantação (ou sedimentação) das partículas de diferentes tamanhos (Reichardt, 1985).

#### 2.1.3.2 Estrutura dos Solos

O termo “ESTRUTURA” é utilizado para descrever o solo no que se refere ao arranjo, orientação e organização das partículas. Como o arranjo das partículas do solo é geralmente muito complexo para permitir qualquer caracterização geométrica simples, não existe meio prático de se medir a estrutura de um solo. Por isso, o conceito de estrutura do solo é qualitativo (Reichardt, 1985).

Os possíveis arranjos dos grãos das argilas são bem mais variados e complexos. As partículas de argila em água pura são carregadas negativamente, porém, em torno dela forma-se uma coroa de cátions, dos quais os mais comuns são  $\text{Na}^+$  e  $\text{Ca}^{++}$ , próximo às partículas esses cátions são adsorvidos.

Numa suspensão de argila em água, as partículas podem ser mantidas dispersas na água pelos seus campos repulsivos e sedimentar-se separadamente (Vargas, 1977).

A junção de partículas do solo dá origem a agregados, que são classificados quanto à forma (prismáticos, laminares, colunares, granulares e em bloco) e ainda quanto ao tamanho do agregado (de acordo com seu diâmetro). Um solo bem agregado (ou estruturado) apresenta uma boa quantidade de poros de tamanho relativamente

grande, possuindo portanto alta macroporosidade, qualidade que afeta a penetração das raízes, circulação de ar (aeração), seu manejo do ponto de vista agrícola (operações de cultivo) e a infiltração de água.

Qualitativamente, separa-se a fração sólida do solo em quatro sub-frações: matéria-prima, óxidos e sais, matéria orgânica e matéria secundária.

O solo possui poros de variadas formas e dimensões, que condicionam um comportamento peculiar. A fração do solo que mais decisivamente determina seu comportamento físico é a fração argila, que é matéria secundária.

Algumas relações massa-volume têm sido utilizadas para descrever as três frações: sólida, líquida e gasosa e suas interrelações. Tomando-se uma amostra de solo, pode-se discriminar as massas e volumes de cada fração por (Reichardt, 1985):

$$m_T = m_s + m_l + m_g \quad (2)$$

$$V_T = V_s + V_l + V_g \quad (3)$$

Onde  $m_T$  é a massa total do torrão;  $m_s$  a massa das partículas sólidas;  $m_l$  a massa da solução do solo que pode ser diluída (tomada como a massa de água);  $m_g$  a massa do gás, isto é, ar do solo, que é uma massa desprezível em relação a  $m_s$  e  $m_l$ ;  $V_T$  o volume do torrão;  $V_s$  o volume das partículas sólidas;  $V_l$  o volume ocupado pela água e  $V_g$  o volume dos poros.

A compactação do solo está indiretamente ligada à estrutura. Como o solo é um material poroso, por compressão, a mesma massa de material sólido pode ocupar um volume menor. Isto afeta sua estrutura, o arranjo de poros, o volume de poros e as características de retenção de água (Reichardt, 1987).

As formas mais comuns de quantificar a compactação são através da massa específica global, ou simplesmente densidade global do solo, e através da porosidade total. Assim, a densidade das partículas (também chamada de densidade real) é dada por:

$$d_p = \frac{m_s}{V_s} \quad (\text{g.cm}^{-3}) \quad (4)$$

Para os solos minerais comuns, a densidade das partículas varia entre:

$$\begin{aligned} \text{Feldspato} &= 2,5 - 2,6 \text{ g.cm}^{-3} \\ \text{Mica} &= 2,7 - 3,0 \text{ g.cm}^{-3} \\ \text{Quartzo} &= 2,5 - 2,8 \text{ g.cm}^{-3} \\ \text{Minerais de argila} &= 2,2 - 2,6 \text{ g.cm}^{-3} \\ \hline \text{Média} &\cong 2,65 \text{ g.cm}^{-3} \end{aligned}$$

Portanto, para um solo mineral médio, assume-se que  $d_p$  é igual a  $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$ . Este valor aumenta quando o solo contém alta porcentagem de minerais, como o dióxido de manganês e o dióxido de titânio, e diminui quando aumenta seu teor de matéria orgânica. Para a matéria orgânica,  $d_p \cong 1,3$  a  $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$  (Libardi, 1984).

A densidade global do solo (também chamada de densidade aparente) é dada:

$$d_g = \frac{m_s}{V_T} \quad (\text{g.cm}^{-3}) \quad (5)$$

A densidade das partículas depende de sua constituição e como esta varia relativamente pouco de solo para solo, ela não varia excessivamente entre diferentes solos (Reichardt, 1985). A determinação da densidade das partículas é feita pela pesagem do solo seco, isto é, após peso constante em estufa a  $105 \text{ }^\circ\text{C}$  e pela medida do volume  $V_s$ .

A densidade global, por ter no seu denominador o volume total da amostra  $V_T$  (daí o nome global), varia de acordo com  $V_T$ . Ao se compactar uma amostra,  $m_s$  permanece constante e  $V_T$  diminui, por conseguinte,  $d_g$  aumenta. A densidade global é, portanto, um índice do grau de compactação de um solo. Para solos de textura grossa, mais arenosos, as possibilidades de arranjo das partículas não são muito grandes e, por isso, os níveis de compactação também não são grandes. Pelo fato de possuírem partículas maiores, o espaço poroso também é constituído principalmente de poros maiores, denominados, arbitrariamente, de macroporos; paradoxalmente, nestes solos, o volume de poros  $V_g$  é pequeno.

Para solos de textura fina, mais argilosos, as possibilidades de arranjo das partículas são bem maiores. Seu espaço poroso é constituído, essencialmente, de microporos e o volume de poros  $V_g$  é grande.

Diretamente ligada à definição de densidade, está a porosidade, que é uma

medida do espaço poroso. A porosidade total, também denominada Volume Total dos Poros, VTP, de um solo é definida por:

$$\alpha = \frac{V_g}{V_T} = \frac{V_T - V_s}{V_T} \quad (6)$$

Ela é adimensional e geralmente expressa em porcentagem. Expressa em termos de densidade, torna-se:

$$\alpha = \left( 1 - \frac{d_g}{d_p} \right) \quad (7)$$

A porosidade total também é afetada pelo nível de compactação. Quanto maior a densidade global  $d_g$ , menor a porosidade  $\alpha$ .

Na determinação da densidade global, o grande problema está na medida do volume total da amostra,  $V_T$ . Um torrão tem uma forma irregular, e é poroso, sendo que os poros fazem parte de  $V_T$ . Outro problema é a umidade do solo. A definição envolve  $m_s$ , que é obtido com solo seco e, ao secar um solo, a amostra se contrai, diminuindo  $V_T$  (Reichardt, 1985).

Estimar concentrações e fluxos de constituintes dos solos exige o conhecimento da densidade global dele. Infelizmente, métodos comuns de campo para medir a densidade global são limitados. Por essa razão, muitos esforços têm sido feitos com o intuito de encontrar soluções alternativas para prever a densidade global a partir de outras propriedades físicas dos solos. Recentemente, Bernoux et al. (1998) determinaram a densidade global dos solos da Amazônia, relacionando-a com outras propriedades dos solos. Ela foi estimada a partir de regressões múltiplas considerando o carbono orgânico, propriedades texturais do solo e algumas propriedades químicas coletadas pelo Projeto RADAMBRASIL.

#### 2.1.4 Fração Líquida do Solo

A fração líquida do solo é uma solução aquosa de sais minerais e substâncias orgânicas, sendo os sais minerais de maior importância.

Existe uma constante interação entre a fração sólida (reservatório de íons) e a fração líquida, interação esta complexa, regida por produtos de solubilidade constante de equilíbrio, etc. Assim, a descrição da concentração da solução do solo torna-se difícil e apenas valores médios e aproximados podem ser obtidos.

A determinação quantitativa da fração líquida, ou simplesmente da água do solo, é feita de várias formas, dependendo da finalidade da medida:

1) Umidade à base de peso  $u$

$$u = \frac{m_l}{m_s} \quad (8)$$

A umidade  $u$  é também freqüentemente apresentada em porcentagem. Sua medida é bastante simples: a amostra é pesada úmida e, em seguida, deixada em estufa a 105 °C, até peso constante, sendo a diferença entre estas massas, a massa de água  $m_l$ .

2) Umidade à base de volume  $\theta$

$$\theta = \frac{V_l}{V_T} \quad (9)$$

Sua medida é mais difícil pois envolve a medida de volumes e a amostra não pode ser deformada.

Relacionando-se as duas equações de umidade tem-se:

$$\theta = u \cdot d_g \quad (10)$$

Além de  $u$  e  $\theta$ , utiliza-se ainda o grau de saturação,  $S$ , definido por:

$$S = \frac{\theta}{\alpha} \times 100 \quad (11)$$

O grau de saturação será 100% quando  $\theta = \alpha$ , o que indica que todo espaço poroso  $\alpha$

está cheio de água. Um solo nestas condições é denominado saturado. O grau de saturação será 0 quando  $\theta = 0$ , isto é, quando o solo estiver seco (Reichardt, 1985)

#### 2.1.5 Fração Gasosa do Solo

A fração gasosa do solo constitui-se do ar do solo ou da atmosfera do solo. Sua composição química é semelhante à da atmosfera livre, junto à superfície do solo, apresentando diferenças principalmente nos teores de  $O_2$  e  $CO_2$ . O oxigênio é consumido por microorganismos e pelo sistema radicular das plantas superiores, de tal forma que sua concentração é menor do que na atmosfera livre. Ao contrário, o  $CO_2$  é liberado em processos metabólicos que ocorrem no solo e, por isso, seu teor é geralmente mais alto (Reichardt, 1985).

O ar do solo ocupa o espaço poroso não ocupado pela água. Já foi visto que para um solo seco, todo espaço vazio que é dado pela porosidade  $\alpha$  é ocupado pelo ar. Quando um solo possui uma umidade  $\theta$ , apenas a diferença entre  $\alpha$  e  $\theta$  pode ser ocupada pelo ar. Esta diferença é denominada de porosidade livre de água  $\beta$ , sendo:

$$\beta = (\alpha - \theta) \quad \text{cm}^{-3} \cdot \text{cm}^{-3} \quad (12)$$

Para um solo saturado:  $\theta = \alpha$  e  $\beta = 0$ .

#### 2.1.6 Retenção e Cálculo de Água no Solo

Imagine a situação em que o espaço poroso está totalmente cheio de água, isto é, solo saturado. Quando a água de um solo nestas condições é drenada, ar deve entrar para substituí-la no espaço poroso, resultando o solo não saturado. Portanto, um solo não saturado é aquele cujo espaço é parcialmente cheio com água e parcialmente cheio com ar e possuindo, conseqüentemente, interfaces ar-água. A formação de interfaces curvas ar-água depois da drenagem é fundamental para a retenção de água pela matriz do solo. A Figura 2.1 ilustra, de forma esquemática, como a água é retida no arranjo poroso do solo após a drenagem (Libardi, 1984).

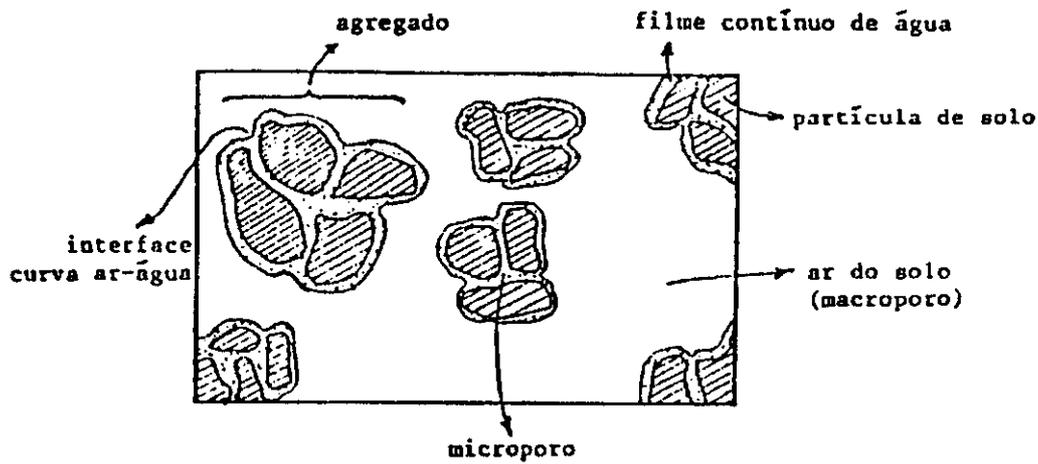


Fig. 2.1 - Retenção de água por agregados do solo após a drenagem.

Do ponto de vista agrônomo, é de importância fundamental conhecer a quantidade de água armazenada em um perfil de solo em um dado instante. A quantidade de água armazenada pelo solo é dada por sua umidade. Para muitas finalidades, as definições de umidade à base de peso ou à base de volume não são convenientes, e a água armazenada em um solo é medida por uma altura de água e o volume por unidade de área.

Como o solo é um reservatório sem fundo, quanto maior a profundidade considerada, maior a quantidade de água armazenada (Reichardt, 1987). Logo, nem toda água nele colocada é por ele retida. Devido à ação da gravidade, parte da água se move no sentido vertical para baixo, saindo da zona radicular e indo contribuir para recarga dos reservatórios subterrâneos. Por isso, ao se definir o armazenamento de água de um solo, é preciso definir a profundidade.

Utilizando-se de cálculo superior, a definição exata de armazenamento de água ( $A_L$ ) em uma camada de solo de espessura  $L$ , é:

$$A_L = \int_0^L \theta \cdot d_z \quad (13)$$

onde  $z$  é a variável que representa a profundidade no solo, que varia de 0 (superfície do solo) até  $L$  (profundidade arbitrária),  $d_z$  representa um infinitesimal de  $z$ , isto é, um acréscimo de espessura tão pequena quanto se queira.

$A_L$  pode ser determinado graficamente a partir de um gráfico de  $\theta \times z$ . O gráfico  $\theta(z)$  é denominado perfil de umidade.

Quando poucos dados são disponíveis, ou quando os dados de umidade se originam de amostras que cobrem uma camada de solo, o armazenamento  $A_L$  pode ser aproximado por uma soma de retângulos de base  $\theta_i$  e altura  $\Delta z$ , isto é:

$$A_L = \theta_1 \Delta z + \theta_2 \Delta z + \dots + \theta_n \Delta z \quad (14)$$

ou

$$A_L = (\theta_1 + \theta_2 + \dots + \theta_n) \Delta z \quad (15)$$

onde  $\theta_1, \theta_2, \theta_n$  são os valores de  $\theta$  para profundidades equidistantes  $\Delta z$ .

Multiplicando e dividindo o 2º membro das equações acima pelo número  $n$  de camadas de espessura  $\Delta z$ , tem-se:

$$A_L \cong \frac{(\theta + \theta_2 + \dots + \theta_n) n \Delta z}{n} \cong \bar{\theta} \cdot L \quad (16)$$

onde  $\bar{\theta}$  é umidade média da camada 0 - L. O armazenamento não precisa necessariamente ser definido a partir da superfície. Para uma camada que se estende de uma profundidade  $L_1$  para  $L_2$ , o armazenamento será:

$$A_{L_2 - L_1} = \int_{L_1}^{L_2} \theta \cdot dz \cong \bar{\theta} (L_2 - L_1) \quad (17)$$

sendo agora  $\bar{\theta}$  a umidade média do solo entre  $L_1$  e  $L_2$ .

Os perfis de umidade são representativos de um dado tempo  $t$ . Havendo movimento de água no solo, com adições por chuva ou irrigação e retiradas por evapotranspiração, estes perfis mudam de forma e, logicamente, o armazenamento é diferente (Reichardt, 1985). A variável  $\theta$  é, portanto, função do tempo  $t$ , isto é,  $\theta = \theta(z,t)$ .

### 2.1.7 Potenciais de Água no Solo

Para definir o estado de energia da água dentro do solo, é necessário considerar vários campos de força, não só o gravitacional. Trata-se de campos de força que são responsáveis pelos fenômenos de tensão superficial, capilaridade, adsorção, etc. Estes fenômenos são o resultado da interação entre as partículas sólidas do solo, organizadas em dada estrutura (também chamada de matriz do solo) e a água. Como é difícil separar todos estes fenômenos para fazer uma análise detalhada, eles todos são considerados em conjunto e de sua atuação resulta a energia potencial, designada matricial. Quanto menores os poros e quanto mais ativas as partículas sólidas dos solos, tanto menor a energia potencial matricial da água a eles associada (Reichardt, 1987).

Além dos fenômenos matriciais, a presença de solutos na água do solo também afeta seu estado de energia. Como os solutos se movem junto com a água, esta energia potencial, chamada de osmótica, geralmente não é importante. Ela é importante na presença de membranas semipermeáveis, que permitem a passagem da água e não dos solutos.

O potencial total da água no solo representa a somatória dos trabalhos realizados quando a unidade de massa (volume ou peso) de água em estado padrão é levada isotérmica, isobárica e reversivelmente para o estado considerado no solo.

$$\Psi = \Psi_p + \Psi_g + \Psi_{os} + \Psi_m \quad (18)$$

onde  $\Psi$  é o potencial total da água no solo;  $\Psi_p$  a componente de pressão, que aparece toda vez que a pressão que atua sobre a água do solo é diferente da pressão osmótica ( $P_o$ ) que atua sobre a água em estado padrão;  $\Psi_g$  a componente gravitacional, que aparece devido à presença do campo gravitacional terrestre;  $\Psi_{os}$  a componente osmótica, que aparece pelo fato da água no solo ser uma solução de sais minerais e outros solutos e a água padrão ser pura;  $\Psi_m$  a componente matricial, que é a soma de todos os outros trabalhos que envolvem a interação entre a matriz sólida do solo e a água.

Componente de Pressão: O potencial de pressão é só considerado para pressões positivas, isto é, acima da atmosférica. Para pressões negativas, considera-se a

componente matricial. Por isso, a componente de pressão só é de importância para solos saturados.

Componente Gravitacional: Quando o solo perde água gradualmente, a componente matricial passa a ter maior importância que a gravitacional. Porém, a componente gravitacional está sempre presente.

Componente Osmótica: A componente osmótica torna-se importante no potencial total da água  $\Psi$ , quando a concentração salina é significativa, o que acontece quando a umidade  $\theta$  é baixa e quando existe acúmulo de sais em certas regiões.

Componente Matricial: No solo,  $\Psi_m$  está relacionado com  $\theta$ , isto é, quanto maior  $\theta$  (mais úmido), maior  $\Psi_m$ . Devido à sua complexidade não é calculada e sim medida experimentalmente.

Para cada amostra de solo homogêneo,  $\Psi_m$  tem um valor característico para cada teor de umidade. O gráfico de  $\Psi_m$  em função de  $\theta$  é, então, uma característica da amostra e é denominado “curva característica da umidade do solo” ou “curva de retenção”. Para altos teores de umidade, nos quais fenômenos capilares são de importância na determinação de  $\Psi_m$  a curva característica depende da geometria da amostra, isto é, do arranjo e das dimensões dos poros. Ela passa, então, a ser uma função da densidade global do solo e da porosidade. Para baixos teores de umidade, o potencial matricial praticamente independe de fatores geométricos, sendo a densidade global e porosidade de pouca importância em sua determinação. Na Figura 2.2 são apresentadas curvas de retenção para diferentes amostras.

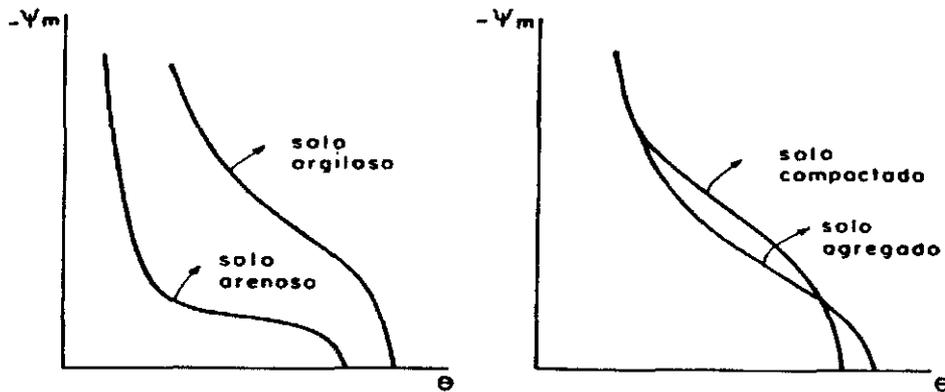


Fig. 2.2 - Curvas características da umidade do solo.

Conhecendo-se a curva característica de um solo, pode-se estimar  $\Psi_m$  conhecendo-se  $\theta$  ou vice-versa. Na prática, a determinação de  $\theta$  é bem mais simples, de tal forma que  $\theta$  é medido e  $\Psi_m$  estimado pela curva de retenção. Desde que a geometria do sistema não varie com o tempo, a curva característica é única e não precisa ser determinada em cada experimento. Como pode ser verificado na figura acima, a umidade de saturação  $\theta_s$  de um solo argiloso é maior do que a de um solo arenoso. Para o solo compactado,  $\theta_s$  é menor também porque a compactação diminui a porosidade  $\alpha$  e  $\alpha = \theta_s$ . Em um solo saturado, em equilíbrio com água pura à mesma elevação, o potencial matricial  $\Psi_m$  é nulo. Aplicando-se uma pequena sucção à água do solo saturado não ocorrerá nenhuma saída de água até o momento em que a sucção atinge determinado valor em que o maior poro se esvazia. Esta sucção ou tensão crítica é denominada de “valor (ou sucção) de entrada de ar”. Para solos de textura grossa este valor é pequeno, enquanto para solos de textura fina ele pode ser considerável. Aumentando-se mais a tensão, mais água é retirada dos poros que não conseguem reter água contra a tensão aplicada. A cada valor de tensão corresponde um valor de  $\Psi_m$ ; como para cada tensão o solo possui uma umidade  $\theta$ , a curva de  $\theta$  versus  $\Psi_m$  pode facilmente ser determinada.

Uma equação semi-empírica extensamente usada para a determinação da curva de retenção, e considerada como a mais geral por Tietje e Tapkenhinrichs (1993), foi proposta por van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha \psi)^n]^m} \quad (19)$$

onde  $\psi$  é o potencial mátrico (KPa);  $\theta$  o conteúdo de água volumétrica;  $\theta_s$  o conteúdo de água saturada;  $\theta_r$  o conteúdo de água residual;  $\alpha$ ,  $n$  e  $m$  os parâmetros dimensionais relacionados com a homogeneidade da distribuição do tamanho dos poros (Moreira, 1987).

A relação entre  $\Psi_m$  e  $\theta$  pode ser obtida de duas maneiras: a) por “secamento”, tomando-se uma amostra de solo inicialmente saturada de água e aplicando-se gradualmente tensões maiores, fazendo medidas sucessivas de tensão ( $\Psi_m$  em energia por volume) em função de  $\theta$ ; b) por “molhamento”, tomando-se uma amostra de solo inicialmente seca ao ar e permitindo-se seu molhamento gradual por redução da tensão. Cada método fornece uma curva contínua, mas as duas, em geral, serão diferentes. O fenômeno é denominado de histerese. A umidade do solo  $\theta$  na condição de equilíbrio, a uma dada tensão, é maior na curva de “secamento” do que na curva de “molhamento”. A Figura 2.3 apresenta o fenômeno da histerese (Reichardt, 1985).

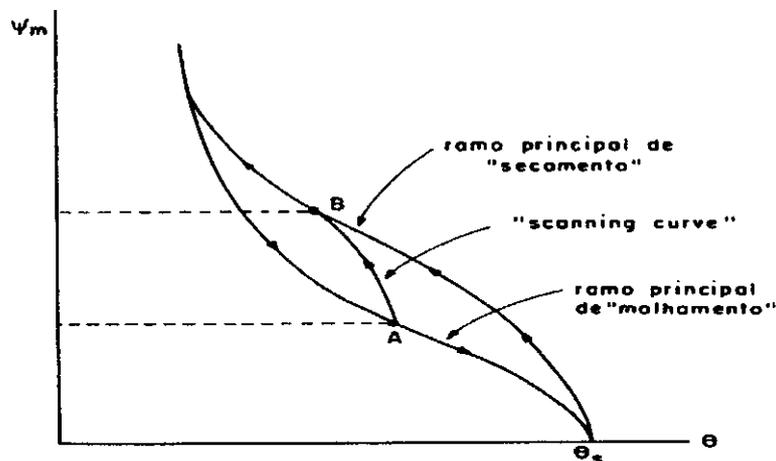


Fig. 2.3 - Histerese da curva de retenção.

Como se pode verificar,  $\theta_s$  é o mesmo pois, sendo o mesmo solo quando saturado, deve sempre ter o mesmo teor de umidade. Se uma curva de retenção é obtida por molhamento a partir de um solo seco e, por exemplo, para o valor de  $\Psi_m$  em A, indicado pelo ponto A na figura 2.3, o solo é novamente seco aumentando-se a tensão,

obtém-se outra curva, representada por AB na figura 2.3. Estas curvas intermediárias são denominadas “scanning curves” e as duas curvas completas são designadas como ramos principais de histerese (Reichardt, 1985).

Freire e Scardua (1978) determinaram a retenção de água em sete horizontes de um perfil de Latossolo Roxo Distrófico do Município de Lavras, Minas Gerais. As amostras do solo, depois de passadas em peneira com malha de 2 mm de diâmetro e saturadas com água, foram submetidas a 16 tensões, desde 0,001 atm até 15 atm. Determinou-se também a retenção de água por umedecimento a partir de amostras secas ao ar, na faixa de tensões de 0,2 atm a 0,001 atm. Foram observadas diferenças nas retenções de água entre horizontes e entre tensões, tanto na curva de secagem como na curva de umedecimento. Verificaram que a retenção de água do perfil pode ser representada por uma amostra de cada horizonte genético e as curvas características de umidade poderão ser obtidas com menor número de tensões do que as estudadas. Observaram também que o efeito da histerese foi mais pronunciado nas tensões inferiores a 0,2 atm.

Moreira e Silva (1987) determinaram a retenção de água, em amostras de solo com estrutura deformada e indeformada, de 5 horizontes de um perfil Podzólico Vermelho-Amarelo, localizado na Unidade de Execução de Pesquisa (UEP) de Itapirema, em Goiana, PE. Determinou-se também a umidade, na capacidade de campo, com o objetivo de verificar seu relacionamento com os valores de tensão nas curvas de retenção de água obtidas em laboratório. Os resultados indicaram que, em baixas tensões, as amostras deformadas retiveram mais água do que as indeformadas. Observou-se que a tensão em que a água é retida, na capacidade de campo, foi relativamente uniforme em todo o perfil, nos dois tipos de estrutura. Em amostras deformadas, os valores de tensão na capacidade de campo foram 0,006 MPa, para o horizonte Ap, e 0,01 MPa, para os horizontes A<sub>3</sub>, B<sub>1t</sub>, B<sub>21t</sub> e B<sub>22</sub>. Para as amostras indeformadas, a tensão encontrada foi em torno de 0,006 MPa, para todos os horizontes.

#### 2.1.8 Movimento da Água no Solo

A água se move em resposta a uma diferença de potencial, isto é, sempre que houver diferença de potencial entre dois pontos de um sistema, a água estará se movendo do ponto onde o potencial total é maior para o ponto onde ele é menor. Para

quantificar este movimento, utilizam-se as chamadas equações de fluxo.

Existem dois fatores que determinam o fluxo de água no solo: a força que atua em cada elemento de volume da água no solo responsável por seu movimento e a resistência ao fluxo oferecida pelo espaço poroso do solo. A força é representada por uma grandeza conhecida como condutividade hidráulica, ou seja, é igual ao coeficiente de proporcionalidade entre o fluxo e o gradiente (Libardi et al., 1984)

A equação de Darcy descreve o fluxo de água no solo,

$$q = -K \nabla H \quad (20)$$

onde  $q$  é a densidade de fluxo de água ( $\text{cm}^3/\text{cm}^2 \text{ s}$ );  $\nabla H$  o gradiente de potencial e  $K$  a condutividade hidráulica ( $\text{cm/s}$ ).

*Densidade de fluxo:* A densidade de fluxo representa a vazão de água por unidade de área de seção transversal normal à direção de  $q$ . Dimensionalmente, verifica-se que sua unidade é de velocidade ( $\text{L T}^{-1}$ ). No entanto, ela não representa a velocidade real com que a água se move nos poros do meio poroso (solo), uma vez que em tal meio, a seção de poros, a qual é equivalente a porosidade total  $\alpha$  em meio poroso, e a sua umidade volumétrica  $\theta$  em meio poroso não saturado.

Nestas condições, verifica-se facilmente que para fluxo em solo saturado

$$\bar{v} = \frac{\bar{q}}{\alpha} \quad (21)$$

enquanto que para fluxo em solo não saturado

$$\bar{v} = \frac{\bar{q}}{\theta} \quad (22)$$

sendo  $\bar{v}$ , portanto, a velocidade real média da água dentro do solo, isto é, o volume de água que passa pela unidade de área disponível ao fluxo por unidade de tempo. Chama-se de velocidade real média, devido, evidentemente, à grande heterogeneidade da geometria dos poros que confere em cada ponto (em cada poro, do ponto de vista

microscópico) dentro do solo uma velocidade real diferente.

*Gradiente de Potencial Hidráulico:* Este representa a força que atua em cada unidade de volume de água no solo, fazendo-a mover. Dimensionalmente o gradiente de potencial vem a ser uma força, pois representa uma energia por unidade de comprimento.

*Condutividade Hidráulica (Saturada):* A condutividade hidráulica é um coeficiente que expressa a facilidade com que o fluido é transportado através de um meio poroso. Depende, portanto, das propriedades do fluido e do material poroso. Como propriedades importantes da matriz porosa, pode-se citar: a distribuição de tamanho das partículas do solo, a forma das partículas, a tortuosidade, a superfície específica e a porosidade do solo, propriedades todas estas que se refletem na geometria porosa do meio poroso. As propriedades relevantes do fluido, que afetam a condutividade hidráulica, são sua densidade e sua viscosidade.

A condutividade hidráulica pode ser expressa como (Libardi, 1984):

$$K = \frac{k\rho g}{\eta} \quad (23)$$

onde  $k$  é a permeabilidade intrínseca ( $\text{cm}^2$ ), que depende do arranjo geométrico das partículas e da umidade;  $\rho$  a densidade do fluido (água) expressa em  $\text{g/cm}^3$ ;  $g$  a aceleração da gravidade ( $\text{cm/s}^2$ ) e  $\eta$  a viscosidade do fluido ( $\text{g/cm s}$ ).

### 2.1.9 Redistribuição de Água no Solo

Quando cessa a chuva ou irrigação e a reserva de água da superfície do solo se esgota, o processo de infiltração chega ao fim; entretanto, o movimento de água dentro do perfil, não cessa imediatamente. A camada de solo quase ou totalmente saturada não retém sua água de chuva ou de irrigação. Parte dela move-se para baixo, isto é, para camadas mais profundas, principalmente sob influência do potencial gravitacional, podendo também mover-se segundo gradientes de outros potenciais, porventura presentes (Reichardt, 1985). Este movimento pós-infiltração é denominado de drenagem

interna ou redistribuição.

Em alguns casos, a velocidade de redistribuição diminui rapidamente, tornando-se desprezível após alguns dias, de tal forma que se tem a impressão que o solo retém sua umidade, salvo quando a água do solo é evaporada ou retirada do perfil pelas raízes das plantas. Em outros casos, a redistribuição pode continuar com uma velocidade considerável, apesar de diminuir com o tempo, por muito dias.

A velocidade e a duração do processo determinam a capacidade efetiva de armazenamento do solo. Esta não é uma quantidade fixa ou propriedade estática do solo, mas sim um fenômeno temporário, determinado pela dinâmica do movimento de água no solo.

O processo de redistribuição é, na verdade, contínuo e não mostra interrupções abruptas ou níveis estáticos. Apesar de sua velocidade decrescer com o tempo, o processo continua indefinidamente e a tendência ao equilíbrio ocorre apenas depois de longo período de tempo (Reichardt, 1985).

Os solos aos quais o conceito mais se adapta são os solos de textura grossa, nos quais a condutividade hidráulica decresce rapidamente com a diminuição da umidade do solo e o fluxo torna-se muito pequeno rapidamente. Em solos de textura média e fina, entretanto, o processo de redistribuição pode persistir de maneira considerável por vários dias e mesmo meses.

A velocidade de saída de água depende da textura, da condutividade hidráulica, da composição e da estrutura do perfil todo, pois a presença de uma camada limitante ao fluxo em qualquer posição dentro do perfil retarda a saída de água de todas as camadas acima. Assim, torna-se claro que a capacidade de armazenamento de água de um solo não está apenas relacionada ao tempo, mas também à composição textural, sequência de camadas de propriedades físicas distintas, umidade inicial, etc. (Reichardt, 1985).

#### 2.1.10 Capacidade de Campo

O fluxo e a velocidade das variações da umidade do solo decrescem com o tempo após o processo de infiltração. Verifica-se que o fluxo torna-se desprezível ou mesmo cessa, depois de alguns dias. A umidade do solo na qual a drenagem interna praticamente cessa, denominada capacidade de campo, foi por longo tempo assumida universalmente como uma propriedade física do solo, característica e constante para

cada solo.

O conceito de capacidade de campo foi originalmente derivado considerando medidas pouco precisas de umidade do solo no campo, onde medidas e amostragem necessariamente limitaram a precisão e a validade dos resultados (Reichardt, 1985). Pesquisadores procuraram explicá-la em termos de um equilíbrio estático. Foi comumente assumido que a aplicação de certa quantidade de água no solo preencheria o déficit à capacidade de campo até uma profundidade bem definida, além da qual a água penetraria. Calcula-se a quantidade de água a ser aplicada por irrigação na base do déficit à capacidade de campo da camada de solo a ser molhada.

Recentemente, com o desenvolvimento das teorias do movimento da água no solo e com as técnicas experimentais mais precisas, o conceito de capacidade de campo, como originalmente definido, tem sido considerado arbitrário e não uma propriedade intrínseca do solo, independente do modo como seja determinado (Reichardt, 1985). Veihmeyer e Hendrickson (1949) definiram a capacidade de campo como “a quantidade de água retida pelo solo após a drenagem de seu excesso, quando a velocidade do movimento descendente praticamente cessa, o que usualmente ocorre dois a três dias após a chuva ou irrigação, em solos permeáveis e de estrutura e textura uniformes”.

A capacidade de campo é controlada pelo equilíbrio da profundidade do lençol freático. Richards (1960) discute este conceito e chega mesmo a afirmar que “o conceito de capacidade de campo causou mais males do que esclarecimentos”. Como pode-se determinar que a redistribuição praticamente cessou ou tornou-se desprezível? Obviamente os critérios para tal determinação são subjetivos, dependendo enormemente da frequência e precisão com que a umidade do solo é medida. A definição prática de capacidade de campo (teor de água da camada inicialmente umedecida alguns dias após a infiltração) não leva em conta fatores como a umidade do solo antes da infiltração, profundidade de molhamento, quantidade de água aplicada, heterogeneidade do perfil, e outros.

Apesar de tudo, o conceito de capacidade de campo é considerado por muitos como um critério prático e útil para o limite superior de água que um solo pode reter. Nestas condições, a capacidade de campo deve necessariamente ser determinada no campo e o interessado deve estar ciente de suas limitações. Scardua (1972) e Reichardt e Libardi (1974) apresentaram dados de capacidade de campo determinada para solos do município de Piracicaba, SP. Outrossim, não existe um método de laboratório para sua

determinação, pelas razões discutidas acima. Os valores dos vários métodos de laboratório que mesmo assim foram propostos, tais como os valores obtidos com placa de pressão a 1/10 ou 1/3 atm, nunca poderão representar a capacidade de campo medida no terreno. Estes critérios são estáticos e o processo de redistribuição é essencialmente dinâmico (Reichardt, 1985).

Reichardt (1988) analisou o conceito de capacidade de campo do ponto de vista teórico e discutiu em relação a dados de drenagem interna de um solo considerado homogêneo (latossolo) e outro heterogêneo (terra roxa estruturada). Ele deu ênfase ao fato de ser a capacidade de campo o resultado de um comportamento dinâmico da água no solo e não uma característica intrínseca de sua matriz. Sabendo que o fluxo de drenagem decresce rapidamente com o tempo, tornou-se subjetiva a escolha do instante para a determinação da capacidade de campo. Cada tempo escolhido levou a um valor diferente dessa capacidade, cujos métodos de determinação em amostras de laboratório não tiveram nenhum suporte teórico; seus resultados, porém, podem ser úteis para efeito prático. Nesses casos, o critério clássico do potencial matricial de  $-33$  KPa ( $-1/3$  atm) deve ser levado para potenciais maiores, da ordem de  $-10$  a  $-6$  KPa ( $-1/10$  a  $-6/100$  atm).

#### 2.1.11 Ponto de Murchamento Permanente

As plantas, de uma maneira geral, absorvem centenas de gramas de água para cada grama de matéria seca produzida. A planta tem suas raízes mergulhadas no reservatório de água do solo e as folhas sujeitas à ação da radiação solar e do vento, obrigando-a a transpirar incessantemente. Para crescer adequadamente, ela precisa possuir uma “economia de água” tal que a demanda feita sobre ela pela atmosfera, seja balanceada pelo seu abastecimento por parte do solo. O problema é que a demanda por evaporação devido a atmosfera é praticamente constante, ao passo que os processos que adicionam água ao solo, como a chuva, ocorrem apenas ocasionalmente e geralmente com irregularidade. Para sobreviver nos intervalos entre chuvas a planta precisa contar com a reserva contida no solo.

O conceito de disponibilidade de água para as plantas trouxe por muitos anos controvérsia entre pesquisadores. A principal causa da controvérsia é provavelmente a falta de uma definição física do conceito. Veihmeyer e Hendrickson (1927, 1949, 1950 e 1955), conforme mencionado por Reichardt (1985), afirmam que a água do solo é

igualmente disponível em intervalo de umidade que vai de um limite superior, a capacidade de campo, até um limite inferior, o ponto permanente de murcha (este foi definido por Veihmeyer e Hendrickson (1948) como a umidade do solo na qual uma planta não túrgida não reestabelece turgidez, mesmo quando colocada em atmosfera saturada por 12 h. Comumente assume-se que esta umidade do solo corresponde a um potencial de  $-15$  atm.). Estes autores postularam que as funções biológicas das plantas permanecem inafetadas neste intervalo, variando abruptamente uma vez ultrapassado o limite inferior. Segundo Reichardt (1985), outros investigadores encontraram evidências de que a disponibilidade da água às plantas decresce com a diminuição da umidade do solo e que a planta pode sofrer deficiência de água e redução de crescimento, antes de alcançar o ponto de murchamento. Outros pesquisadores, não concordando com estes pontos de vista opostos, procuraram dividir o intervalo de água disponível em dois intervalos, um de “água imediatamente disponível” e outro de “água decrescentemente disponível”, e procuraram um “ponto crítico” entre a capacidade de campo e o ponto de murchamento permanente, como um critério adicional para a definição de água disponível.

O problema tornou-se mais complexo quando se verificou que diferentes plantas respondem diferentemente para umidade do solo. Isto levou os pesquisadores a reconhecerem que a umidade do solo, por si só, não é um critério adequado para definir disponibilidade. Tentou-se resolver o problema correlacionando o estado da água na planta com o estado da água no solo, em termos de seu potencial. Por isso, as “constantes” do solo foram definidas em termos de potencial ( $1/3$  atm para capacidade de campo e  $15$  atm para ponto de murchamento permanente), que poderiam, então, ser aplicados universalmente. Entretanto, apesar do uso destes conceitos de energia representarem um avanço considerável, faltou ainda a necessidade de se considerar o sistema solo-planta-atmosfera como um sistema extremamente dinâmico.

Uma teoria bem fundamentada que descreve exatamente a absorção de água pelas plantas é muito difícil, se não impossível, devido às complicações inerentes das relações espaço-tempo envolvidas no processo. As raízes crescem desordenadamente nas mais diversas direções e espaçamentos e, até o momento, não há método experimental para medir os gradientes e fluxos “microscópicos” nas vizinhanças das raízes. Os métodos convencionais de medida de  $\theta$  e de  $\psi$  baseiam-se na amostragem de um volume relativamente grande de solo. Devido a estas e muitas outras dificuldades,

apenas uma análise semi-quantitativa do fenômeno é possível.

Com o desenvolvimento do conhecimento teórico do estado da água no solo, na planta e na atmosfera, e com o desenvolvimento das técnicas experimentais, uma interpretação mais sólida pode ser dada ao problema. Tornou-se cada vez mais claro que em um sistema dinâmico como este, conceitos estáticos como umidade equivalente, ponto de murchamento permanente, umidade crítica, água capilar, água gravitacional e outros, geralmente não tem significado por basearem-se no fato de que os processos que ocorrem no campo se dirigem no sentido de estados estáticos (Reichardt, 1985).

Este desenvolvimento levou ao abandono do conceito clássico de água disponível no seu sentido original. Logicamente não há diferença qualitativa entre a água retida a diferentes potenciais do solo. Nem é a quantidade de água absorvida pelas plantas só uma função de seu potencial no solo. Esta quantidade depende da habilidade das raízes de absorver a água do solo com que estão em contacto, bem como das propriedades do solo no fornecimento e na transmissão desta água até as raízes, em uma proporção que satisfaça as exigências da transpiração. Logo, fenômeno depende de fatores do solo (condutividade hidráulica, difusividade, relações entre umidade e potencial), da planta (densidade das raízes, profundidade, taxa de crescimento das raízes, fisiologia da raiz, área foliar) e da atmosfera (déficit de saturação, vento, radiação disponível).

Conforme ressalta Reichardt (1985), muitos pesquisadores, insistentes na manutenção dos conceitos clássicos envolvidos na disponibilidade de água, argumentam que o desenvolvimento da ciência do solo trouxe o abandono de conceitos úteis, sem substituí-los por outros mais exatos. Com isto não se pretende dizer que o problema seja insolúvel. Cada caso em particular deve ser estudado, levando-se em conta os conhecimentos sobre a dinâmica de água no solo, na planta e na atmosfera. Cada caso pode ter uma solução particular, sendo necessária, muitas vezes, uma série de simplificações racionais.

#### 2.1.12 Funções de Pedo-Transferência

Medidas de propriedades hidráulicas insaturadas, incluindo as relações retenção de água versus tensão, são dispendiosas, consomem tempo e trabalho intensivo. Logo, diversas tentativas tem sido efetuadas para estimar estas relações a partir de dados

disponíveis do solo, tais como a distribuição do tamanho das partículas, o conteúdo de carbono orgânico e a densidade global. Um método alternativo que descreve a relação da retenção de água no solo com base em outras características, mais fáceis de medir, é chamado função de pedo-transferência. Este termo foi denominado por Bouma & van Lanen em 1987 (Gonçalves *et al.*, 1997).

Uma função de pedo-transferência (PTF) é aquela que tem como argumento dados básicos que descrevem o solo (como por exemplo, a textura, a densidade global e o conteúdo de matéria orgânica) e gerando como resultado a retenção de água no solo ou a função de condutividade hidráulica insaturada (incluindo a saturada).

A estimativa da retenção de água no solo pode ser feita por três técnicas diferentes: método de regressão por ponto, método do modelo físico e método de regressão por parâmetro, Tietje e Tapkenhinrichs (1993), os quais são descritos a seguir:

*Método de regressão por pontos* - A curva de retenção é estimada a partir de conteúdos de água  $\theta_i$  em certos potenciais matriciais fixos através de regressões lineares múltiplas ( $i = 1, \dots, n$ ).

A técnica de estimação por pontos permite apenas relacionar pontos específicos das curvas relativas às propriedades hidráulicas com as propriedades básicas do solo por meio de técnicas de regressão. Embora este procedimento seja muito usado, ele tem algumas limitações. Uma das principais desvantagens é a de que não se tem nenhuma idéia do comportamento físico da propriedade hidráulica em estudo, pois não se pode obter curvas completas. Para a obtenção de uma curva completa faz-se necessário estimar vários pontos de uma mesma curva e, em seguida proceder a interpolações ou ajustamentos, o que implica em fonte de erros. A comparação do comportamento de diferentes tipos de solos também não é fácil.

Este processo tem, contudo, a grande vantagem da sua simplicidade, bastando apenas se conhecer técnicas de regressão relativamente simples (Gonçalves *et al.*, 1994).

*Método do modelo físico* - Este método inclui esquemas de Haverkamp e Parlange (1986), Arya e Paris (1981), e Tyler e Wheatcraft (1989). Tyler e Wheatcraft (1989) apresentaram uma aproximação que inclui a estimativa de um certo parâmetro na aproximação de Arya e Paris (1981). Este método consiste de três passos:

- i) a distribuição do tamanho dos poros é calculada a partir da distribuição do tamanho das partículas:
- ii) o conteúdo de água é estimado a partir da distribuição do tamanho de partículas via conservação de massa;
- iii) os potenciais mátricos são estimados a partir da distribuição do tamanho de poros por meio da equação de capilaridade.

Haverkamp e Parlange (1986) começaram com uma relação linear entre o diâmetro da partícula,  $d$ , e o raio do poro equivalente,  $R$ :

$$d = \gamma R \quad (24)$$

com um fator de proporcionalidade constante,  $\gamma$ , o qual caracteriza a amostra de solo. Esta simplificação produz uma função de retenção como uma simples transformação linear da distribuição do tamanho das partículas e só é válida em solos arenosos com partículas uniformes relativas. Partindo desta aproximação, Haverkamp e Parlange desenvolveram a estimação do efeito de histerese.

Em adição à transformação linear, Arya e Paris (1981) usaram uma relação empírica que incorpora diferentes formas das partículas nas PTFs e estabelece uma relação não-linear entre distribuição de tamanho das partículas e tamanho dos poros.

Para as PTFs de Haverkamp e Parlange (1986), de Arya e Paris (1981), e de Tyler e Wheatcraft (1989), deve-se estimar o conteúdo de água saturada. Uma primeira aproximação consiste em estimar o conteúdo de água saturada a partir da porosidade  $\phi$  ( $\theta_s = 0,9 \phi$ ; Rogowski, 1971), e (se necessário) estimar a porosidade a partir da densidade global e da densidade das partículas. A distribuição do tamanho das partículas deve ser tão detalhada quanto possível. A utilização de somente três frações (argila, silte e areia) reduz o desempenho consideravelmente, porque o algoritmo estima um ponto na função de retenção de cada fração. Haverkamp e Parlange (1986) propuseram uma função do tipo van Genuchten para a distribuição do tamanho das partículas.

Os parâmetros de entrada para o método do modelo físico podem ser resumidos como:

- i) uma distribuição detalhada do tamanho das partículas com algumas frações limites;
- ii) porosidade (ou densidade global,  $\rho_b$ , para cálculo da porosidade =  $1 - \rho_b/\rho_s$ , assumindo que a densidade da partícula  $\rho_s = 2.65 \text{ g.cm}^{-3}$ ) (Tietje *et al.*, 1993).

*Método de regressão por parâmetro:* Neste método, assume-se uma equação que descreve a relação entre  $\psi$  e  $\theta$ , e os parâmetros dessa equação são estimados por regressões ou outros estimadores.

Rawls e Brakensiek (1985) estimaram os seguintes parâmetros da função de retenção: conteúdo de água residual  $\theta_r$ ,  $\theta_s$  conteúdo de água saturada, pressão total,  $\psi_b$ , e o índice do tamanho dos poros,  $\lambda$ :

$$\theta = \begin{cases} \theta & \text{para } \psi \leq \psi_b \\ \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left( \frac{\psi_b}{\psi} \right)^\lambda & \text{caso contrario} \end{cases} \quad (25)$$

A função de van Genuchten (1980) usa os parâmetros  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$  (equivalente para o inverso de  $\psi_b$ ),  $n$  (equivalente da soma 1,  $n = 1 + \lambda$ ), e  $m$ , o qual é, em muitos casos, assumido como sendo  $m = 1 - 1/n$ .

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[ 1 + (\alpha \psi)^n \right]^m} \quad (26)$$

Em todos os métodos de regressão por parâmetros, os parâmetros hidrológicos descritos acima são estimados a partir de dados básicos via análises de regressão (geralmente regressão múltipla) (Tietje e Tapkenhinrichs, 1993).

Outrossim, a técnica de estimação por parâmetros calcula os parâmetros dos modelos para determinação das características hidrodinâmicas do solo; no entanto, é necessário identificar um modelo capaz de descrever as propriedades hidráulicas do solo, medidas experimentalmente, para uma grande variedade de solos.

Esta técnica tem a desvantagem de ser mais complexa que a técnica de estimativa por pontos pois, devido a não linearidade das curvas características de

umidade do solo e condutividade hidráulica, geralmente é necessário usar técnicas de estimação de parâmetros não lineares. Além disso, técnicas são difíceis de utilizar e nem sempre conduzem a resultados convergentes. No entanto, esta técnica oferece mais possibilidades, pois há diversos programas que permitem estimar os parâmetros não lineares dos modelos de modo relativamente fácil (Gonçalves *et al.*, 1994).

A seguir, citam-se diversos trabalhos realizados para estimar as curvas de retenção considerando diferentes técnicas:

- Gupta e Larson (1979) apresentaram relações estatísticas que podem ser usadas para estimar a retenção de água no solo em 13 diferentes solos agrícolas no Missouri, EUA. Estas relações basearam-se nos percentuais de areia, de silte, de argila, no conteúdo de matéria orgânica e na densidade global. Para a estimativa do conteúdo de água foi usada uma análise de regressão dada pela seguinte equação:

$$\theta = a \times \text{areia (\%)} + b \times \text{silte (\%)} + c \times \text{argila (\%)} + d \times \text{matéria orgânica (\%)} + e \times \text{densidade global (g/cm)} \quad (27)$$

onde  $\theta$  é o conteúdo de água estimado ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ) para um dado potencial mátrico e  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ , e  $e$  são os coeficientes de regressão. Eles usaram o método do “spline” cúbico para o ajustamento dos pontos de dados experimentais. Como os dados experimentais não foram obtidos exatamente às mesmas pressões para todas as amostras, os valores do conteúdo de água usados na regressão foram obtidos a partir da curva ajustada. As curvas previstas ajustaram-se razoavelmente bem como aquelas medidas; logo, as equações mostrara-se valiosas para a modelagem do escoamento de sal e água nos solos.

- Arya e Paris (1981) apresentaram um modelo físico-empírico para estimar as umidades características do solo, a partir de sua distribuição do tamanho das partículas, da densidade global e da densidade das partículas. O modelo primeiro traduz uma distribuição do tamanho das partículas a partir da distribuição do tamanho dos poros. Assim, o volume dos poros é dividido pelo volume global para dar o conteúdo de água volumétrico, e o raio dos poros são convertidos para pressão de água equivalente usando a equação da capilaridade. Para calcular o volume e o raio dos poros, a curva de distribuição do tamanho das partículas é dividida em um número de segmentos. A

massa do sólido em cada segmento é assumida por formar uma matriz com uma densidade global igual aquela da amostra de estrutura natural. A formulação para o raio dos poros baseia-se em partículas esféricas e poros cilíndricos. As estimativas obtidas com modelos de predições para diferentes tipos de solos mostraram boa concordância com os dados experimentais. O método de Arya e Paris (1981) tem sido testado para aplicações de campo, considerando-se diferentes tipos de solos e locais.

- Três diferentes modelos (ou equações) para estimar o conteúdo de água no solo em alguns potenciais mátricos fixos, a partir das componentes das classes de textura do solo, da densidade global e do conteúdo de matéria orgânica, com base em regressões foram apresentadas por Rawls et al. (1982). Os resultados foram comparados com dados experimentais para 2543 horizontes do solo. Um quarto modelo foi ainda sugerido por Rawls et al. (1983). As equações mencionadas acima foram também utilizadas por Ahuja et al. (1985) que examinaram ainda mais dois outros métodos para estimar o conteúdo de água no solo, cujos resultados foram comparados com medidas efetuadas para 189 amostras de solos, representando diferentes locais e horizontes. De modo geral, os resultados foram superiores àqueles medidos, com erro relativo médio e o desvio padrão do erro médio variando entre 8 e 29% e entre 17 e 36%, respectivamente. As melhores estimativas foram obtidas com o método do escalonamento.

- A partir de amostragens dos horizontes de 40 importantes séries de solos da Bélgica, com texturas variando de areia a argila pesada mediu-se as umidades características de retenção (UCR) (Vereecken et al., 1989). Nestes horizontes, determinaram-se também as distribuições do tamanho das partículas em 9 frações, a densidade global e o conteúdo de carbono. A equação de van Genuchten foi ajustada, através da curva de retenção de água usando o algoritmo de Marquardt (1967), para estimar parâmetros não lineares. A análise do fator principal foi usada para verificar a estrutura dos dados e examinar a relação entre os parâmetros da característica da retenção e as medidas das propriedades do solo. Para testar a necessidade de considerar informações detalhadas, da composição textural do solo, avaliaram dois níveis de informações. O primeiro contém a composição textural em 3 frações (areia, silte e argila), enquanto que o segundo considera a composição textural em 9 frações e 2 parâmetros distribucionais (desvio padrão geométrico, GSD e a média do tamanho da partícula geométrica, GMPS). Eles

concluíram que a da retenção de água característica pode ser estimada, com um nível confiável de acurácia a partir de propriedades simples. Seus estudos mostraram também que para os horizontes explorados o modelo de van Genuchten da uma boa descrição sobre a característica da retenção de água e, em adição, que a aproximação utilizada é flexível e suficiente para modelar a UCR para um grande intervalo de texturas.

- Funções de pedo-transferência foram avaliadas comparando-se valores estimados versus medidos de retenção de água usando séries de dados testes para um amplo range de solos (Tietje e Tapkenhinrichs, 1993). A acurácia da retenção estimada é quantificada pelo desvio médio quadrático (RMSD) entre as funções de retenção medida e prevista. Após a aplicação de diversas PTFs para muitos solos em uma serie de dados, a média (RMSD) encontrada esteve no intervalo entre 0,04 a 0,13  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ , dependendo da PTF. Quando o RMSD foi calculado no intervalo entre 0,1  $\text{J Kg}^{-1}$  para o ponto de murcha, o RMSD mais baixo foi aproximadamente igual a de 0,05  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ . Eles usaram a PTF para suprir a retenção de água para modelos de fluxo de água no solo insaturado. Como resultado, notaram que a predição dos parâmetros da função de van Genuchten  $\alpha$  e  $\theta_r$ , usando uma PTF, era incorreto, mesmo quando a PTF baseava-se em análise de regressão não-linear e principais fatores analíticos.

- Os padrões geográficos da capacidade de armazenamento de água são importantes para o estudo da resposta da vegetação e do fornecimento de água em mudanças climáticas. Portanto, Kern (1995a) conduziu um estudo para avaliar qual série de dados utilizar para modelagem do balanço de água em escala nacional considerando o continente norte-americano. As bases de dados espaciais das propriedades do solo derivaram de base de dados nacional (NATSGO) e do mapa de solos mundial das Nações Unidas.

- Kern (1995b) analisou alguns modelos de retenção de água baseado nas propriedades básicas do solo, com o objetivo principal de identificar a quantidade mínima de dados de entrada necessários. Para tal, utilizou-se para estes 6 modelos considerando várias combinações das propriedades do solo e utilizando-se dados para aproximadamente 6000 pedons. O modelo de Rawls, que exige dados de distribuição de partículas e de matéria orgânica, mostrou o valor absoluto mais baixo, entre todos os modelos, para o

erro médio (ME), para pressões mátricas de água no solo de -10, -33 e -1500 KPa. O modelo de Saxton, o qual exige dados de distribuição de tamanhos das partículas, teve um erro médio (ME) pequeno para pressões mátricas de água no solo de -10 e -1500 KPa, e um erro moderadamente pequeno para pressão mátrica de -33 KPa. O modelo de Vereecken, que considera dados da densidade global, da distribuição do tamanho das partículas e de matéria orgânica, teve um erro médio pequeno para pressões mátricas de -10, -33 e -1500 KPa. Dessa forma, concluiu, então, que os três modelos (de Rawls, de Saxton e de Vereecken) apresentaram erro médio relativamente pequeno, e que, para a estimativa de capacidade de retenção de água, o modelo de Saxton era o mais adequado. O modelo de Rawls é recomendado para caracterizar a relação entre o conteúdo de água e a pressão mátrica.

- Gonçalves et al. (1997) utilizaram funções de pedo-transferência para estimar as propriedades hidráulicas de solos portugueses. Eles desenvolveram as PTFs por regressão entre dados hidráulicos e propriedades básicas do solo. Os parâmetros foram quantificados para: i) modelo de retenção de van Genuchten usando 80 perfis do solo com um total de 230 curvas de retenção; ii) modelo de condutividade de Gardner usando 20 perfis do solo e 129 curvas de condutividade hidráulica. Os parâmetros destes modelos foram relacionados com propriedades básicas do solo, através de regressões múltiplas, a fim de se obter as funções de pedo-transferência.

- Tomasella e Hodnet (1998) estimaram as características da retenção de água no solo através de dados limitados para a Amazônia. Desenvolveram uma PTF para prever os parâmetros de Brooks-Corey usando dados de textura do solo da Amazônia. Regressões lineares múltiplas foram ajustadas para estimar a textura do solo (porcentagem de areia, de silte e de argila), a densidade global, a porosidade e o conteúdo de água para um certo potencial matricial. Os parâmetros de Brooks-Corey foram derivados e correlacionados independentemente com a textura do solo, gerando um método direto para derivar os parâmetros de retenção do solo em função do percentual de argila e de silte. O método foi validado usando uma série de dados independentes, para os quais os dados de retenção de água e textura estavam disponíveis. A concordância entre o valor medido e o observado foi muito significativa, mas os resultados mostraram que as diferenças entre predições e medições também depende da densidade global. Deste

modo, os dados do solo avaliados para a Amazônia, os quais podem ser utilizados para extrapolar espacialmente estes resultados, geralmente não incluem a densidade global e, por esta razão, eles não foram incluídos na regressão.

- Wösten et al. (1998) também utilizaram funções de pedo-transferência para estimar os parâmetros hidráulicos de solos europeus. Para derivar as PTFs, 18 instituições em 10 países da Europa participaram no estabelecimento de uma base de dados HYPRES (Hydraulic Properties of European Soils). Estas funções e a base de dados dos solos geográficos da Europa foram combinados para gerar um mapa de capacidade de armazenamento de água nos solos europeus.

- Recentemente, Tomasella et al. (1998) desenvolveram funções de pedo-transferência para a estimativa da curva de retenção para solos do Brasil. Este trabalho já está concluído, e os resultados estão descritos em uma publicação que está sendo submetida a Soil Science Society American Journal.

### **3. MATERIAIS E MÉTODOS**

Os dados referentes às propriedades físicas dos solos do Brasil considerados no presente trabalho serão coletados dos volumes da série Levantamento de Recursos Naturais da EMBRAPA, e incorporados à base de dados do Projeto RADAMBRASIL.

A nova base de dados será utilizada para o cálculo da capacidade de armazenamento de água no solo, a partir das informações das análises físicas e das análises químicas.

Para estimar a capacidade de campo e o ponto de murcha, ambos necessários para a obtenção da capacidade de armazenamento de água no solo, serão utilizadas funções de pedo-transferência.

#### **3.1 Projeto RadamBrasil**

O projeto RadamBrasil (1973-1984) mapeou extensivamente o território nacional considerando interpretação de imagens de radar e de outros sensores, apoiada em trabalhos de campo. Os solos foram amostrados determinando-se a profundidade dos horizontes, os tipos de solo, de vegetação, de relevo, etc. Para cada horizonte foram efetuadas análises físicas (textura, estrutura, etc) e químicas (matéria orgânica, macro e micro nutrientes, carbono, etc). As áreas mapeadas por cada volume do Projeto RadamBrasil podem ser visualizadas na Figura 3.1.

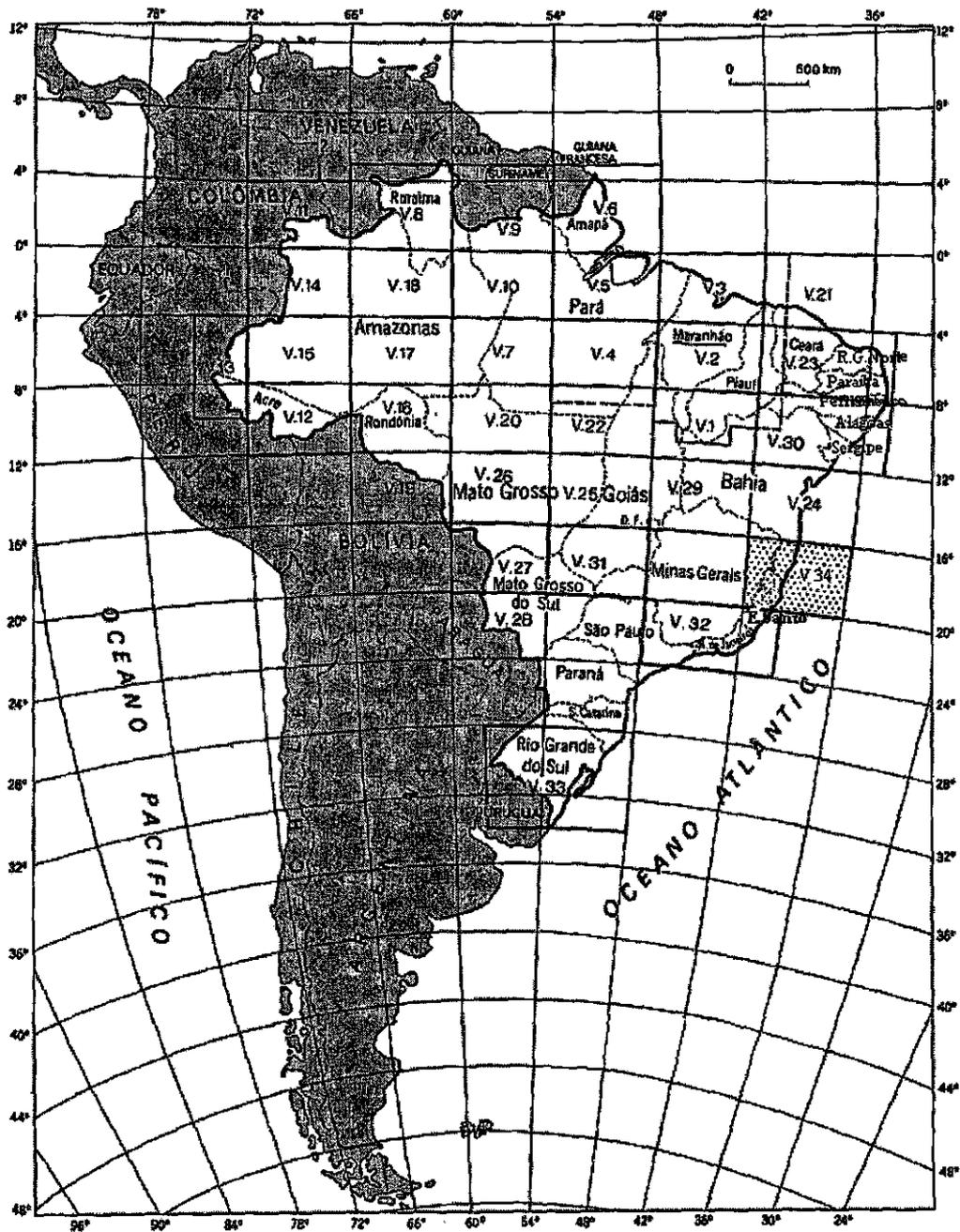


Fig. 3.1 - Áreas mapeadas pelo Projeto RadamBrasil.

Observa-se na figura 3.1 que os Estados de Santa Catarina, São Paulo, Paraná e as regiões Centro e Norte do Estado de Minas Gerais não foram mapeados pelo Projeto RadamBrasil.; entretanto, a base de dados desenvolvida contém informações obtidas dos 34 volumes do Projeto RadamBrasil. Estas informações correspondem a uma descrição da textura, da estrutura, da profundidade dos horizontes, da quantidade de carbono orgânico, etc. para cada perfil de solos do Brasil, conforme ilustra a Tabela 3.1 abaixo.

Tabela 3.1 - Descrição dos atributos dos solos.

Nperf.	Latit.	Long.	Alt.	Solo	Ref.bibl.	Horiz	Prof. Inf.	Prof. Sup.	Calh.	Casc.	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila nat.	Argila Equiv Umid.	C	
1	-1624	4049	70	LAa	R.34.242	A1	0	13	0	2	49	7	8	36	18	18	1.74
1	-1624	4049	70	LAa	R.34.242	A3	13	30	0	2	47	8	8	37	16	18	1.23
1	-1624	4049	70	LAa	R.34.242	B1	30	45	0	2	37	8	6	49	33	23	0.6
1	-1624	4049	70	LAa	R.34.242	B21	45	75	0	2	24	7	4	65	0	29	0.46
1	-1624	4049	70	LAa	R.34.242	B22	75	105	0	2	24	7	2	67	0	29	0.41
1	-1624	4049	70	LAa	R.34.242	B23	105	140	0	2	24	7	2	67	0	29	0.28
1	-1624	4049	70	LAa	R.34.242	B24	140	200	0	2	26	6	4	64	0	29	0.29
1	-1624	4049	70	LAa	R.34.242	B3	200	220	0	2	26	7	6	61	0	29	0.15

Assim, a base de dados elaborada conta com aproximadamente 5000 perfis de solos, onde cada perfil inclui a descrição dos atributos indicados na Tabela 3.1. Considerando que cada perfil apresenta em média 4 horizontes, a base de dados implementada contém informação de aproximadamente 20.000 pedons (um pedon é o menor volume que pode ser chamado de solo, isto é, cada pedon inclui toda classe de variabilidade de horizonte que possa ocorrer dentro desta pequena área).

### 3.2 Embrapa

É uma instituição de referência internacional em ciência do solo. Atua por intermédio de parcerias com setores públicos e privados, de modo a atender às demandas de conhecimentos sobre os recursos naturais e o desenvolvimento agrícola sustentado.

Ela possui, como produtos disponíveis, publicações especializadas tais como boletins técnicos, mapas, zoneamentos, etc.

O levantamento dos recursos relativos a solos visou a confecção do Mapa de Solos do Brasil, de conformidade com as normas seguidas pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos em todo território nacional. Objetivou também a identificação e estudos dos solos existentes no Brasil, compreendendo distribuição geográfica e cartografia das áreas por eles ocupadas, além do estudo das características físicas, químicas e mineralógicas, bem como sua classificação.

Os dados de solos estão reunidos em boletins técnicos para cada Estado brasileiro. Para as análises físicas e químicas das amostras, utilizaram-se os seguintes métodos:

### 3.3 Análises Físicas

Composição Granulométrica – Determinada por tamisação e sedimentação, empregando-se NaOH a 6% como agente químico dispersante e agitação de alta rotação durante 15 minutos. A argila é determinada pelo método do hidrômetro de Bouyoucos modificado segundo Vettori e Pierantoni (1968). São calculadas quatro frações de acordo com a escala de Atterberg, adotando-se 0,05 mm como limte superior do silte.

Argila dispersa em água – Determinada pelo hidrômetro de Bouyoucos como na determinação anterior, sendo usado agitador de alta rotação e água destilada para dispersão.

Grau de floculação – Calculado segundo a fórmula  $(\text{arg. total} - \text{arg. disp. em água})/\text{arg. total}$ .

Densidade aparente – Obtida pela secagem a 105 °C e pesagem de duas amostras de 50 cm<sup>3</sup> de solo natural, coletadas com anéis de Kopecky.

Densidade real – Obtida medindo-se o volume ocupado por 20 g de terra fina seca a 105° C, usando-se álcool etílico absoluto e balão aferido de 50 ml.

Porosidade – Calculada segundo a fórmula:

$$100 (\text{argila total} - \text{argila dispersa em água}) / \text{argila total}.$$

### 3.4 Análises Químicas

Carbono Orgânico – Determinado por oxidação da matéria orgânica com bicromato de potássio 0,4 N em meio ácido e fervura branda, segundo método de Schollenberger (1945) descrito por Allison (1965) e especificações de Vettori (1969).

Nitrogênio Total – Segundo técnica modificada de Kjeldahl, conforme Vettori (1969), é determinado por digestão com ácido sulfúrico concentrado catalizada por sulfato de cobre e sulfato de sódio; após conversão do nitrogênio em sal amoniacal, este é decomposto por NaOH a 30% e a amônia recolhida em solução de ácido bórico a 4% em câmara de difusão tipo Conway e titulado com HCl 0,01 N.

pH em água e KCl N – Determinado em suspensão solo-líquido de aproximadamente 1:2,5 e tempo de contato não inferior a meia hora, agitando-se a suspensão imediatamente antes da leitura.

P assimilável – Obtido pelo método de North Carolina especificado por Vettori (1969) extraído com solução 0,05 N em HCl e 0,025 N em H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> e o P dosado colorimetricamente pela redução do complexo fosfomolibdico com ácido ascórbico, em presença de sal bismuto.

Ataque por H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> e Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> – Determinado conforme Vettori (1969), consistindo em tratamento de terra fina seca ao ar por fervura sob refluxo com H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>; após

resfriamento, diluição e filtração, são dosados no resíduo a sílica e no filtrado o alumínio, o ferro, o titânio e o manganês, conforme as determinações abaixo, segundo Vettori (1969) com modificações de Barreto, Duriez e Johas (1976).

SiO<sub>2</sub> – A sílica proveniente dos silicatos contida no resíduo da determinação anterior é solubilizada por fervura branda durante 30 minutos com solução de Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> a 5% em becher metálico; em uma alíquota dessa solução filtrada, a sílica é determinada por espectrofotometria, após a redução do complexo silicomolíbico por ácido ascórbico.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Determinado em alíquota do filtrado do ataque sulfúrico pelo método EDTA, usando-se ácido sulfosalicílico como indicador.

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Na solução do ítem anterior, após a determinação do Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> é determinado pelo método do Titriplex IV em excesso, descontando-se o TiO<sub>2</sub> que é dosado juntamente.

TiO<sub>2</sub> – Determinado em alíquota do filtrado do ataque sulfúrico pelo método espectrofotométrico clássico da água oxigenada, após a eliminação da matéria orgânica, por aquecimento com algumas gotas de solução concentrada de KmnO<sub>4</sub>.

MnO – Determinado por espectrofotometria em alíquota do filtrado do ataque do íon permangânico mediante excesso de periodato de potássio.

Relações Ki e Kr e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Calculadas sob forma molecular, baseadas nas determinações anteriores resultantes do ataque por H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> e Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.

Cálcio, Magnésio e Alumínio extraíveis – Extraídos com soluções de KCl na proporção 1:20. Numa alíquota é determinado o Al<sup>+++</sup> pela titulação da acidez com NaOH 0,025 N e azul bromotimol como indicador; na mesma alíquota, após determinação do Al<sup>+++</sup>, dosam-se Ca<sup>++</sup> + Mg<sup>++</sup> com EDTA 0,0125 M e negro de eriocromo como indicador.

K<sup>+</sup> e Na<sup>+</sup> extraíveis – Extraídos com HCl 0,05 N na proporção 1/10 e determinados por fotometria de chama.

Valor S (bases extraíveis) – Calculado por soma dos valores de  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$  e  $\text{Na}^+$  extraíveis.

Acidez extraíveis ( $\text{H}^+ + \text{Al}^{+3}$ ) – Extraídos com acetato de cálcio N e de pH 7 e titulada a acidez resultante por NaOH 0,0606 N usando-se fenolftaleína como indicador.

$\text{H}^+$  extraível – Calculado com base nas determinações anteriores (acidez extraível –  $\text{Al}^{+++}$  extraível).

Valor T (capacidade de troca de cátions) – Calculado por soma do valor S,  $\text{H}^+$  e  $\text{Al}^{+++}$  extraíveis.

Valor V (saturação de bases) – Calculado pela fórmula:  $100 \text{ S/T}$ .

Saturação com Alumínio – Calculada pela fórmula:  $100 \text{ Al}^{+++}/\text{Al}^{+++} + \text{S}$ .

### 3.5 Sistemas de Informações Geográficas

O termo Sistemas de Informações Geográficas-SIGs é aplicado para sistemas que realizam o tratamento computacional de dados geográficos. Um SIG armazena a geometria e os atributos dos dados que estão geo-referenciados, isto é, localizados na superfície terrestre e representados numa projeção cartográfica. A partir deste conceito, é possível indicar as principais características de SIGs: i) inserir e integrar, numa única base de dados, informações espaciais provenientes de dados cartográficos, cadastro urbano e rural, imagens de satélite, redes e modelos numéricos de terreno ;ii) oferecer mecanismos para combinar varias informações (Câmara e Medeiros, 1996).

Num SIG, existem duas grandes formas de organização de trabalho de um ambiente de trabalho: organização baseada num banco de dados geográficos e uma organização baseada em projetos. No primeiro caso, o usuário define inicialmente o esquema conceitual associado às entidades do banco de dados geográficos, indicando para cada tipo de dados seus atributos não-espaciais (ou seja, qualquer informação

descritiva como nomes, números, tabelas e textos que esteja relacionada com um único objeto, elemento, entidade gráfica ou um conjunto deles, que caracteriza um dado fenômeno geográfico) e as representações geométricas. O SPRING e o MGE são exemplos de sistemas organizados como banco de dados geográficos. No segundo caso, o usuário define inicialmente um referencial geográfico (que delimita uma região de trabalho) e a seguir, define as entidades geográficas que compõem o projeto. O ARC/INFO, IDRISI e SGI são exemplos desta classe de sistemas.

O Sistema de Informação Geográfica utilizado para georeferenciar os dados neste trabalho está classificado na segunda forma de organização de um ambiente de trabalho.

A nova base de dados a ser implementada será utilizada para o cálculo da capacidade de armazenamento de água no solo, a partir de informações das análises físicas e das análises químicas.

### 3.6 Funções de Pedo-Transferência (PTFs)

Para estimar a capacidade de campo e o ponto de murcha, ambos necessários para a obtenção da capacidade de armazenamento de água no solo utilizar-se-á funções de pedo-transferência.

Para a obtenção das funções de pedo-transferência, a qual permite estimar a capacidade de campo, o ponto permanente de murcha e a capacidade de armazenamento de água, através das propriedades básicas dos solos tais como a composição granulométrica (percentagem de areia, de silte e de argila), o conteúdo de carbono e a densidade global, fez-se necessário seguir as seguintes etapas:

i) *Obtenção de dados*: Esta etapa é caracterizada pela busca de dados de retenção de água no solo do território brasileiro.

ii) *Controle de qualidade*: Este controle deve ser feito utilizando-se algumas equações que possam verificar se os dados estão corretos ou não. Ou seja, se a fonte de dados fornece, por exemplo, a densidade global e a porosidade de um determinado perfil, é possível calcular a porosidade através de sua equação e comparar com a porosidade fornecida.

iii) *Identificação do modelo*: Os modelos que descrevem a curva característica de umidade do solo enquadram-se no grupo dos modelos empíricos e dos modelos semi-empíricos. Não existe nenhum modelo teórico desenvolvido para esta curva devido a complexidade da geometria dos poros e das interações entre a água do solo e a matriz sólida.

Os modelos empíricos consistem em diferentes formas de equações matemáticas capazes de descrever os pontos experimentais da curva característica de umidade do solo. Encontram-se equações na forma de potências, exponenciais e equações de regressão múltipla, que estimam pontos da curva a partir das propriedades básicas do solo.

Os modelos semi-empíricos são baseados na semelhança entre a função de distribuição por tamanhos das partículas do solo e a curva característica de umidade do solo.

A escolha de um determinado modelo depende do objetivo em estudo. Neste estudo, pretende-se que os modelos matemáticos, capazes de descrever a retenção de água no solo, possuam parâmetros que possam ser relacionados com as propriedades básicas dele. Isto é, pretende-se que os modelos selecionados se ajustem, o melhor possível, aos dados obtidos e que seus parâmetros possam ser estimados através das funções de pedo-transferência. Para facilitar a sua aplicação prática, os modelos devem apresentar uma estrutura simples assim como o menor número de parâmetros com significado físico.

Para comparar os modelos quanto à sua capacidade para descrever os dados experimentais, utiliza-se a diferença média (MD) e a diferença da raiz quadrática média (RMSD), calculada pelas seguintes integrais (Tietje e Tapkenhinrichs, 1993):

$$MD = \frac{1}{d-c} \int_c^d (\theta_p - \theta_m) d\psi \quad (28)$$

$$RMSD = \frac{1}{d-c} \int_c^d (\theta_p - \theta_m)^2 d\psi \quad (29)$$

onde  $\theta_p$  é o valor observado e  $\theta_m$  é o valor calculado.

Uma outra questão importante neste processo de identificação de modelos refere-

se à estimativa de parâmetros. Estes podem ser estimados através da minimização da função objetiva, a qual é definida como sendo uma formulação matemática dos objetivos envolvidos. Tal processo é denominado otimização. Esse método procura automaticamente, através de um programa de computador, os valores matematicamente ideais.

iv) *Determinação das PTFs*: Estas podem ser derivadas usando uma análise de regressão para o modelo selecionado.

Para construir as equações de regressão linear múltipla, que relacionam cada um dos parâmetros do modelo selecionado, considera-se um conjunto de informações sobre as propriedades do solo. Dessa forma, dependendo da informação disponível, torna-se possível construir diferentes formas de funções de pedo-transferência.

v) *Validação das PTFs*: Segundo Vereecken (1992) as funções de pedo-transferência podem estar sujeitas a dois tipos de validação: a validação estatística, em que se valida o seu nível de predição, as variáveis retidas e os coeficientes de regressão estimados; e a validação funcional, definida como uma avaliação estatística das PTFs no contexto de uma aplicação específica, ou seja uma avaliação do resultado obtido quando se introduz, em outros modelos, valores estimados como as PTFs.

Uma função de pedo-transferência é uma função matemática que permite estimar parâmetros de grande importância agronômica, como por exemplo a capacidade de campo e o ponto de murcha, usando dados básicos de solos. Intuitivamente, o agricultor percebe que um solo arenoso, por exemplo, sofre efeitos de estiagem mais rapidamente que um solo argiloso. A função de pedo-transferência reflete numericamente essa realidade.

As funções de pedo-transferência devem ser estimadas e ajustadas a partir de informações detalhadas. Anteriormente, foram desenvolvidas funções específicas para a estimativa da curva de retenção para solos do Brasil.

Usando as funções de pedo-transferência, pode-se estimar a capacidade de armazenamento máximo de água para cada horizonte de cada perfil do solo. A capacidade de armazenamento máximo de água é uma medida da quantidade de água disponível para os cultivos, e serve para detectar quais regiões sofrerão efeitos mais acentuados da seca.

A função de pedo-transferência utilizada neste trabalho baseou-se na equação de retenção de van Genuchten, dada por:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m} \quad (30)$$

onde  $\psi$  é o potencial mátrico (KPa);  $\theta$  o conteúdo de água volumétrica;  $\theta_s$  o conteúdo de água saturada;  $\theta_r$  o conteúdo de água residual;  $\alpha$  o parâmetro;  $n$  e  $m$  os parâmetros dimensionais relacionados com a homogeneidade da distribuição do tamanho dos poros. Van Genuchten assume que  $m = 1 - 1/n$ .

A seguir, descreve-se sucintamente a metodologia utilizada para derivar as funções de pedo-transferência:

- Para relacionar cada parâmetro da equação 30 com os dados das propriedades básicas do solo como textura, carbono orgânico, umidade equivalente e densidade global foi usado técnicas de regressão linear múltipla, utilizando um polinômio de segunda ordem com coeficientes lineares, dado pela seguinte expressão:

$$X_i = a_{i,1} + a_{i,2}FS + a_{i,3}S + a_{i,5}OC + a_{i,6}Me + a_{i,7}bd + a_{i,8}CS.FS + \dots + a_{i,j}S.C + a_{i,j+1}CS^2 + \dots + a_{i,n}C^2 \quad (31)$$

onde  $X_i$  é o valor do parâmetro da equação 30 ( $i = 1,4$  corresponde a  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\theta_s$  e  $\theta_r$ , respectivamente); ou ele é o logaritmo natural;  $CS$ ,  $FS$ ,  $S$  e  $C$  são, respectivamente, a porcentagem de areia grossa, areia fina, silte e argila;  $OC$  é o percentual de carbono orgânico;  $Me$  é a umidade equivalente;  $bd$  a densidade global e  $a_{ij}$  ( $j=1..n$ ) são os coeficientes derivados da regressão linear múltipla.

- Os dados básicos dos solos pesquisados nem sempre contém informações tais como densidade global e umidade equivalente, por isso foram derivadas 4 equações para cada parâmetro de van Genuchten dependendo da informação disponível. Assim, para um primeiro nível, tem-se todas as informações básicas; para um segundo nível, exclui a densidade global; para um terceiro nível, exclui a umidade equivalente; e para um

quarto nível, exclui a densidade global e a umidade equivalente.

- Os coeficientes lineares de cada parâmetro da equação 30 correspondente a cada nível, obtidos por otimização, estão listados na Tabela 3.2 abaixo.

Finalmente, estimou-se o armazenamento de água no solo água para o primeiro metro de solo acumulando cada horizonte. Mas, para a sua determinação foram usadas as seguintes condições:

- A profundidade dos perfis foi limitada até 120 cm dependendo do tipo de solo. Porém, existem outros casos para alguns tipos de solos rasos, como é o caso dos solos hidromórficos, a profundidade foi limitada até o horizonte B ou até 80 cm. A tabela abaixo contém os tipos de solos existentes na base de dados com suas respectivas profundidades limites utilizada na estimativa da capacidade de água disponível.

A	Solos Aluviais I	20
AQ	Areia Quartzosa	120
AQH	Areia Quartzosa Hidromórfica *	80
AQM	Areia Quartzosa Marinha	120
AQMH	Areia Quartzosa Marinha Hidromórfica*	80
B	Brunizem	120
BA	Brunizem Avermelhado	120
BNC	Bruno Não Cálcico	60
C	Cambissolo	120
CB	Cambissolo Bruno	120
CL	Concrecionário Latéritico	120
GH	Glei Húmico *	80
GPH	Glei Pouco Húmico *	80
GS	Glei Salino *	80
GT	Glei Tiomórfico *	80
HC	Hidromórfico Cinzento *	80
LH	Plintossolos - Laterita Hidromórfica *	80
LA	Latossolo Amarelo	120
LB	Latossolo Bruno	120
LF	Latossolo Ferrífero	120
LVU	Latossolo Variação Una	120

LVA	Latossolo Vermelho Amarelo	120
LVE	Latossolo Vermelho Escuro	120
LR	Latossolo Roxo	120
MVA	Mediterrâneo Vermelho Amarelo	120
HO	Orgânico *	80
HOT	Orgânico Tiomórfico *	80
PS	Planossolo Solódico *	60
PL	Planossolo *	60
PA	Podzólico Acizentado	120
PM	Podzólico Amarelo	120
PBA	Podzólico Bruno Acizentado	120
PVA	Podzólico Vermelho Amarelo	120
PVE	Podzólico Vermelho Escuro	120
PZ	Podzol	120
PH	Podzol Hidromórfico *	80
R	Solos Litólicos	até prof rocha
SM	Solos Salinos Indiscriminados Costeiros *	80
SS	Solonetz Solodizado * (comportamento similar ao planossolo)	60
SK	Solonchak Solonézico (solódico) *	60
RE	Regossolo	120
RZ	Rendzina	120
RB	Rubrozem	120
TRE	Terra Roxa Estruturada	120
TRS	Terra Roxa Estruturada Similar	120
TBE	Terra Bruna Estruturada	120
TBS	Terra Bruna Estruturada Similar	120
V	Vertissolos	90

- Os dados da fração das rochas que estavam expressos em termos gravimétricos foram convertidos para termos volumétricos. Assim, partindo-se das equações que definem a umidade à base de peso e a umidade à base de volume, obteve-se uma equação para essa conversão dada por:

$$VF_R = \frac{GF_R \bar{n}_S}{(\bar{n}_R(1-GF_R) + \bar{n}_S GF_R)}$$

em que,  $GF$  é o termo gravimétrico e os índices  $R$  e  $S$  referem-se a rocha e solo respectivamente.

Os resultados obtidos para a capacidade de armazenamento de água no solo também foi transferida para um Sistema de Informação Geográfica.

Tabela 3.2 - Coeficientes lineares de cada parâmetro da equação de van Genuchten.

Variável (%)	Nível 1 <sup>†</sup>				Nível 2 <sup>†</sup>			
	Ln $\alpha$	$N$	$\theta_s$	$\theta_r$	ln $\alpha$	$n$	$\theta_s$	$\theta_r$
$a_{i,l}$ <sup>‡</sup>	459.5631	187.2945	74.0267	-9.7190	33.4019	161.4658	36.3932	1.2141
$FS$ <sup>‡</sup>	6.1019	-1.2297	0.0351	-0.0250	1.9994	-1.3285	0.0259	-0.0064
$S$ <sup>‡</sup>	-2.3323	0.1395	0.0513	0.1702	-3.5923	0.2405	0.0623	0.2819
$C$ <sup>‡</sup>	-2.8029	0.1793	0.0810	0.1521	-4.9435	0.1757	0.0785	0.1589
$me$ <sup>‡</sup>	-214.4155	-95.7856	22.8896	52.9584	248.2351	-75.9436	55.6686	40.7555
$bd$ <sup>‡</sup>	-348.2769	-14.9793	-24.5916	7.7179				
$OC$ <sup>‡</sup>			1.1856				1.3484	
$CS.FS$ <sup>‡</sup>		-0.0101				-0.0208		
$CS.S$ <sup>‡</sup>	0.0118				0.0284			
$CS.C$ <sup>‡</sup>			-0.0043				-0.0046	
$FS.S$ <sup>‡</sup>	-0.0719				-0.0299			
$S.C$ <sup>‡</sup>			-0.0018				-0.0034	
$CS^{2\ddagger}$		0.0128				0.0150		
$FS^{2\ddagger}$	-0.0777	0.0226			-0.0439	0.0314		
$S^{2\ddagger}$				-0.0056				-0.0066
$C^{2\ddagger}$	0.0237				0.0385			

<sup>†</sup> Nível 1 inclui todas informações básicas; nível 2 exclui densidade global.

<sup>‡</sup> Valores multiplicados por 100.

Variável (%)	Nível 3 <sup>†</sup>				Nível 4 <sup>†</sup>			
	ln $\alpha$	$N$	$\theta_s$	$\theta_r$	ln $\alpha$	$n$	$\theta_s$	$\theta_r$
$a_{i,l}$ <sup>‡</sup>	398.4447	149.0845	79.0516	0.7927	29.9968	199.0805	36.4956	0.5648
$FS$ <sup>‡</sup>	5.5240	-2.2394	0.0493	-0.0266	2.7978	-1.7212	0.0241	0.0039
$S$ <sup>‡</sup>	-3.8531	-0.2675	0.1397	0.4199	-2.7812	-0.6850	0.3735	0.4631
$C$ <sup>‡</sup>	-3.6756	-0.1723	0.1538	0.3217	-4.2665	-0.3198	0.2836	0.3333
$me$ <sup>‡</sup>								
$bd$ <sup>‡</sup>	-	31.9994	-27.8022	0.8159				
$OC$ <sup>‡</sup>	298.8750		1.7763				3.2475	
$CS.FS$ <sup>‡</sup>		-0.0347				-0.0317		
$CS.S$ <sup>‡</sup>	0.1042				0.0420			
$CS.C$ <sup>‡</sup>			-0.0045				-0.0055	
$FS.S$ <sup>‡</sup>	-0.0559				-0.0164			
$S.C$ <sup>‡</sup>			-0.0022				-0.0059	
$CS^{2\ddagger}$		0.0166				0.0118		
$FS^{2\ddagger}$	-0.0720	0.0361			-0.0510	0.0293		
$S^{2\ddagger}$				-0.0055				-0.0071
$C^{2\ddagger}$	0.0274				0.0399			

<sup>†</sup> Nível 3 exclui umidade equivalente; nível 4 exclui umidade equivalente e densidade global.

<sup>‡</sup> Valores multiplicados por 100.

#### 4. RESULTADOS

Os dados das propriedades físicas dos solos correspondentes aos Estados de Santa Catarina, São Paulo e Paraná, coletados do levantamentos da Embrapa, foram incorporados à base de dados do Projeto RadamBrasil. Também foi feito um levantamento de dados para as áreas onde a densidade de informações do RadamBrasil era baixa, como é o caso do Norte da Região Nordeste.

A Figura 4.1 apresenta as regiões do Brasil com dados das propriedades básicas dos solos, obtidas a partir do Projeto RadamBrasil e transferidos para um Sistema de Informação Geográfica (SIG).

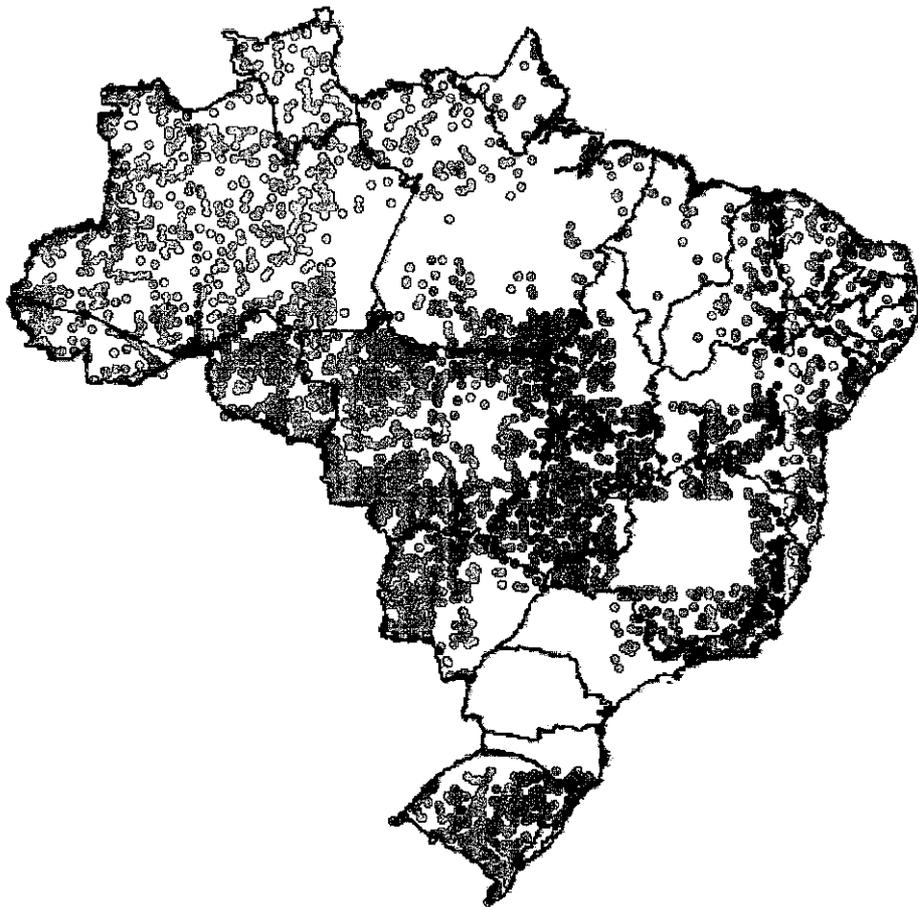


Fig.4.1 – Áreas com dados das propriedades físicas dos solos coletados do Projeto RadamBrasil.

Os dados de solos da Embrapa, já incorporados à base de dados do Projeto RadamBrasil, foram transferidos para um SIG, e ilustrados separadamente para cada região do continente brasileiro conforme pode ser visto nas Figuras 4.2 a 4.6.

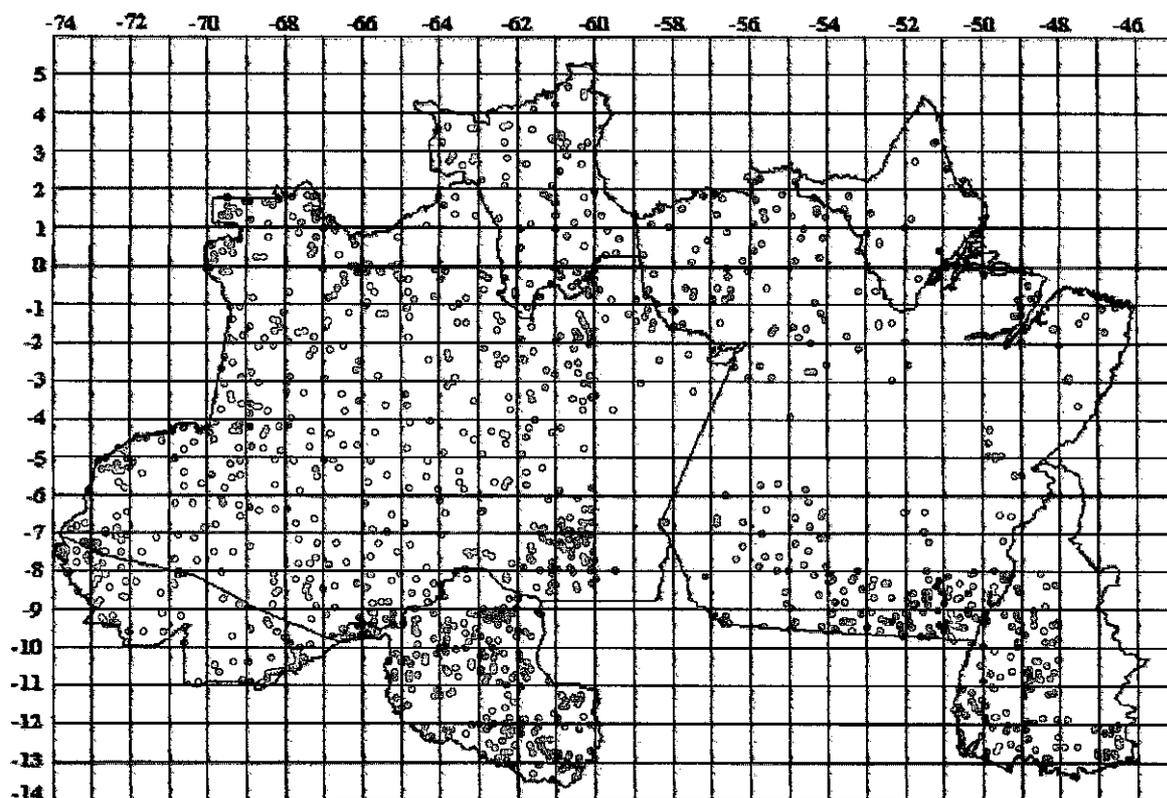


Fig.4.2 - Dados das propriedades físicas dos solos coletados dos levantamentos da Embrapa e incorporados à base de dados do Projeto RadamBrasil, para a região Norte.

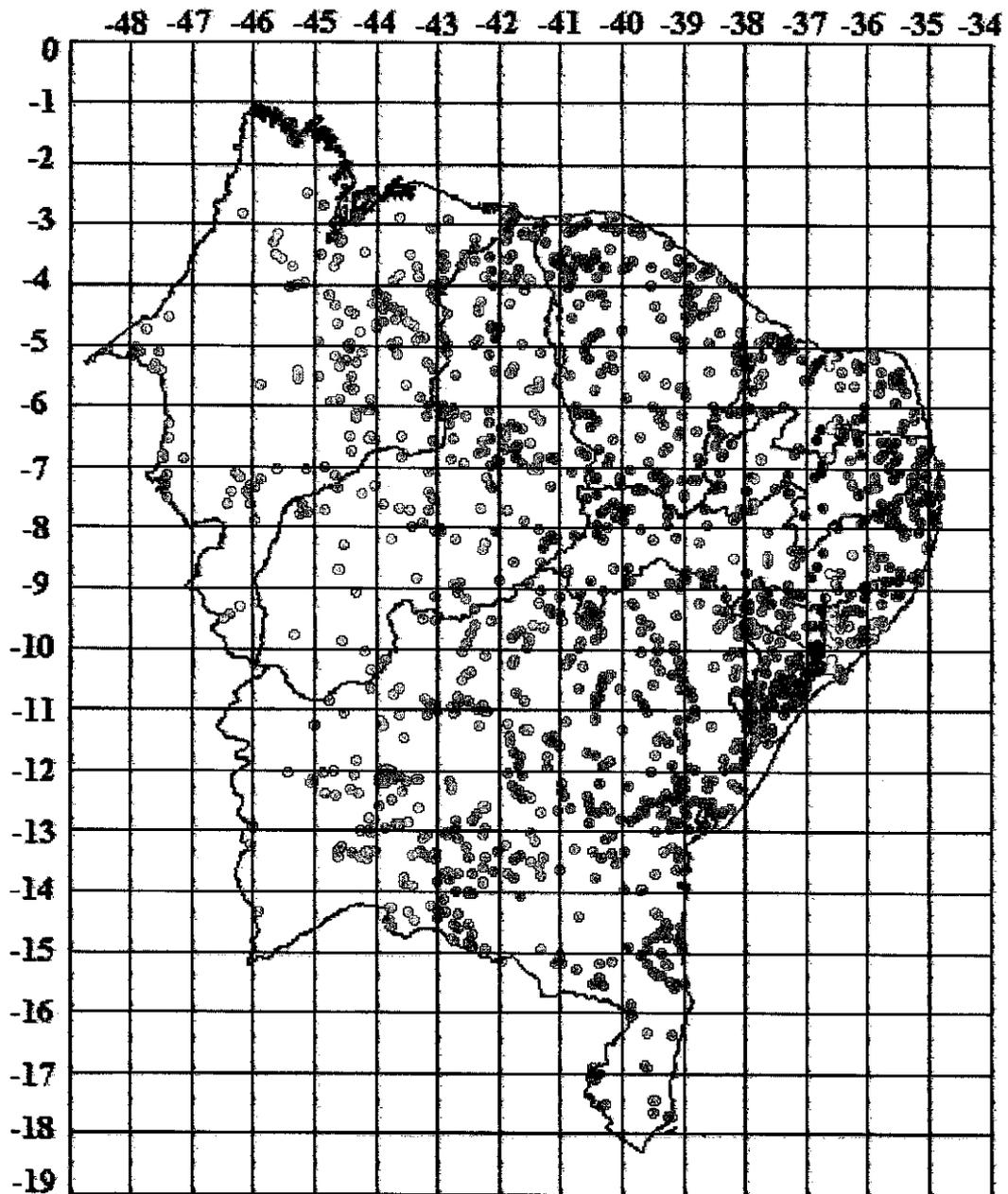


Fig.4.3 - Dados das propriedades físicas dos solos coletados dos levantamentos da Embrapa e incorporados à base de dados do Projeto RadamBrasil, da região Nordeste.

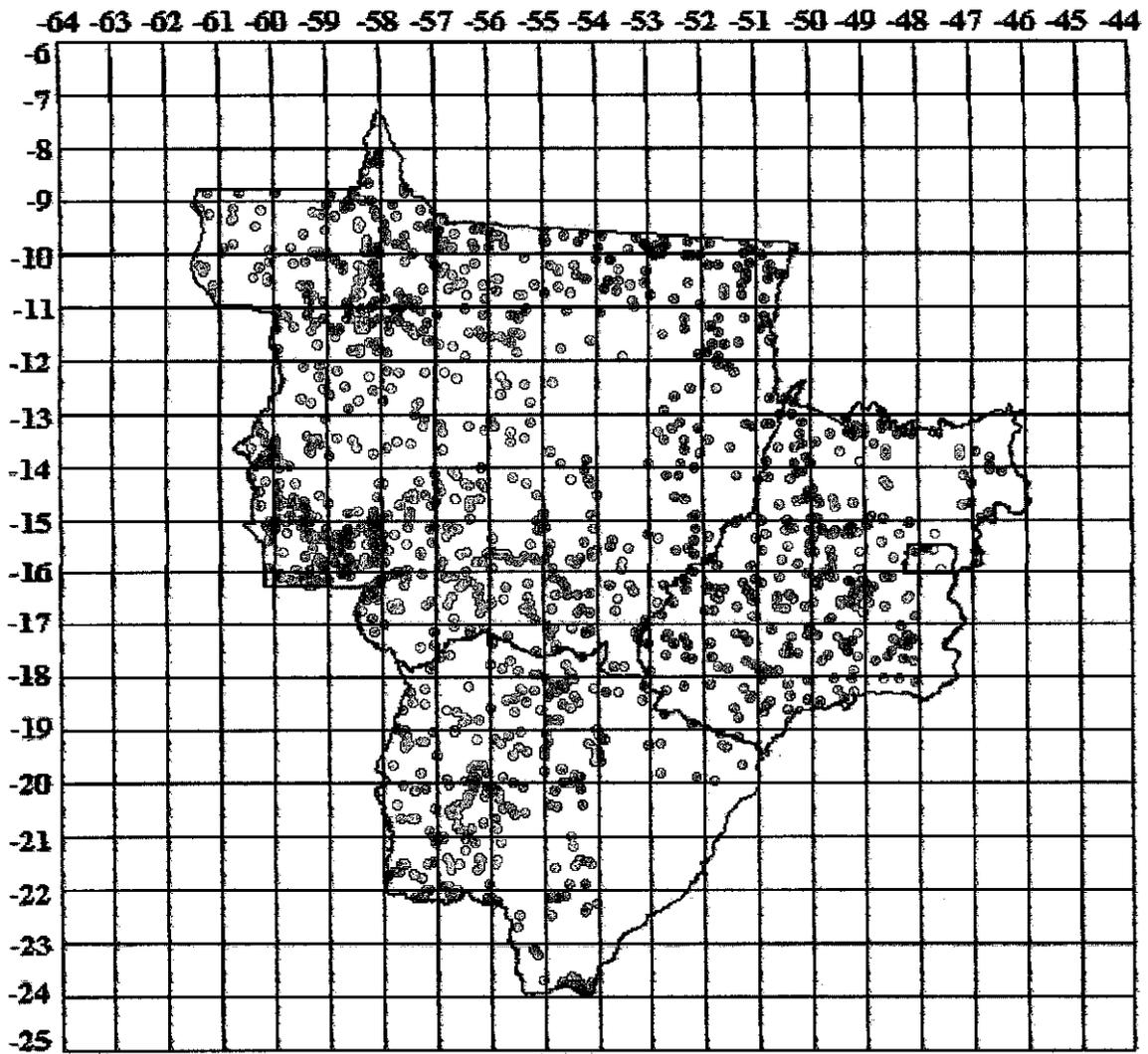


Fig.4.4 - Dados das propriedades físicas dos solos coletados dos levantamentos da Embrapa e incorporados à base de dados do Projeto RadamBrasil, para a região Centro Oeste.

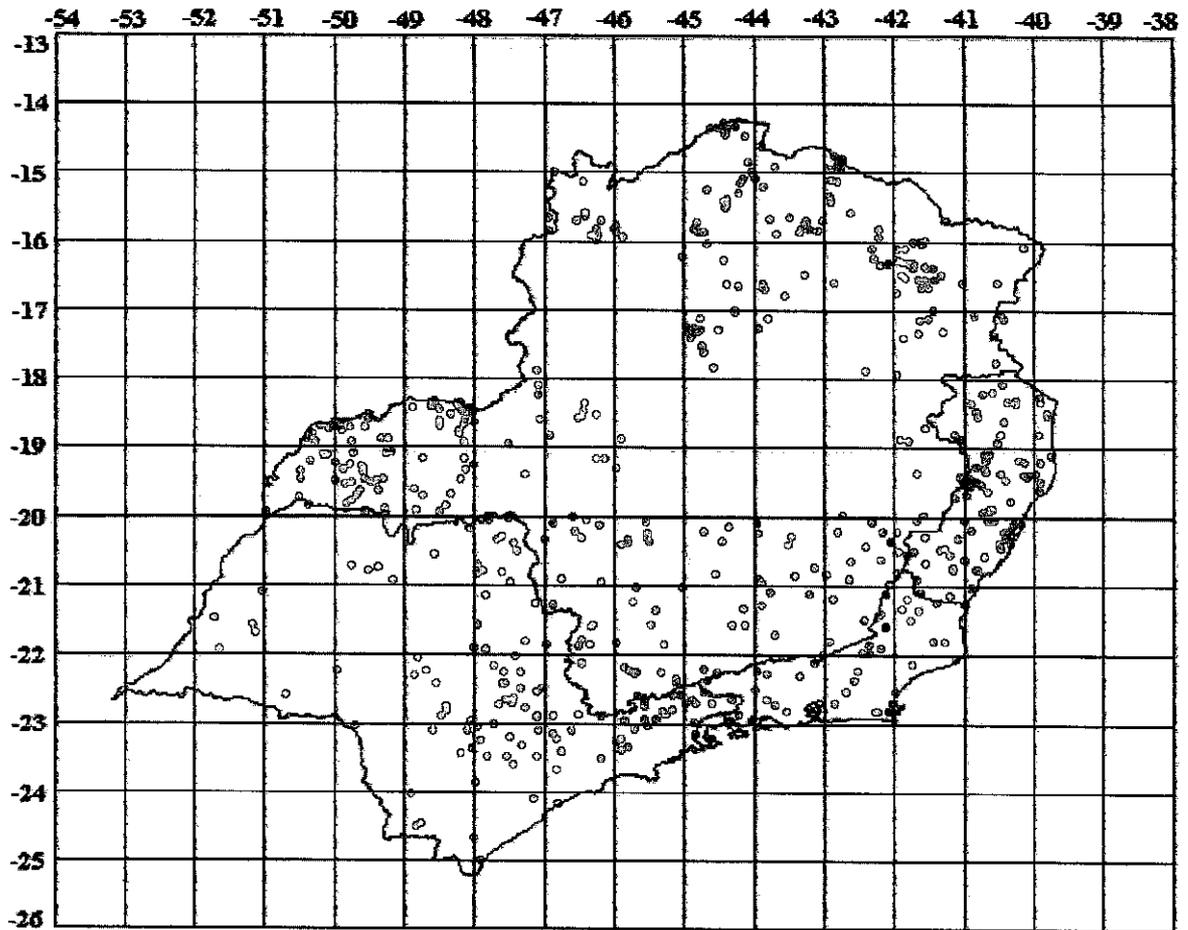


Fig.4.5 - Dados das propriedades físicas dos solos coletados dos levantamentos da Embrapa e incorporados à base de dados do Projeto RadamBrasil, para a região Sudeste.

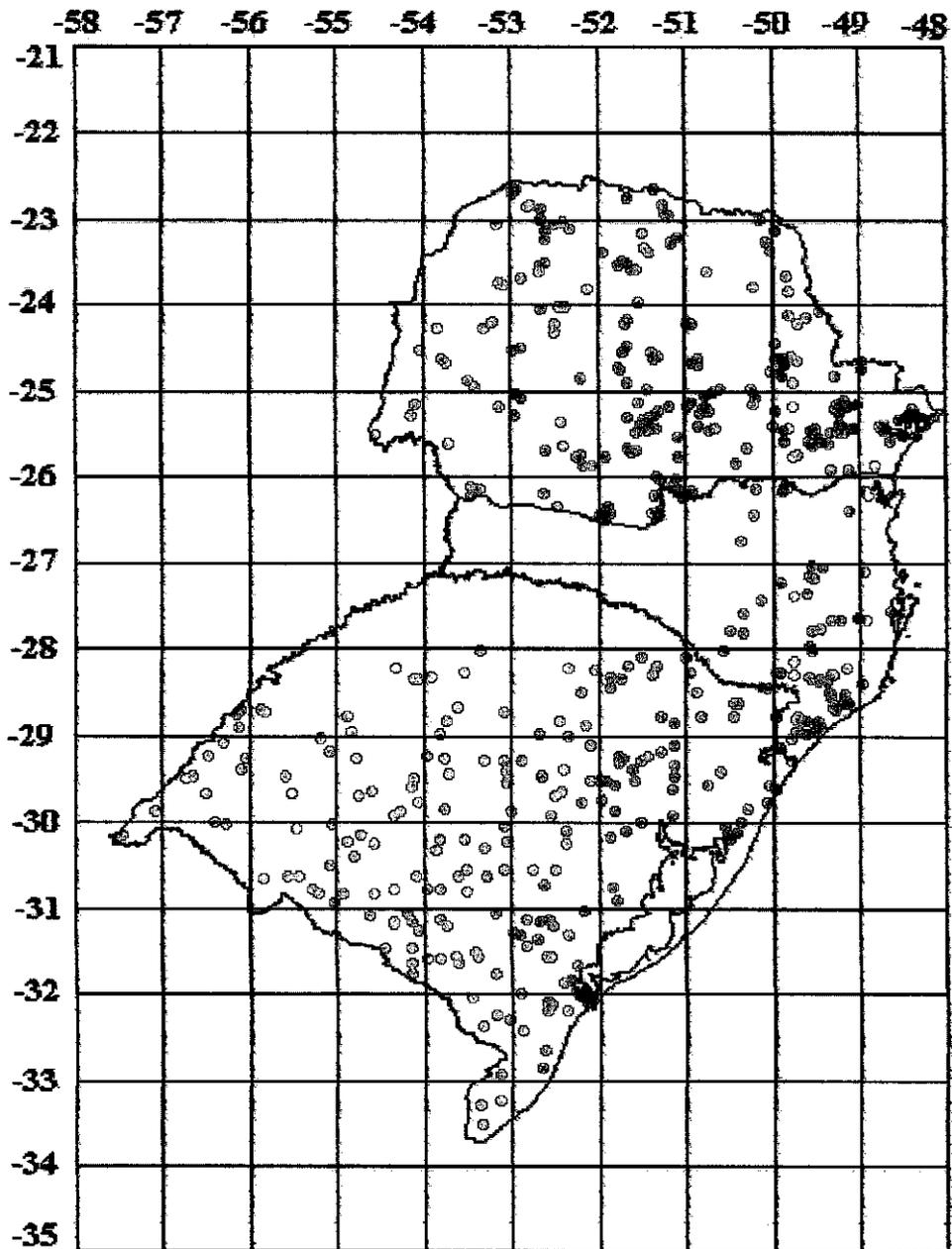


Fig.4.6 - Dados das propriedades físicas dos solos coletados dos levantamentos da Embrapa e incorporados à base de dados do Projeto RadamBrasil, para a região Sul.

Nas Figuras 4.7 a 4.11 pode-se observar os valores estimados da capacidade de armazenamento de água (em mm) para o primeiro metro do solo, utilizando-se os dados de solos coletados dos levantamentos da Embrapa.

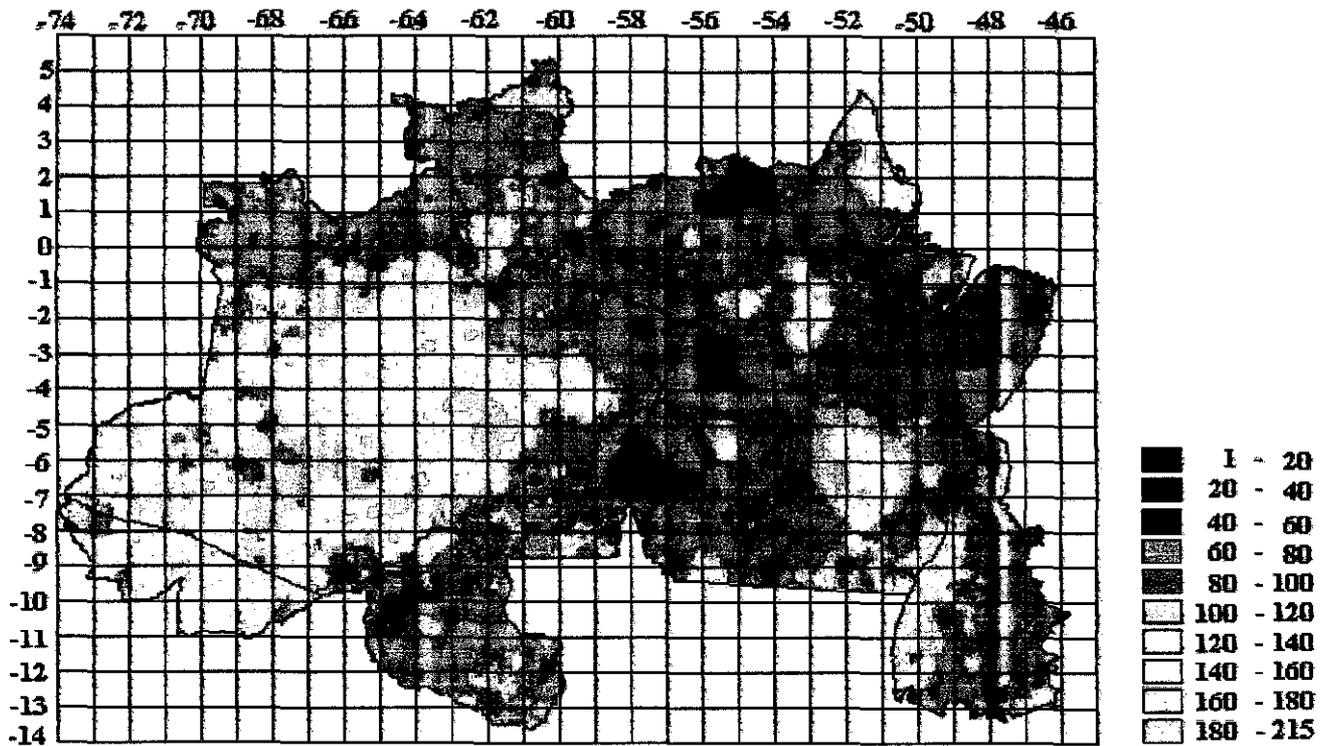


Fig. 4.7 – Capacidade de armazenamento de água no primeiro metro de solo, na região Norte.

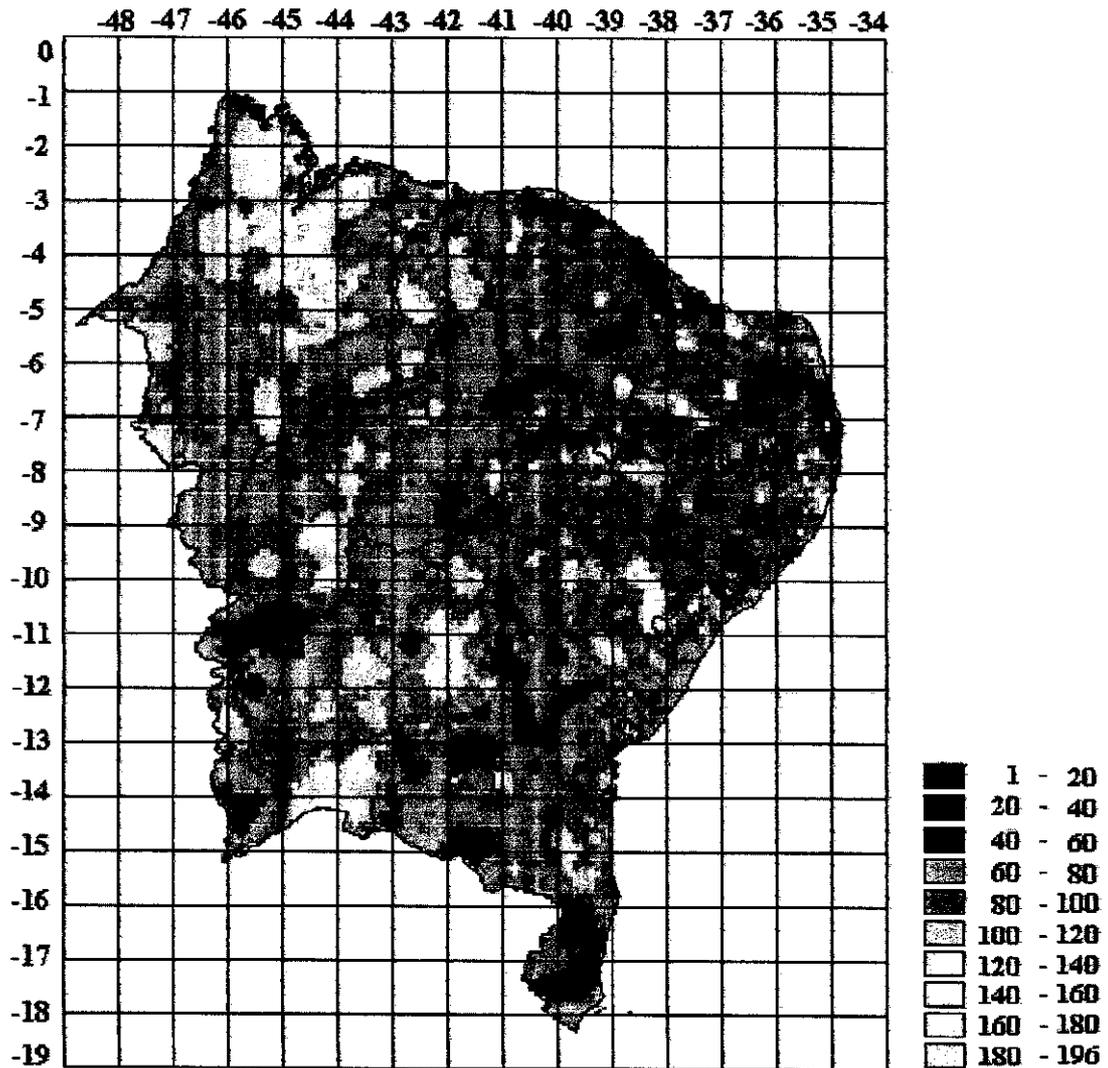


Fig. 4.8 – Capacidade de armazenamento de água no primeiro metro de solo, na região Nordeste.

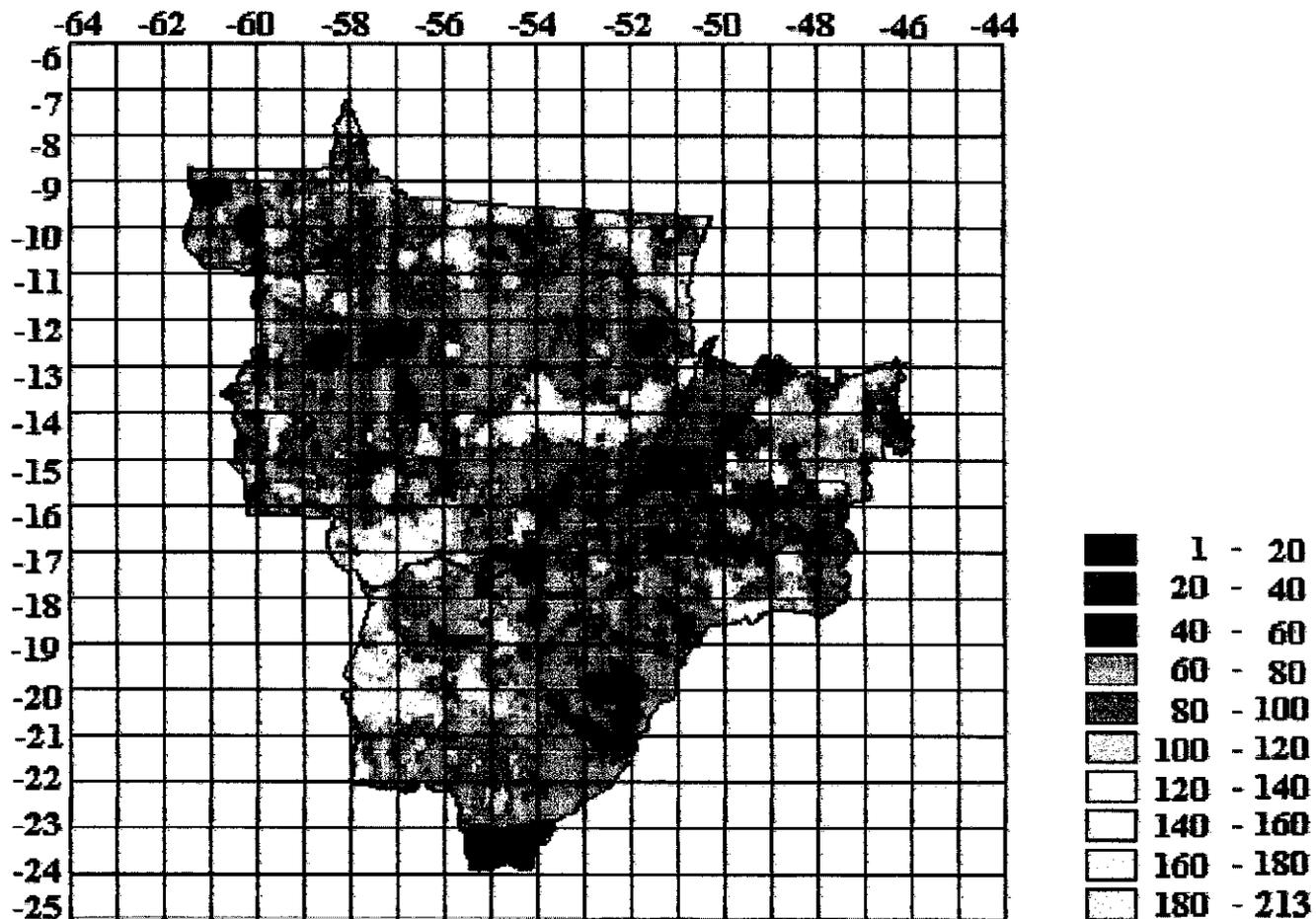


Fig. 4.9 – Capacidade de armazenamento de água no primeiro metro de solo, na região Centro Oeste.

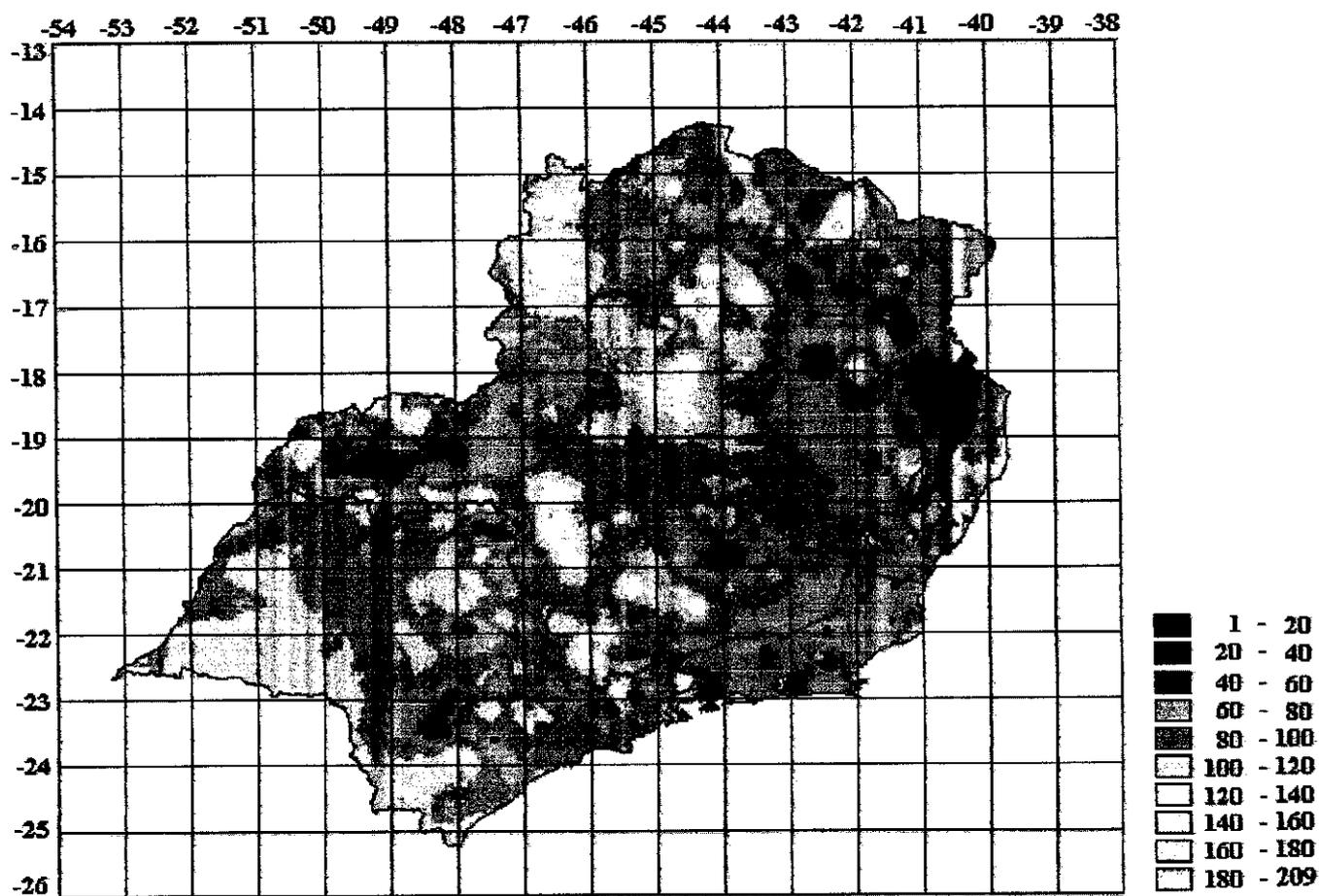


Fig. 4.10 – Capacidade de armazenamento de água no primeiro metro de solo, na região Sudeste.

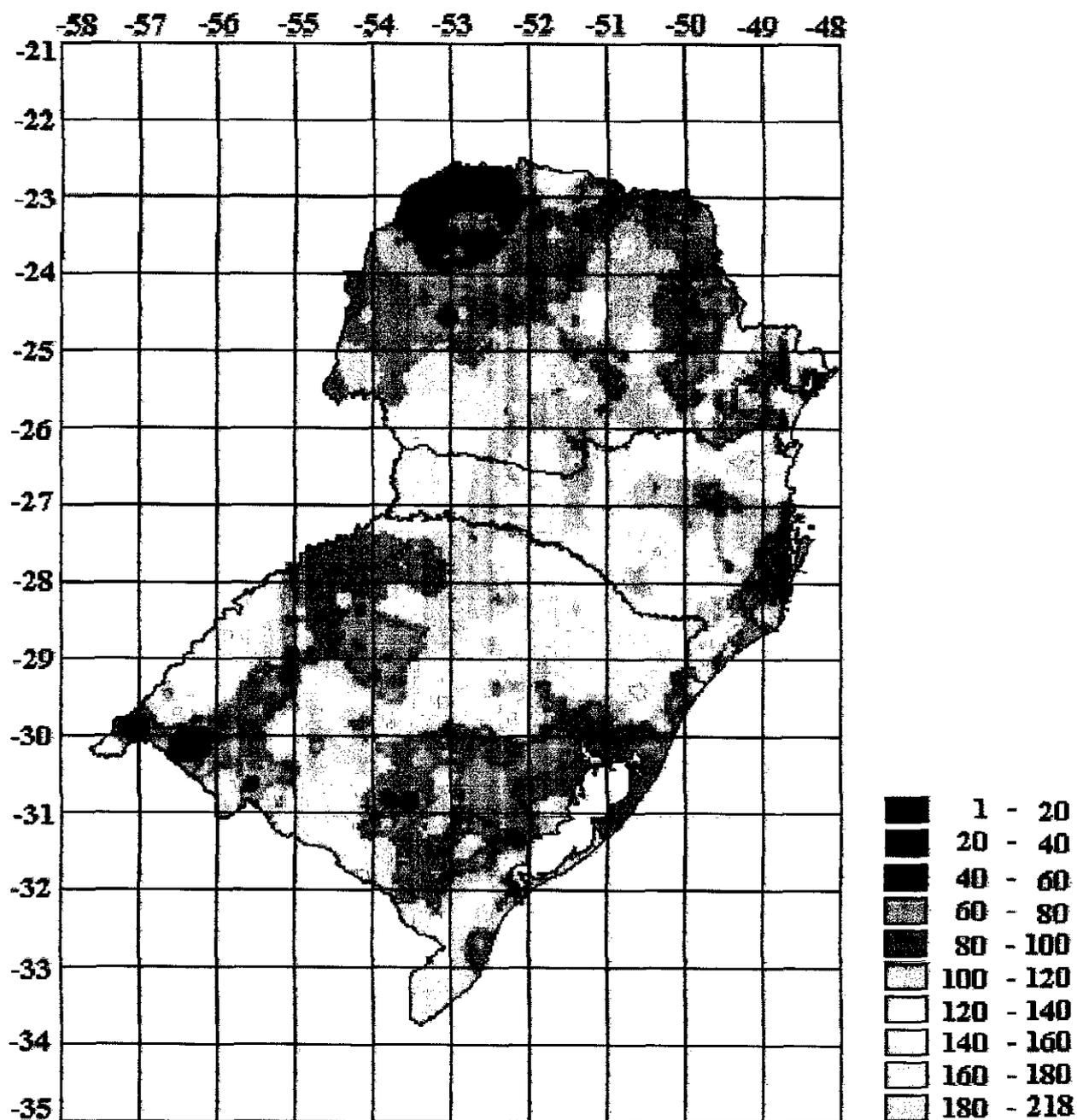


Fig. 4.11 – Capacidade de armazenamento de água no primeiro metro de solo, na região Sul.

Os dados de solos coletados do levantamento da Embrapa cobriram a área que estava com uma densidade de informações consideravelmente pequena (como por exemplo, no Norte da Região Nordeste e Centro do Estado de Minas Gerais), os quais complementaram o estudo proposto.

## 5. CONCLUSÃO

Ressalta-se que o presente estudo possibilitou estimar a capacidade de armazenamento de água para todo o território brasileiro, informação esta de grande relevância para aplicações em Hidrologia, Meteorologia e, principalmente, em Agricultura, uma vez que a capacidade do solo em armazenar água é primordial para a demanda de muitos cultivos.

Embora o Projeto RADAMBRASIL e a EMBRAPA tenha estudado intensivamente os solos do Brasil, cuja base de dados possibilitou este trabalho, a quantidade de informações por unidade de superfície disponível ainda é pequena e insuficiente para uma representação mais detalhada do continente brasileiro, principalmente em algumas áreas utilizadas para a Agricultura.

Para minimizar a baixa representatividade espacial mencionada, seria necessário novos estudos de campo, percorrendo as áreas com pouca correspondência como nos Estados de São Paulo e Minas Gerais, entre outros, trabalho este que requer financiamento e um longo tempo de pesquisa de campo e de laboratório.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arya, L. M.; Paris, J. F. 1981. A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristics from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Am. J.*, **45**: 1023-1030.
- Bernoux, M.; Arrouays, D.; Cerri, C; Volkoff, B.; Jolivet, C.; 1998. Bulk densities of brazilian amazon soils related to other soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62**:743-749.
- Câmara, G. e Medeiros, J.S., 1996. Geoprocessamento para projetos ambientais. São José dos Campos. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Freire, J. C. e Scardua, R., 1978. Curvas características de retenção de água de um latossolo roxo distrófico do município de Lavras, Minas Gerais. *Rev. Bras. Ciência Solo*, **2**:95-98.
- Gonçalves, M.C.P.B., 1994. Características hidrodinâmicas dos solos: Sua determinação e funções de pedo-transferência. Tese de Doutorado. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia. Lisboa, Portugal.
- Gonçalves, M.C.; Pereira, L. S. e Leij, F. J., 1997. Pedo-transfer functions for estimating unsaturated hydraulic properties of portuguese soils. *Soil Science*, **48**:387-400.
- Gupta, S. C e Larson, W. E., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research*, **15**(6):1633-1635.
- Kern, J. S., 1995a. Geographic patterns of soil water-holding capacity in the contiguous United States. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **59**:1126-1133.
- Kern, J. S., 1995b. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **59**:1134-1141.

- Lepsch, I. F., 1976. **Solos - Formação e Conservação**. São Paulo, Melhoramentos.
- Libardi, P. L., 1984. **Dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera**. Piracicaba, ESALQ-USP.
- Moreira, J. A. A. e Silva, C. J. C. G., 1987. Características de retenção de água de um solo podzólico vermelho-amarelo de Goiana, Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 22(4): 411-418.
- Rawls, W. J; Brakensiek, D. L. e Saxton, K. E., 1982. Estimation of soil water properties. **Transactions of the ASAE**, 1316-1320.
- Reichardt, K., 1985. **Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera**. Campinas, Fundação Cargill.
- Reichardt, K., 1987. **A Água em Sistemas Agrícolas**.
- Reichardt, K., 1988. Capacidade de campo. **Rev. Bras. Ciência Solo**, 12:211-216.
- Resende, M.; Curi, N.; Santana, D. P., 1988. **Pedologia e fertilidade do solo: Interações e Aplicações**.
- Richards, L. A., 1960. Advances in soil physics. **Trans. Int. Congr. Soil Sci.**, 1:67-69.
- Tietje, O. e Tapkenhinrichs, M., 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. **Soil Sci. Am. J.** 57:1088-1095.
- Tomasella, J. e Hodnett, M., 1999. Estimating soil water retention characteristics from limited data in Brazilian Amazonia. **Soil Science**, In press.
- Tomasella, J., Hodnett, M. e Rossato, L., 1999. Pedo-transfer functions for the estimation of soil water retention in brazilian soils. **Submetido a Soil Science American Journal**.

Vargas, M., 1977. **Introdução à Mecânica dos Solos**. São Paulo, Universidade de São Paulo-USP.

Veihmeyer, F. J.; Hendrickson, A. H., 1960. Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soils. **Soil Sci.**, **68**:75-94.

Verecken, H; Maes, J; Feyen, J. e Darius, P., 1989. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density, and carbon content. **Soil Science**, **148**(6): 389-403.

Wösten, J. H. M.; Lilly, A.; Nemes, A.; Le Bas, C., 1998. Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation model in environmental studies and in land use planning. Final Report on the European Union Funded Project. DLO-Staring Centre, Wageningen.