

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE AGRONOMIA

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO E RETENÇÃO DE UMIDADE
EM SOLOS DO TERCIÁRIO DA FORMAÇÃO BARREIRAS, EM FUNÇÃO DE SUAS
CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS E FATORES ESTRUTURAIS**

ALVARO DE MENDONÇA THURLER

SEROPÉDICA - RIO DE JANEIRO

2000

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE AGRONOMIA

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO E RETENÇÃO DE UMIDADE
EM SOLOS DO TERCIÁRIO DA FORMAÇÃO BARREIRAS, EM FUNÇÃO DE SUAS
CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS E FATORES ESTRUTURAIS**

ALVARO DE MENDONÇA THURLER

PROF. THEOPHILO BENEDICTO OTTONI FILHO

ORIENTADOR

DR. HAMILTON JORGE DE AZEVEDO

CO-ORIENTADOR

Tese submetida como requisito
parcial para obtenção do grau de
PhD em agronomia. Área de
concentração em Ciência do Solo.

SEROPÉDICA - RIO DE JANEIRO

2000

**DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO E RETENÇÃO DE UMIDADE
EM SOLOS DO TERCIÁRIO DA FORMAÇÃO BARREIRAS, EM FUNÇÃO DE SUAS
CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS E FATORES ESTRUTURAIS**

ALVARO DE MENDONÇA THURLER

Aprovado em: 30/08/2000

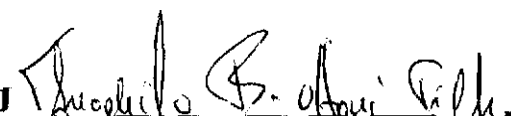
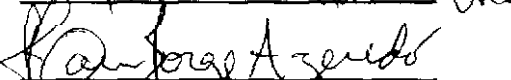
Theophilo Benedicto Ottoni Filho – UFRRJ

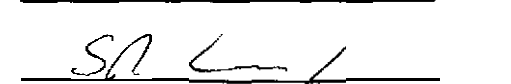
Hamilton Jorge de Azevedo – UFRRJ

Mauri dos Santos Manhães – UFRRJ

Elias Fernandes de Sousa – UENF

Silvio Romero de Carvalho – EMBRAPA

*Aos meus pais Gentil (in memorian) e Ayr,
ao meu irmão Eduardo, à esposa Tânia e
aos filhos Leandro, Gustavo, Guilherme e
Eduardo, dedico este trabalho em
reconhecimento a tudo que representam
para mim.*

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Theophilo Benedicto Ottoni Filho, pela competente e criteriosa orientação, fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Doutor Hamilton Jorge de Azevedo, pelo incentivo e dedicação que muito contribuíram para que este estudo fosse concluído.

Aos Doutores Mauri dos Santos Manhães e Dejair Lopes de Almeida e aos Professores Eduardo Lima e Alexandre Ravelli Neto pelas sugestões e apoio recebidos.

Aos Professores do Departamento de Solos da UFRRJ, em especial a Professora Lúcia Helena dos Anjos que reúne as qualidades, que considero ideais em um mestre: conhecimento, interesse e participação.

Ao Doutor Rubismar Stolf, pela atenção dispensada sempre que solicitado.

À UFRRJ e ao PICDT/CAPES pela oportunidade de realização deste curso.

Aos colegas do Campus Dr. Leonel Miranda, em especial aos técnicos José Geraldo Simões, Leôncio Covre, Paulo Rabelo e Gílson Alves Barreiras e aos auxiliares Emídio dos Santos e Carlos Alberto Cruz, pelo auxílio na execução dos trabalhos de campo. Aos Técnicos Anselmo Boechat (UFRRJ-Seropédica), Luiz Alberto Costa, Cristiane Barros Crespo e Vilma Ribeiro, pela colaboração prestada

nas análises químicas e físicas. A funcionária Cláudia Ornellas, pela ajuda na digitação de alguns dados apresentados. A bibliotecária Analice Barreto, pela contribuição na pesquisa bibliográfica e normatização das citações.

Um agradecimento especial a José Paulino Sobrinho, pela acolhida amiga em sua residência.

Aos colegas do curso de Pós-Graduação, pelo agradável e proveitoso convívio.

Ao meu filho Leandro de Mendonça Thurler, por sua eficaz e incansável contribuição na organização e confecção deste trabalho.

BIOGRAFIA

Alvaro de Mendonça Thurler nasceu no dia 15 de agosto de 1949, na cidade de Bom Jardim, Estado do Rio de Janeiro.

Graduou-se como Engenheiro Agrônomo pela Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, em 1972.

Iniciou sua carreira profissional em 1973, no Instituto Brasileiro do Café – Grupo Executivo da Racionalização da Cafeicultura, onde realizou suas funções até 1976.

Exerceu atividades como Engenheiro Agrônomo nas Usinas Sapucaia S/A e Carapebus S/A, em 1977 e 1978.

Em 1979, ingressou o Instituto do Açúcar e do Alcool no Programa Nacional de Melhoramento da cana-de-açúcar (IAA-Planalsúcar), como pesquisador, na área de Operações Agrícolas e Solos.

A partir de 1991, com a extinção do IAA-Planalsúcar, passou a integrar o quadro de funcionários da UFRRJ, onde continua a exercer suas funções, no mesmo ramo de pesquisa.

Iniciou, em 1985, na Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiróz” da Universidade de São Paulo, o curso de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, onde lhe foi conferido o título de “Magister Scientiae”, em 1989.

ÍNDICE

	Página
Lista de Tabelas	ix
Lista de Figuras	xi
Resumo	xiv
Summary	xv
1. Introdução	01
2. Revisão Bibliográfica	08
2.1 Retenção de água, porosidade e granulometria	08
2.2 Estrutura, matéria orgânica, capacidade de campo e retenção de água	11
2.3 Compactação, aeração, infiltração e retenção de água.....	18
3. Material e métodos	25
3.1 Seleção das amostras de solo	25
3.2 Coleta e localização das amostras de solo	28
3.3 Amostras de solo com estrutura natural (amostras indeformadas).....	29
3.4 Retenção de umidade	31
3.5 Capacidade de campo “in situ” (CC).....	32
3.6 Análises granulométricas	33
3.7 Densidade do solo (DS)	33
3.8 Densidade das partículas (DP)	33
3.9 Volume total de poros (VTP)	34
3.10 Microporosidade (MICRO)	34
3.11 Macroporosidade (MACRO)	34
3.12 Água disponível (AD)	34
3.13 Estabelecimento das pedofunções para estimativa da capacidade de campo e retenções de umidade.....	35
4. Resultados e discussão	36
4.1 Parâmetros físicos e teor de matéria orgânica das amostras estudadas.....	36

4.2 Retenção de água nas diferentes tensões	37
4.3 Capacidade de campo “in situ”	39
4.4 Análise de correlação	40
4.5 Seleção das pedofunções para estimar a retenção de água pelo solo.....	43
4.6 Determinação das pedofunções de retenção de umidade em % peso (U%) nas tensões estudadas	44
4.7 Determinações das pedofunções de retenção de umidade em % volume (θ %) nas tensões estudadas	59
4.8 Determinação das pedofunções da capacidade de campo “in situ”	68
4.9 Uso de pedofunção de capacidade de campo para outras classes de solo	73
4.10 Uso de pedofunções de retenção de umidade para outras classes de solo	80
4.11 Determinação de pedofunções de frações de água disponível	91
4.12 Curva de retenção de umidade	100
4.13 Macroporosidade	108
5. Conclusões e Recomendações	110
6. Bibliografia citada	114
Anexo	124
Tabela 1a: Dados obtidos a partir das amostras indeformadas.....	125
Tabela 1b: Dados obtidos a partir das amostras indeformadas (continuação)	127

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 1: Caracterização das amostras pelo tipo de solo a nível de grande grupo, classe textural e profundidade de coleta	26
Tabela 2: Características químicas das amostras de terra utilizadas	27
Tabela 3: Granulometria das amostras em porcentagem	30
Tabela 4: Resumo das análises estatísticas	36
Tabela 5: Porcentagem de água retida com base em peso nas tensões estudadas	37
Tabela 6: Porcentagem de água retida com base em volume nas tensões estudadas	38
Tabela 7: Determinação da capacidade de campo “in situ”	39
Tabela 8: Matriz de correlação	41
Tabela 9: Valores da CC “in situ” obtidos por FABIAN e OTTONI FILHO e os estimados pela equação (36).....	74
Tabela 10: Valores da CC “in situ” obtidos por MACEDO e os estimados pela equação (36)	76
Tabela 11: Valores da CC “in situ” obtidos por SCARDUA e os estimados pela equação (36)	77
Tabela 12: Valores da CC “in situ” obtidos por MEDINA e OLIVEIRA e os estimados pela equação (36)	78
Tabela 13: Valores da CC “in situ” obtidos por FARIA e CARAMORI e os estimados pela equação (36)	78
Tabela 14: Valores da CC “in situ” obtidos por MOREIRA e SILVA e os estimados pela equação (36)	79
Tabela 15: Dados físicos e teor de matéria orgânica obtidos por MACEDO	82
Tabela 16: Retenção de umidade volumétrica, medida e calculada por dois Conjuntos de pedofunções, para 4 solos Podzólicos Vermelho-Amarelo estudados por MACEDO.....	83

Tabela 17: Frações de água disponível em função da tensão aplicada e da granulometria	93
Tabela 18: Tensão correspondente à CC em cm de coluna d'água	100

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1 : Estimativa da umidade 0,006 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 1) ...	49
Figura 2 : Estimativa da umidade 0,01 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 4)	49
Figura 3 : Estimativa da umidade 0,033 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 8)	49
Figura 4 : Estimativa da umidade 0,05 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 11)	50
Figura 5 : Estimativa da umidade 0,1 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 14)	50
Figura 6 : Estimativa da umidade 0,3 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 17)	50
Figura 7 : Estimativa da umidade 1,5 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 20)	51
Figura 8 : Relação dos valores obs x calc da umidade 0,006 MPa U% (Eq. 2)	51
Figura 9 : Relação dos valores obs x calc da umidade 0,006 MPa U% (Eq. 3)	52
Figura 10 : Relação dos valores obs x calc da umidade 0,01 MPa U% (Eq. 5)	52
Figura 11 : Relação dos valores obs x calc da umidade 0,01 MPa U% (Eq. 6)	53
Figura 12 : Estimativa da umidade 0,01 MPa U% em função da microporosidade (Eq.7)	53
Figura 13 : Relação dos valores obs x calc da umidade 0,033 MPa U% (Eq. 9)	54
Figura 14 : Estimativa da umidade 0,033 MPa U% em função da microporosidade (Eq. 10)	54
Figura 15 : Relação dos valores obs x calc da umidade 0,05 MPa U% (Eq. 12)	55
Figura 16 : Estimativa da umidade 0,05 MPa U% em função da microporosidade (Eq. 13)	55
Figura 17 : Relação dos valores obs x calc da umidade 0,1 MPa U% (Eq. 15)	56
Figura 18 : Estimativa da umidade 0,1 MPa U% em função da microporosidade (Eq.16)	56
Figura 19 : Relação dos valores obs x calc da umidade 0,3 MPa U% (Eq. 18)	57
Figura 20 : Estimativa da umidade 0,3 MPa U% em função da microporosidade (Eq.19)	57
Figura 21 : Relação dos valores obs x calc da umidade 1,5 MPa U% (Eq. 21)	58
Figura 22 : Estimativa da umidade 1,5 MPa U% em função da microporosidade (Eq.22)	58
Figura 23 : Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,006 MPa (Eq. 23).	61
Figura 24 : Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,006 MPa (Eq. 24).	62
Figura 25 : Estimativa da umidade 0,006 MPa $\theta\%$ em função do teor de areia (Eq. 25) ..	62

Figura 26: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,01 MPa (Eq. 26) ..	63
Figura 27: Estimativa da umidade 0,01 MPa $\theta\%$ em função do teor de areia (Eq. 27)	63
Figura 28: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,033 MPa (Eq. 28) ..	64
Figura 29: Estimativa da umidade 0,05 MPa $\theta\%$ em função do teor de areia (Eq. 29)	64
Figura 30: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,05 MPa (Eq. 30) ..	65
Figura 31: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,1 MPa (Eq. 31)	65
Figura 32: Estimativa da umidade 0,1 MPa $\theta\%$ em função do teor de areia (Eq. 32)	66
Figura 33: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,3 MPa (Eq. 33)	66
Figura 34: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,3 MPa (Eq. 34)	67
Figura 35: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 1,5 MPa (Eq. 35)	67
Figura 36: Estimativa da capacidade de campo em função do teor de areia (eq. 37)	70
Figura 37: Estimativa da C.C. “in situ” em função da umidade na tensão 1,5 MPa U% (eq. 41)	70
Figura 38: Relação dos valores obs x calc da Capacidade de Campo % peso (eq. 36)	71
Figura 39: Relação dos valores obs x calc da Capacidade de Campo % peso (eq. 38)	71
Figura 40: Relação dos valores obs x calc da Capacidade de Campo % peso (eq. 39)	72
Figura 41: Relação dos valores obs x calc da Capacidade de Campo % volume (eq.40) ..	72
Figura 42: Curvas de retenção de umidade volumétrica do solo “Entressafrá”	87
Figura 43: Curvas de retenção de umidade volumétrica do solo “Microparcela”	88
Figura 44: Curvas de retenção de umidade volumétrica do solo “Perda de solo ”	89
Figura 45: Curvas de retenção de umidade volumétrica do solo “Terraço ”	90
Figura 46: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC–1,5 MPa)U% (eq. 42)	95
Figura 47: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC–1,5 MPa) $\theta\%$ (eq. 43)	95
Figura 48: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC – 0,3 MPa) U% (eq. 44)	96
Figura 49: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC – 0,3 MPa) $\theta\%$ (eq. 45)	96

Figura 50: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC – 0,1 MPa) U% (eq.46)	97
Figura 51: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC– 0,1 MPa) θ % (eq. 47)	97
Figura 52: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC–0,05 MPa) U% (eq. 48)	98
Figura 53: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC–0,05 MPa) θ % (eq. 49)	98
Figura 54: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC–0,033 MPa)U% (eq.50)	99
Figura 55: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC–0,033 MPa) θ % (eq.51)	99
Figura 56: Curva de retenção de umidade da amostra nº 1	101
Figura 57: Curva de retenção de umidade da amostra nº 2	102
Figura 58: Curva de retenção de umidade da amostra nº 3	102
Figura 59: Curva de retenção de umidade da amostra nº 4	103
Figura 60: Curva de retenção de umidade da amostra nº 5	103
Figura 61: Curva de retenção de umidade da amostra nº 6	104
Figura 62: Curva de retenção de umidade da amostra nº 7	104
Figura 63: Curva de retenção de umidade da amostra nº 8	105
Figura 64: Curva de retenção de umidade da amostra nº 9	105
Figura 65: Curva de retenção de umidade da amostra nº 10	106
Figura 66: Curva de retenção de umidade da amostra nº 11	106
Figura 67: Curva de retenção de umidade da amostra nº 12	107
Figura 68: Curva de retenção de umidade da amostra nº 13	107

RESUMO

A capacidade de retenção de água dos solos é informação relevante para a avaliação do potencial agrícola dos mesmos, assim como para o seu uso e manejo. Utilizando equações de regressão, este estudo determinou umidade na capacidade de campo “in situ” e nas tensões 0,006 MPa; 0,01 MPa; 0,033 MPa; 0,05 MPa; 0,1 MPa; 0,3 MPa e 1,5 MPa, bem como a água disponível, em Solos do Terciário da Formação Barreiras. Foram utilizados como variáveis independentes as frações granulométricas, a densidade do solo, a microporosidade, o ponto de murcha e o teor de carbono. Como a retenção de água está relacionada fortemente à granulometria e natureza da fração argila, buscou-se materiais de mesma gênese e com grande e uniforme variação granulométrica, de 22% a 90% da fração areia.

As pedofunções de umidade foram de muito bom ajuste ($r^2 > 0,99$), a exceção do caso da água disponível ($r^2 > 0,89$). O trabalho enfatiza a necessidade de calibração das pedofunções, mesmo para aplicações em outras unidades da Formação Barreiras. Entretanto, é demonstrado que tais equações, em alguns casos, podem ser usadas com sucesso em outras classes de solo.

SUMMARY

The water retention capacity of soils represents a relevant information on the evaluation of their agricultural potential, as well as on their use and management. Using regression equations, this study established moisture at “in situ” field capacity and at the tensions 0,006 MPa; 0,01 MPa; 0,033 MPa; 0,05 MPa; 0,1 MPa; 0,3 MPa and 1,5 MPa, as well as the available water, in Tertiary Soils of Barreiras Formation. The granulometric fractions, the bulk density, the microporosity, the permanent wilting point and the carbon content were used as independent variables. As water retention strongly is related to granulometry and clay fraction nature, materials with the same genesis and with a large and uniform granulometric range (sand fraction from 22 to 90%) were chosen.

The moisture pedofunctions showed a very good adjustment ($r^2 > 0,99$), except for the case of the available water ($r^2 > 0,89$). This approach emphasizes the need of calibrating the pedofunctions, even in applications on another units of the Barreiras Formation. However, it is shown that such equations, in some cases, can be successfully used for another soil classes.

1. INTRODUÇÃO

O conhecimento da relação entre o teor de água do solo e seu valor correspondente de potencial matricial, expresso pela curva característica de umidade do solo é de fundamental importância no planejamento e manejo da irrigação, além de auxiliar na caracterização dos solos segundo o potencial agrícola.

Para se projetar racionalmente sistemas de irrigação eficientes, é necessário o conhecimento das relações solo-água-planta. O balanço hídrico do solo deve atender a demanda da cultura e clima, isto é, fornecer água segundo a necessidade requerida pela planta, para máxima produção econômica. Porém, se uma quantidade excessiva de água é adicionada, perdas por erosão, lixiviação de nutrientes e gasto de água poderão ocorrer. Em contrapartida, adições insuficientes de água diminuem a eficácia da irrigação e retardam o crescimento da cultura. Por essas razões, o conhecimento da capacidade do solo reter água, incluindo os valores de sua capacidade de campo e ponto de murchamento, é de fundamental importância no planejamento de um sistema otimizado de irrigação e drenagem (LUND, 1959 e MISHRA e NANDA, 1985 citados por MACEDO, 1991).

VEIHMEYER e HENDRICKSON (1931) 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 chuva ou irrigação pesadas em solos permeáveis de estrutura e textura uniformes.

Como o desenvolvimento das teorias do movimento da água do 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 (REICHARDT, 1985). Porém, a despeito de todas as objeções, o conceito de capacidade de campo é considerado por muitos como um critério prático e útil para definir o limite superior de água que um solo pode reter para uso vegetal (HILLEL, 1971 b).

Como a metodologia padrão para a determinação da capacidade de campo é “in situ” (OLIVEIRA e MELO 1971) e demanda exaustivos trabalhos de campo, diversos procedimentos alternativos têm sido desenvolvidos em laboratório.

Utilizando os aparelhos de pressão desenvolvidos por RICHARDS e FIREMAN (1943), diversos pesquisadores procuraram estimar a capacidade de campo, aplicando em uma amostra de solo, uma tensão específica buscando obter o mesmo teor de água encontrado na capacidade de campo. Entretanto, como pode-se observar a seguir, infelizmente não se pode padronizar a tensão para se obter a capacidade de campo a partir de análises laboratoriais.

JAMISON (1956) analisando trabalhos de vários autores, verificou que, para a maioria dos solos, a tensão que representou a capacidade de campo variou de 0,02 a 0,05 MPa dependendo da textura, compactação, extratificação e profundidade de molhamento, entre outros fatores.

Segundo RICHARDS e WADLEIGH (1952), a tensão da água do poro, na qual a drenagem virtualmente cessa, varia com a distribuição do tamanho das partículas e a estrutura do solo, e está geralmente entre 75 e 200 cm de coluna de água.

CIRINO e GUERRA (1994) em trabalho sobre a utilização das relações energia/umidade, na caracterização físico-hídrica dos solos estudados, concluíram que as tensões que reproduzem a umidade à capacidade de campo foram de 0,010 MPa para os solos arenosos e barro-argilo-arenosos e de 0,020 MPa para solos argilo-arenosos.

A maneira mais indicada de se determinar o limite superior da água disponível do solo, ou seja, sua capacidade de campo, é “in situ”. Porém este é um método trabalhoso e que requer aplicação de um volume apreciável de água, o que dificulta sua aplicabilidade. Outro problema é o número de amostras e sua distribuição, necessários para obter-se o valor representativo da capacidade de campo.

A variabilidade espacial existente nos solos, principalmente naqueles que apresentam gradientes texturais, como os podzólicos, pode levar a erros de avaliação muito significativos quando não se utiliza um número adequado de repetições nas determinações de suas características e propriedades. Levando em conta as dificuldades práticas na condução dos testes “in situ”, justifica-se a pouca frequência com que tais determinações da capacidade de campo são realizadas.

A determinação da capacidade de campo de forma indireta, principalmente a partir de propriedades físicas do solo, é objeto de estudos de vários pesquisadores. Isto se explica devido as dificuldades práticas do procedimento “in situ” (FABIAN, 1995).

Segundo ARRUDA et al (1987), extensionistas, projetistas e agricultores não têm encontrado facilidades para a realização de análises físico-hídricas de solos, devido principalmente ao reduzido número de laboratório que as realizam. Por outro lado, essas determinações em laboratório, muitas vezes, apresentam limitações quanto à sua aplicabilidade, por envolverem erro de amostragem, serem espacialmente pouco representativas, ou realizadas com amostras que não representam a estrutura real do solo durante o ciclo da cultura. Assim, para os parâmetros de solo relevantes à irrigação, tabelas generalizadas para uma região ecológica, podem vir a ter grande valor nos projetos.

Como é conhecido, os parâmetros de água do solo também exibem variabilidade espacial. Logo, as características hidrológicas dos solos podem variar numa mesma unidade pedológica, devido principalmente aos diferentes processos de formação e desenvolvimento dos solos, assim como ao posterior manejo agrônômico dos mesmos. Essa variabilidade é inerente ao conceito de solo agrícola (BRAKENSIER et al, 1981 e GUROVICH, 1982, citados por MACEDO, 1991).

HAIESER (1954), citado por DAKER (1988), informa que após estudos realizados por diversos pesquisadores sobre vários métodos de determinação da

umidade do solo, concluiu-se que a maior fonte de variação dos resultados foi provocada pelas próprias diferenças do teor de água “in situ”. Estas diferenças foram devidas à variabilidade intrínsecas da matriz do solo e também à variabilidade na distribuição espacial e temporal da água no solo. A possibilidade, segundo o mesmo autor, de reduzir o coeficiente de variação espacial abaixo de 10% utilizando o processo gravimétrico em amostras tiradas no campo, parece ser improvável. Dessa forma, qualquer método indireto de determinação de umidade que dê um erro de menos de 10% terá utilidade prática.

De acordo com BUCKMAN e BRADY (1976), ao examinar-se curvas características de umidade do solo, verifica-se que elas variam especificamente com a textura. Os solos de textura mais fina retêm maior porcentagem de água ao longo de toda a faixa de energia. Tal condição é prevista por possuírem maior porcentagem de matéria coloidal, maior espaço poroso e superfície adsortiva muito maior.

A influência da granulometria na retenção de água é fartamente citada (REEVE et al. ,1973; ARRUDA et al. ,1987; THURLER, 1989 ; FABIAN e OTTONI FILHO, 2000), o que torna imprescindível a utilização desta característica quando se pretende obter a capacidade de campo, o ponto de murcha, a microporosidade e outras umidades específicas, através de métodos indiretos.

MASUTTI e RODRIGUES (1998) enfatizam a necessidade de se incluir nos modelos para estimar a retenção de água no solo, visando conseguir maior grau de

precisão, fatores como estrutura, microagregação e mineralogia da fração argila. Sugerem também a calibração local.

BASTET et al. (1998) mostraram que a performance das pedofunções testadas para a determinação da retenção de umidade foi muito variável nos solos estudados, variando de níveis aceitáveis a extremamente ruins. Os autores sugerem a necessidade de se desenvolver novos estudos para se estabelecer tais pedofunções levando em consideração a origem pedológica dos solos.

VEIHMEYER e HENDRICKSON (1927, 1949, 1950 e 1955), citados por REICHARDT (1985), conceituaram a água disponível como o teor de água retido pelo solo em um intervalo que vai de um limite superior, chamado de capacidade de campo, até um limite inferior, o ponto de murcha permanente. Estes mesmos autores afirmaram que a água do solo é igualmente disponível desde a capacidade de campo até o ponto de murcha permanente.

RICHARDS e WADLEIGH (1952), encontraram evidências de que a disponibilidade de 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.

Segundo DAKER (1988), a maioria dos pesquisadores têm demonstrado que o crescimento das plantas responde diferentemente aos vários níveis de umidade dentro dos dois limites de retenção de água, e têm dado menos importância ao valor da umidade de murchamento. Tem-se procurado determinar experimentalmente o

máximo de tensão que cada cultura pode suportar sem que a produção seja afetada, e verifica-se que a produção cai quando a tensão ainda está bem abaixo de 1,5 MPa, correspondente à umidade de murchamento. Para a cana-de-açúcar, segundo o autor, a produção é menor quando a tensão sobe além de 0,2 MPa. Para a batatinha, o milho e a beterraba, esta tensão limite seria de 0,3 MPa, para a alfafa, 0,4 MPa, ou seja, cada tipo de cultura apresenta um valor específico de tensão acima do qual a produção é reduzida.

Comumente os estudos de correlação e de predição da capacidade de retenção de água dos solos, a partir de grandezas mais comumente determinadas, referem-se à macroporosidade, microporosidade, capacidade de campo e à água disponível para as plantas, que são informações valiosas na avaliação do potencial agrícola dos solos, assim como do tipo de uso e manejo dos mesmos.

O objetivo deste trabalho é determinar a capacidade de campo “in situ”, a retenção de água a diferentes tensões, a água disponível e a macroporosidade dos solos do Terciário da Formação Barreiras do Estado do Rio de Janeiro e do Espírito Santo, em função de características físicas comumente levantadas.

Entre tais características mais usualmente conhecidas e que servem como variáveis de entrada na predição das variáveis de retenção hídrica, foram estudadas as percentagens granulométricas, a densidade, a microporosidade, o conteúdo de carbono e o ponto de murcha permanente.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Retenção de água, porosidade e granulometria

No estudo sobre a retenção de água no solo, é relevante o conhecimento da curva característica de umidade do solo, também conhecida como curva de retenção, que é a curva que relaciona o potencial matricial com a umidade do solo (REICHARDT, 1985).

O potencial matricial é definido como sendo o componente do potencial total da água do solo que é atribuído a interação água-matriz no sistema solo-água-plantas. Este potencial resulta das forças de adsorção e capilaridade. As forças de adsorção são resultantes das forças de interação provenientes das primeiras camadas de moléculas de água adjacentes à superfície da partícula, as quais são intensas. Já as forças associadas à capilaridade são derivadas dos meniscos curvos da interface água-ar nos vazios (TAYLOR, 1972, KLAR, 1984 citados por MACEDO, 1991).

De acordo com REICHARDT (1985), para altos teores de umidade, nos quais fenômenos capilares são preponderantes na determinação do potencial matricial, a curva característica depende fortemente da geometria da amostra, isto é, do arranjo e das dimensões dos poros. Ela passa então a ser muito dependente da densidade global do solo e da porosidade nesta faixa alta de retenção hídrica. Para baixos teores de umidade, segundo o autor, o potencial matricial é menos dependente da densidade do solo.

O tamanho dos poros determina, em parte, o potencial da água neles retida e, conseqüentemente, a tensão necessária para esvaziá-los. Quanto maior o tamanho do poro, menor será a tensão necessária para retirar a sua água. A distribuição do tamanho de poros pode ser avaliada pela quantidade de água retirada a diferentes tensões. Esta relação entre tensão aplicada e a quantidade de água retida no solo é expressa, graficamente, pela curva característica de umidade (CAMARGO, 1983).

A determinação da porosidade é de fundamental importância no estudo do solo do ponto de vista edafológico. O significado especial desta característica prende-se ao fato de que, no solo, os fenômenos essenciais para a vida das plantas ocorrem nos poros. Reações químicas e biológicas, fluxo de fluidos, difusão e convecção de gases, íons e calor, fenômenos de troca e processos físicos, como por exemplo, a evapotranspiração e a respiração das raízes são alguns dos fatores que atuam no sistema poroso do solo, constituindo as condições ambientais para o crescimento das raízes das plantas (SCARDUA, 1972).

De acordo com BUCKMAN e BRADY (1976), ao examinar-se curvas características de umidade do solo, verifica-se que elas variam especificamente com a textura. Os solos de textura mais fina retêm maior porcentagem de água, ao longo de toda a faixa de energia. Tal condição é prevista por possuírem maior porcentagem de matéria coloidal, maior espaço poroso e superfície adsortiva muito maior.

Segundo MORTLAND e KEMPER (1965), citados por SHETRON (1974), certas propriedades físicas e químicas do solo, tais como retenção de água e capacidade de troca de cátions estão altamente associadas a superfície específica.

Para PETERSEN et al (1968 b) a textura é provavelmente o fator de maior importância na retenção de umidade do solo. Outra propriedade geralmente considerada importante no regime de umidade do solo é a matéria orgânica. A capacidade de água disponível geralmente aumenta com o teor de matéria orgânica nos solos de textura grosseira. Porém, quando as texturas tornam-se mais finas, segundo os autores, aumentos na capacidade de água disponível são mais influenciados pela textura do que pela matéria orgânica.

OLIVEIRA JR. et al (1996), em trabalho sobre caracterização físico-hídrica de solos (quatro Latossolos e um Podzólico) no Pará, verificaram uma diminuição da retenção de água com a profundidade, sendo que os maiores valores de umidade na superfície deveram-se provavelmente aos teores mais elevados de matéria orgânica. Estes autores observaram que os valores da superfície específica total são mais elevados nos solos que apresentam maiores teores de óxidos de ferro, evidenciando a influência mineralógica em fenômenos de retenção hídrica.

REEVE et al (1973), analisando 158 solos, encontraram um coeficiente de correlação de $-0,88$ entre o teor de água retida a uma tensão de $0,005$ MPa e o teor de areia ($50 - 2000 \mu\text{m}$) no horizonte A, e de $-0,89$, no horizonte B.

MASUTTI e RODRIGUES (1998), analisando dez solos da Zona da Mata do Estado de Pernambuco encontraram as seguintes correlações: $-0,94$ entre o teor de água retida a $0,033$ MPa e o teor de areia total, e $-0,92$ entre o teor de água retida a $1,5$ MPa e o teor de areia total. Sendo o teor de argila + silte igual a $100 - \text{areia total}$, obtém-se a mesma correlação, só que inversa (coeficiente positivo), quando se utiliza as frações argila + silte. Estes resultados, segundo os autores, repetiram uma tendência geral (ABROL et al., 1988; CALHOUN et al., 1973; DE JONG e LOEBEL, 1982; MENG et al., 1987; EPEBINU e NWADIALO, 1994) na qual a retenção de água pelos solos aumenta com a percentagem da argila e diminui com a quantidade de areia.

2.2 Estrutura, matéria orgânica. capacidade de campo e retenção de água

A estrutura do solo é genericamente definida como sendo a disposição espacial das partículas do solo. O termo é também usado em relação à geometria dos espaços porosos. Uma vez que o arranjo das partículas do solo é geralmente muito complexo para permitir uma caracterização geométrica simples, não há nenhum meio prático de se medir a estrutura do solo diretamente. Por isso o conceito de estrutura do solo é usado em um sentido qualitativo. Os métodos que foram propostos para caracterizá-la são, na verdade, métodos indiretos que medem alguns atributos afetados pela estrutura mais do que a própria estrutura, e muitos desses métodos são bastante arbitrários (HILLEL, 1971 a).

Sendo o solo essencialmente um conjunto de partículas minerais e orgânicas variáveis quanto ao seu tamanho, forma, concentração e organização, a geometria do vazio é, conseqüentemente, uma complexa rede de poros interligados, de tamanhos e formas variadas. Este sistema poroso apresenta, para cada solo, uma distribuição de poros por tamanho e uma particular e complexa interligação destes vazios. Em virtude do solo ser um sistema natural dinâmico e sujeito, quando cultivado, a modificações na sua estrutura, haverá também conseqüentemente, alterações na geometria dos poros ao longo do tempo de manejo e quando há a coleta ou preparo para análise em laboratório (SCARDUA, 1972).

A quantidade de água retida à baixas tensões (0 a 0,1 MPa) depende principalmente do efeito de capilaridade e distribuição do tamanho dos maiores poros do solo, sendo grandemente afetada pela estrutura do mesmo. Por outro lado admite-se que a retenção de água na faixa de altas tensões seja menos influenciada pela estrutura do solo e mais pela textura e superfície específica do solo (HILLEL, 1971 c).

Segundo GROHMANN e MEDINA (1962), a retenção de água pelo solo depende principalmente da quantidade e natureza da fração argila e do seu teor de matéria orgânica. No solo Terra Roxa Legítima localizado em área de mata, a maior retenção foi atribuída por estes autores à matéria orgânica, cujos valores variaram de 6,8 a 0,8 %. Em Terra Roxa intensamente cultivada, verificou-se uma menor retenção de água nas camadas superiores. Esta menor retenção foi, entretanto, mais

influenciada pela variação da textura do que pelos teores da matéria orgânica, que foram sempre baixos e pouco variáveis neste caso.

SHETRON (1974), estudando 6 séries de solos arenosos verificou que a quantidade de água disponível (umidade a 0,01MPa menos umidade a 1,5 MPa de tensão) nos horizontes B21 aumentou com o aumento da quantidade de ferro livre e carbono orgânico. A retenção de água disponível nos horizontes C destes solos correlacionou-se positivamente com o ferro livre e a superfície específica.

A retenção de água também varia de acordo com o número e distribuição de poros, bem como a superfície específica do solo. Com o aumento da agregação ocorre o aumento na porosidade ou alteração na relação entre micro e macroporosidade, refletindo na retenção de água (JORGE et al., 1991).

CAMPOS et al. (1995) estudando a estabilidade estrutural de um Latossolo Vermelho Escuro sob vários sistemas de manejo e rotação de culturas, concluíram que o sistema de plantio direto apresentou diâmetro médio dos agregados cerca de duas vezes maior que o sistema de plantio convencional. Essa diferença foi diretamente relacionada ao incremento de carbono orgânico e de atividade microbiana no sistema de plantio direto.

Segundo TISDALL e OADES (1982) a matéria orgânica é considerada o principal agente de estabilização dos agregados do solo.

De acordo com JAMISON (1953) e SALTER e WILLIAMS (1965), citados por PETERSEN et al (1968 a), em alguns estágios a matéria orgânica favorece a

agregação do solo e o desenvolvimento estrutural, o que pode resultar numa redução da água disponível retida nas tensões mais baixas.

Segundo BAVER et al. (1973), o húmus é um agente cimentante que atua na formação de agregados. Há uma interação entre colóides orgânicos e inorgânicos favorecendo a agregação. Aparentemente, a matéria orgânica, sem transformações biológicas, praticamente não tem efeito algum na agregação do solo, porém sua incorporação ao solo provoca intensa atividade dos microorganismos (fungos, actinomicetos, bactérias e leveduras) que através de processos metabólicos e dos produtos residuais da decomposição dos materiais orgânicos atuando como agentes cimentantes, levam à formação de agregados estáveis.

ROTH et al (1991), analisando fatores físicos e químicos relacionados com a agregação de um Latossolo Roxo Distrófico verificaram que, como nos solos de cargas permanentes das regiões temperadas, neste solo tropical típico, com cargas variáveis e sem variações na composição mineralógica e granulométrica, a estabilidade de seus agregados é influenciada principalmente pelo teor de matéria orgânica, mais especificamente, da fração dos ácidos húmicos. O segundo fator importante de agregação, segundo os autores, é o conteúdo de Ca trocável. Na faixa ácida do solo, o Al torna-se um fator importante. Fatores físicos, como a densidade de agregados, teriam papel menor.

Um parâmetro importante a ser considerado no manejo de solos é a preservação da estabilidade dos agregados. Agregados estáveis significam menores problemas com

desagregação por impacto de gotas de chuva, portanto menores problemas de selamento superficial e maiores índices de infiltração de água (ROTH e VIEIRA, 1984 citados por VIEIRA, 1985).

MEDINA e OLIVEIRA JR. (1987), estudando relações entre capacidade de campo determinada “in situ” e em laboratório em Latossolo Amarelo Muito Argiloso, verificaram que apesar de o teor de matéria orgânica diminuir acentuadamente com a profundidade, não se verificaram variações marcantes entre as camadas nos valores de densidade do solo, capacidade de campo e ponto de murcha, para amostras tanto deformadas quanto indeformadas, o que deve-se provavelmente ao alto teor de argila do solo que mascarou a influência da matéria orgânica nas propriedades físicas e físico-hídricas do solo. Estes autores concluíram ainda que o método de laboratório que proporcionou médias mais próximas às da capacidade de campo, foi o que empregou a tensão de 0,01 MPa, em amostras deformadas, apresentando um alto coeficiente de correlação ($r = 0,87$).

MARCOS (1971) sugere, para determinação de “capacidade de campo”, submeter as amostras de terra à sucção de 0,006 MPa, em substituição à tensão de um terço de atmosfera.

MACEDO (1991), trabalhando com quatro solos Podzólicos Vermelho-Amarelo verificou que os conteúdos de umidade nas tensões de 0,006 MPa e 0,010 MPa foram os que, geralmente, mais se aproximaram dos valores de umidade na capacidade de

campo “in situ”, havendo contudo, uma tendência de superestimativa no 1º caso e subestimativa no 2º caso.

MACEDO (1991) obteve equações através de regressões múltiplas, para determinar a retenção de água na capacidade de campo, ponto de murcha permanente e vários pontos da curva característica de umidade do solo, a partir de percentagens texturais e da matéria orgânica, ou simplesmente a partir da microporosidade. O trabalho de FABIAN e OTTONI FILHO (2000), validou as equações globais de regressão obtidas por MACEDO (1991) para determinação da capacidade de campo “in situ” e confirmou informações da literatura de que em solos arenosos a microporosidade (umidade à sucção de 60 cm) é um bom indicador da capacidade de campo.

ARRUDA et al. (1987) utilizando 218 amostras obtidas de “terras altas” em vários locais do Estado de São Paulo encontraram uma alta correlação ($r=0,91$) entre a capacidade de campo (considerada pelos autores como a água retida pelo solo à tensão de 0,03 MPa) e a textura, representada pelos teores de argila mais silte.

PETERSEN et al. (1968 a) estudando características de umidade dos solos da Pensilvânia (USA) verificaram que a água disponível (definida pelos autores deste trabalho como a diferença entre 0,033 MPa e 1,5 MPa) correlacionou-se negativamente com a areia e a argila, e positivamente com o teor de silte.

As análises de correlação simples demonstraram, em estudo desenvolvido por MACEDO (1991), que argila, areia, matéria orgânica, areia grossa e microporosidade

correlacionaram-se significativamente com as variáveis de retenção hídrica. Com exceção da matéria orgânica, as demais, com frequência, apresentaram sentido bem definido de correlação (+ ou -). A respeito da matéria orgânica, algumas vezes a retenção de água aumentou, outras vezes diminuiu com o seu incremento.

FREIRE (1975), estudando a retenção de umidade em Latossolo Roxo Distrófico, verificou que a remoção da matéria orgânica afetou mais a retenção de umidade na faixa de tensões abaixo de 0,006 MPa para o horizonte A₁, e abaixo de 0,004 MPa para o horizonte B₂₂, mostrando que o efeito da matéria orgânica na retenção é mais acentuada em baixas tensões.

Determinando a retenção de água em amostras de solo com estruturas deformada e indeformada, e também a capacidade de campo “in situ”, de cinco horizontes de um perfil de Podzólico Vermelho-Amarelo, MOREIRA e SILVA (1987) concluíram:

- 1) As maiores variações de umidade ocorreram a baixas tensões, onde se observou que as correspondentes amostras de solo com estrutura deformada sempre retiveram mais água do que as indeformadas, o que está de acordo com resultados obtidos por SCARDUA (1972).
- 2) A disponibilidade de água (diferença de umidade na tensão considerada e à 1,5 MPa) em tensões acima de 0,10 MPa é baixa tanto nas amostras deformadas como nas indeformadas.

3) Nas amostras deformadas, o valor da tensão na capacidade de campo esteve em torno de 0,006 MPa, no horizonte Ap. Para os demais horizontes, esta tensão foi de 0,01 MPa. Nas amostras indeformadas, tais tensões foram em torno de 0,006 MPa para todos os horizontes.

2.3 Compactação, aeração, infiltração e retenção de água

A literatura sobre compactação do solo, conforme CAMARGO (1983), afirma que o rearranjo de partículas primárias e agregadas por implementos agrícolas e a compressão causada pelo tráfego de veículos, podem ser considerados as maiores causas da compactação do solo. Este fato é agravado pelo fato da umidade ideal para execução das operações de preparo do solo, segundo WEAVER (1950), ser semelhante à umidade que proporciona a máxima compactação.

A água exerce um papel importante no processo de compactação, pois atua como lubrificante, facilitando a aproximação das partículas. Isto, porém, ocorre até um limite crítico, a partir do qual o efeito é invertido, pois a água, ocupando o lugar dos poros, passa a impedir a aproximação das partículas.

VOMOCIL e FLOCKER (1961) verificaram que, quando o solo é compactado, a distribuição do tamanho dos poros geralmente sofre uma mudança relativa maior do que a densidade média ou a porosidade total. Em função disto, variáveis características da distribuição do espaço poroso podem servir como indicadores sensíveis de compactação.

VIEIRA (1985) observou que uma diminuição da macroporosidade por compactação ocasiona um aumento na microporosidade, fato constatado por GHILDYAL e SATYANARAYAMA (1965), que estudando solos de textura arenosa, barro-arenosa e argilosa, submetidos a compactação, estes tinham um aumento dos microporos à custa da redução dos macroporos.

A água retida a tensões acima de 0,01 MPa é de grande interesse para o estudo da disponibilidade da água (CAMARGO, 1983); a compactação, de maneira geral, aumenta a quantidade de água retida nessa faixa de disponibilidade (aproximadamente entre 0,01 MPa e 1,5 MPa de tensão) para as plantas, segundo o autor. Entretanto, é importante ter em mente que esta disponibilidade não é simples de ser interpretada uma vez que o aumento da deficiência de aeração e da resistência mecânica do solo com a compactação, pode dificultar a interpretação da situação.

YANG e DE JONG (1977) verificaram que o teor de água por peso a tensões acima de 0,01 MPa não foi afetado pelas mudanças de densidade média devidas à compactação. Com sucções mais baixas, o teor de água aumentava quando a densidade média diminuía, por que o volume de poros aumentava.

Como a porosidade é uma propriedade diretamente relacionada com a compactação do solo, segundo CAMARGO (1983), esta última influencia a aeração do solo porque causa uma diminuição na porosidade e redução na difusão de oxigênio. Efeitos prejudiciais da compactação na aeração do solo foram também observados por SWARTZ e KARDOS (1963) e TAYLOR e BURNETT (1963).

BARLEY (1962) obteve os seguintes resultados a respeito do desenvolvimento de raízes: 1) a baixos valores de resistência à penetração, a concentração de oxigênio determina o grau de crescimento das raízes; 2) as raízes não se desenvolvem em altos níveis de impedimento mecânico, qualquer que seja o nível de oxigênio; 3) a uma dada concentração de oxigênio, o desenvolvimento das raízes decresce em proporção logarítmica com o aumento da resistência à penetração.

A resistência à penetração das raízes está diretamente ligada ao teor de umidade do solo, que varia muito no decorrer do ano. Em função disto, culturas plantadas no início do período chuvoso, culturas de ciclo longo, como a cana-de-açúcar, e culturas irrigadas, sofrerão menos deste efeito.

PRIMAVESI et al. (1984), procurando selecionar parâmetros básicos mais adequados para estudar o efeito da compactação de amostras de solo sobre a produção de matéria seca vegetal do feijoeiro, verificaram que os parâmetros físicos como densidade do solo, condutividade hidráulica saturada e resistência mecânica à penetração de penetrógrafo, não foram adequadas para estudos envolvendo solos diferentes, ou mesmo horizontes diferentes. Segundo os autores, a percentagem de poros de aeração (macroporos) foi o indicador mais eficiente neste estudo.

Segundo STOLF (1987), a densidade do solo tem sido o parâmetro mais utilizado para estudos de compactação, porém não permite comparações entre solos diferentes, principalmente no tocante à granulometria. Já a quantidade de macroporos,

segundo o autor, possibilita uma comparação adequada e permite o estabelecimento de padrões para descompactação.

A renovação do ar do solo, segundo BAVER et al (1973), se efetua por difusão e por fluxo de massa, resultado de vários fatores: variação de temperatura do solo, variação na pressão barométrica, ação do vento e alteração no espaço de poros ocupado pelo ar devido aos fluxos de água e ao manejo do solo.

A composição do ar do solo depende, em grande parte, da quantidade de “espaço de ar disponível” (BUCKMAN e BRADY, 1976). Nos solos com drenagem insuficiente, elevada proporção dos espaços porosos permanece cheia de água, dificultando a aeração destes solos.

Conforme BUCKMAN e BRADY (1976), solos de textura fina possibilitam movimentação lenta de gases e água, apesar de grande quantidade de espaços porosos. A aeração no subsolo, segundo os autores, é frequentemente inadequada para assegurar o desenvolvimento satisfatório das raízes e a atividade microbiana recomendável.

Os níveis de aeração a partir dos quais as plantas começam a sofrer prejuízos, dependem do volume de ar em relação ao volume total do solo. Esta percentagem mínima satisfatória de ar no solo, segundo TAYLOR (1950), fica na faixa de 10 a 20%.

BAVER e FARNSWORTH (1940), estudando a relação entre o conteúdo volumétrico de ar no solo e a produção de beterraba açucareira, verificaram que os rendimentos aumentavam rapidamente com o aumento da aeração. O rendimento

máximo foi atingido a partir de uma porosidade de ar de 10%. Concluíram, também, que a baixa aeração e o aumento de resistência do solo causaram uma queda na qualidade da beterraba.

De acordo com BAVER et al (1973), a porosidade do solo varia com o tamanho das partículas e o estado de agregação. A porosidade total não é tão importante como a distribuição de tamanho dos poros, em especial dos poros maiores, que são os maiores responsáveis pela aeração do solo. Para estes autores, uma porosidade de aeração menor que 10% restringe a proliferação das raízes.

Segundo VOMOCIL e FLOCKER (1961), o crescimento da planta e a produtividade declinam rapidamente quando a porosidade livre de água na capacidade de campo é reduzida a níveis críticos. Concluíram que a porosidade livre de água entre 10 e 15% é o limite para o crescimento adequado de um grande número de culturas.

ROBINSON (1964), conduzindo experimento em lisímetro, onde o volume de ar foi controlado através do lençol freático, concluiu que uma variação deste volume entre 9,2 e 12,2% do volume total do solo permitiu um funcionamento normal das raízes de cana-de-açúcar .

O volume de água que flui por um tubo na unidade de tempo é proporcional à quarta potência do raio (lei de Poiseuille). Portanto, como a compactação diminui a quantidade de poros grandes, ela terá uma influência muito grande na transmissão da água e na permeabilidade do solo. A taxa de infiltração em solos compactados, desta

forma, é muito diminuída e esta condição pode causar também uma aeração deficiente e um aumento do escoamento superficial da água. (CAMARGO, 1983).

COLETI e DEMATTÊ (1982) observaram, em um Latossolo Vermelho Escuro, uma diminuição na condutividade hidráulica com aumento da densidade do solo (DS). Consideraram que valores de DS entre 1,3 e 1,4 g/cm³ podem ser considerados como satisfatórios para estes solos, sob o ponto de vista da permeabilidade.

BENDIXEN et al (1948) verificaram que a permeabilidade do solo à água correlacionou-se bem com a porosidade livre de água, medida após sucção correspondente a 60 cm de coluna de água, durante uma hora.

WINKLER e GOEDERT (1972), estudando as características hídricas dos solos Podzolizados, Planossolos e Gleizados de Pelotas, RS, encontraram boa relação entre a textura e a retenção de água. Concluíram, também, que havia relação entre o tamanho dos poros e a drenagem natural, nas diversas camadas dos solos.

MOURA FILHO e BUAL (1972) compararam os efeitos de 15 anos de cultivos anuais em um Eutrustox e observaram que as taxas de infiltração baixaram de 82 para 12 cm.h⁻¹ com cultivos intensivos. A diminuição da infiltração estava associada com uma nítida diminuição nos poros com tamanhos maiores que 0,05 mm de diâmetro (macroporos), tanto no horizonte A como no B. A diminuição da macroporosidade foi atribuída, pelos autores, à compactação produzida por máquinas pesadas e ao movimento da argila dispersa em água.

BACHE et al (1981), estudando doze séries de solos escoceses, classificaram o subsolo em quatro níveis de permeabilidade, baseados na porosidade livre de água, utilizando uma coluna de 50 cm de água como referência de sucção: baixa $< 6,4 \%$; moderada de $6,5\%$ a $12,9\%$; alta de $13,0\%$ a $19,9\%$ e muito alta $> 20 \%$.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Seleção das amostras de solo

Com objetivo de se obter uma grande variação nos teores de areia e argila, foram coletadas de forma exploratória e selecionadas 13 amostras de terra, em solos do Tabuleiro Terciário da Formação Barreiras, do Estado do Rio de Janeiro e do Espírito Santo, como indicado na Tabela 1. Como caracterização complementar, foram realizadas análises químicas, segundo metodologia adotada pelo IAA-PLANALSUCAR, descrita em RODELLA (1983) cujos resultados constam da Tabela 2.

Como entre os principais fatores que podem influenciar na retenção de água pelo solo estão a natureza da fração argila (GROHMANN e MEDINA, 1962) e a granulometria (REEVER et al. 1973, ARRUDA et al. 1987 e THURLER, 1989), este trabalho teve como premissas básicas:

- Utilização de solos de mesma origem, no caso Formação Barreiras, em que o mineral predominante na fração argila é a caulinita (ANJOS 1985, CARVALHO 1990 e MANZATO 1998).
- Uso de amostras de solo com uma grande variação das frações granulométricas.

Tabela 1: Caracterização das amostras pelo tipo de solo a nível de grande grupo, classe textural e profundidade de coleta .

AMOSTRAS	TIPO DE SOLO	CLASSE TEXTURAL	PROF.(cm)
1	PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO	MUITO ARGILOSA	45-55
2	PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO	ARGILA	35-45
3	PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO	ARGILA	25-35
4	PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO	ARGILA	15-25
5	PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO	ARGILA ARENOSA	0-10
6	PODZÓLICO AMARELO	ARGILA ARENOSA	50-60
7	PODZÓLICO AMARELO	ARGILA ARENOSA	40-50
8	PODZÓLICO AMARELO	FRANCO ARGILO-ARENOSO	35-40
9	PODZÓLICO AMARELO	FRANCO ARGILO-ARENOSO	30-35
10	PODZÓLICO AMARELO	FRANCO ARGILO-ARENOSO	20-30
11	PODZÓLICO AMARELO LATOSSÓLICO	FRANCO ARENOSO	20-30
12	PODZÓLICO AMARELO	AREIA FRANCA	25-35
13	PODZÓLICO AMARELO	AREIA	10-20

TABELA 2: Características químicas das amostras de terra utilizadas .

AMOSTRA	pH	C %	P	K	Ca	Mg	Al	H	Na	S	T	V
			ppm		eq.mg/100 cm ³							%
1	4,5	0,65	3	5	0,4	0,2	1,4	3,8	0,05	0,66	5,86	11,3
2	4,4	0,71	3	8	0,5	0,1	1,1	3,9	0,04	0,66	5,66	11,7
3	4,5	0,93	3	10	0,6	0,2	1,0	3,6	0,05	0,88	5,48	16,1
4	4,5	1,09	4	22	0,8	0,3	0,8	3,6	0,04	1,20	5,60	21,4
5	4,4	1,27	9	31	0,7	0,4	0,8	4,6	0,05	1,23	6,63	18,6
6	4,9	0,47	2	5	0,5	0,1	1,0	3,3	0,03	0,64	4,94	13,0
7	4,6	0,53	4	5	1,0	0,4	0,4	2,5	0,05	1,46	4,36	33,5
8	4,5	0,54	3	5	0,8	0,2	0,6	2,3	0,05	1,06	3,96	26,8
9	4,4	0,58	1	13	0,5	0,2	0,6	2,8	0,03	0,76	4,16	18,3
10	4,7	0,65	8	17	1,1	0,4	0,2	2,5	0,02	1,56	4,26	36,6
11	5,0	0,51	12	13	1,1	0,4	0,1	1,8	0,02	1,55	3,45	44,9
12	5,7	0,65	4	10	1,4	0,2	0	1,1	0,01	1,64	2,74	59,9
13	6,8	1,29	14	13	3,5	0,3	0	0,6	0,02	3,85	4,45	86,5

3.2 Coleta e localização das amostras de solo

Após a seleção das amostras, cuja composição granulométrica encontra-se na Tabela 3, procedeu-se, nos mesmos locais da coleta dos materiais selecionados, a abertura de trincheiras de onde foram retiradas amostras com estrutura natural (amostras indeformadas) e uma quantidade adicional de terra (amostras deformadas) com a mesma composição granulométrica para análises complementares.

Para obter-se as variações granulométricas pretendidas as amostras foram coletadas em 4 unidades de solos:

.Solo1 - Podzólico Vermelho-Amarelo

Localização: Fazenda Barro Vermelho (Usina Quissamã, Quissamã, RJ) a 800 m à esquerda do km 4,7 da estrada que se inicia na BR-101, sentido Quissamã (amostras de 1 a 5);

Solo 2 - Podzólico Amarelo

Localização: Próximo a Lagoa Limpa (município de Campos, RJ) na faixa de terra sob a rede de alta tensão de Furnas, ao lado da torre nº 023 (amostras 6 a 10);

Solo 3 - Podzólico Amarelo-Latossólico

Localização: Sítio Muquiri a 280 m à esquerda do km 6,5 da estrada Aeroporto – Fazenda Jacarandá (município de Campos, RJ) (amostra 11);

Solo 4 – Podzólico Amarelo

Localização: Fazenda Cordanta Y, Talhão 12 (Destilaria DISA) (município de Conceição da Barra, ES) (amostras 12 e 13).

3.3 Amostras de solo com estrutura natural (amostras indeformadas)

Coletaram-se quatro amostras indeformadas em cada uma das 13 (treze) camadas de solo selecionadas segundo a granulometria pretendida. Para retirar as amostras empregou-se um coletor de solo que utiliza um cilindro de alumínio de $54,29 \text{ cm}^3$ (diâmetro = 4,8 cm e altura = 3,0 cm). As amostras foram retiradas utilizando-se o coletor perpendicular aos perfis dos solos. As 4 amostras indeformadas foram retiradas de uma única trincheira por tipo de solo, sendo, portanto repetições muito similares do material com a granulometria pretendida.

Tabela 3: Granulometria das amostras em porcentagem.

AMOSTRA	A.G.	A.M.	A.F.	AREIA	SILTE	ARGILA
1	2,2	2,2	17,6	22	13	65
2	2,7	3,0	21,3	27	13	60
3	3,7	3,7	25,6	33	16	51
4	5,2	5,6	29,2	40	16	44
5	7,7	7,2	33,1	48	16	36
6	7,3	17,7	27,0	52	5	43
7	8,3	21,8	28,9	59	5	36
8	8,8	23,3	30,9	63	6	31
9	9,5	24,5	34,0	68	6	26
10	11,8	26,6	35,6	74	7	19
11	20,8	31,2	28,0	80	4	16
12	34,0	27,2	23,8	85	3	12
13	38,6	30,6	20,8	90	2	8

OBS: Classificação Granulométrica - USDA

FRAÇÃO	DIÂMETRO
AREIA GROSSA	0,5 - 2,0 mm
AREIA MÉDIA	0,25 - 0,5 mm
AREIA FINA	0,05 - 0,25 mm
SILTE	0,002 - 0,05 mm
ARGILA	< 0,002 mm

3.4 Retenção de umidade

As determinações da retenção de umidade das amostras retiradas dos perfis dos solos estudados foram efetuadas nas seguintes tensões: 0,006 MPa; 0,01 MPa; 0,033 MPa; 0,05 MPa; 0,1 MPa; 0,3 MPa e 1,5 MPa.

Para determinar a água retida na tensão de 0,006 MPa, utilizou-se uma mesa de tensão, conforme descrito em KIEHL (1979). As 4 amostras indeformadas, por granulometria selecionada, foram previamente saturadas com água destilada por um período de 24 horas antes de serem colocadas na mesa de tensão, onde permaneceram por 48 horas, tempo suficiente para se obter o peso constante das amostras utilizadas. Nas demais tensões, reutilizando-se as mesmas amostras indeformadas, empregou-se o método da “panela de pressão” de RICHARDS (1943), segundo metodologia descrita no manual de métodos de análise de solo da EMBRAPA (1979), onde nas tensões de 0,01 MPa; 0,033 MPa; 0,05 MPa e 0,1 MPa utilizou-se placa de cerâmica de 1 atm, e nas tensões 0,3 MPa e 1,5 MPa, placa de cerâmica de 15 atm.

A média dos 4 valores de umidade (em peso e em volume) obtidos pelos métodos acima citados para cada granulometria e tensão selecionadas foi considerada como a retenção hídrica correspondente.

3.5 Capacidade de campo “in situ” (CC)

A determinação da capacidade campo “in situ” foi efetuada conforme procedimento descrito por OLIVEIRA e MELO (1971).

Ao lado de cada uma das quatro trincheiras utilizadas nas amostragens dos solos, foi locada uma grade de ferro de 1m^2 com 25cm de altura, e enterrada a 10cm de profundidade.

A lâmina de água empregada foi a necessária para garantir a saturação do perfil do solo numa espessura de 60cm. Depois que toda água infiltrou-se no solo, a área umedecida foi coberta com um plástico e, em cima deste, colocou-se palha e capim para evitar perdas por evaporação.

As amostras foram coletadas com trado tipo “sonda”, em dois locais dentro da área umedecida de 1m^2 , 24, 48, 72 e 96 horas após a infiltração total da água no solo. A umidade foi determinada pelo método gravimétrico.

A capacidade de campo de cada uma das 13 granulometrias estudadas, foi obtida pela média dos valores encontrados após a estabilização da drenagem interna, e resultou da média dos seis (3x2) dados coletados 48, 72, 96 horas após a infiltração total da água no solo.

3.6 Análises granulométricas

As análises granulométricas foram determinadas utilizando-se amostras (sem repetições) de 10 gramas de terra fina seca ao ar (TFSA), usando-se o hidróxido de sódio a 5% como dispersante e uma agitação lenta durante 16 horas.

A fração areia foi separada por peneiramento úmido (peneira nº 270 – diâmetro 0,052 mm) e posteriormente fracionada por peneiramento a seco. A fração argila foi determinada pelo método da pipeta e o tempo de sedimentação foi calculado empregando-se a Lei de Stokes. O teor de silte foi obtido pela diferença:

$$\text{Silte\%} = 100 - (\text{Areia\%} + \text{Argila\%})$$

3.7 Densidade do solo (DS)

A DS foi obtida dividindo-se o peso da amostra indeformada seca em estufa, pelo volume ocupado pela amostra. A densidade DS de cada uma das treze granulometrias selecionadas, foi a média aritmética das quatro repetições realizadas.

3.8 Densidade das partículas (DP)

A DP foi determinada (sem repetições) utilizando-se 10 gramas de terra fina seca em estufa (TFSE) e picnômetro com volume de 50 ml de água destilada sem oxigênio solúvel (método do picnômetro).

3.9 Volume total de poros (VTP)

O VTP foi calculado em função da densidade do solo (DS) e densidade das partículas (DP), utilizando-se a seguinte expressão:

$$\text{VTP\%} = 100 \cdot (1 - \text{DS}/\text{DP})$$

3.10 Microporosidade (MICRO)

A microporosidade, foi considerada como sendo a umidade volumétrica à tensão de 0,006 Mpa (item 3.4), conforme recomendado pela EMBRAPA (1979).

3.11 Macroporosidade (MACRO)

Calculada pela diferença entre o volume total de poros e a microporosidade:

$$\text{MACRO} = \text{VTP} - \text{MICRO}$$

3.12 Água disponível (AD)

$$\text{AD} = \text{capacidade de campo} - \text{ponto de murcha permanente}$$

O ponto de murcha permanente foi tomado como a umidade à 1,5 MPa de tensão (item 3.4).

3.13 - Estabelecimento das pedofunções para estimativa da capacidade de campo e retenções de umidade

Utilizaram-se como variáveis independentes as frações granulométricas: areia grossa, areia média, areia fina, areia total, silte e argila; densidade do solo, teor de carbono, microporosidade e ponto de murcha permanente.

As variáveis dependentes foram: capacidade de campo, umidades nas tensões de 0,006 MPa, 0,01 MPa, 0,033 MPa, 0,05 MPa, 0,1 MPa, 0,3 MPa, 1,5 MPa e água disponível. As umidades nos estudos de correlação foram gravimétricas (U). As umidades volumétricas (θ) foram obtidas multiplicando-se a densidade do solo pela umidade gravimétrica a partir da expressão:

$$q = U \frac{DS}{DA}$$

em que DA é a densidade da água.

As pedofunções foram obtidas através de uma análise de regressão múltipla, selecionando-se as combinações de variáveis independentes que tiveram maior correlação com a variável dependente, a partir da matriz de correlação. O programa estatístico utilizado na análise de regressão e correlação foi o pacote estatístico existente no aplicativo EXCEL da Microsoft.

4.2 Retenção de água nas diferentes tensões

As determinações da retenção de água das amostras de solos foram efetuadas nas tensões de 0,006 MPa; 0,01 MPa; 0,033 MPa; 0,05 MPa; 0,1 MPa; 0,3 MPa e 1,5 MPa. Os valores constantes das Tabelas 5 e 6 foram obtidos de amostras de solo com estrutura natural (amostra indeformada) utilizando umidades com base em peso (U%) e com base em volume ($\theta\%$), respectivamente, e representam a média de quatro repetições (anexo), conforme referido no capítulo anterior.

Tabela 5: Porcentagem de água retida com base em peso nas tensões estudadas.

Amostra	0,006 MPa	0,01 MPa	0,033 MPa	0,05 MPa	0,1 MPa	0,3 MPa	1,5 MPa
1	32,4	30,8	28,9	27,4	26,5	26,0	23,2
2	29,1	27,6	25,9	24,6	23,8	23,3	20,8
3	27,4	26,2	23,1	22,6	21,6	20,9	18,4
4	24,5	23,4	20,3	19,8	18,7	18,0	15,5
5	21,0	19,9	17,1	16,7	15,6	14,8	12,2
6	18,2	16,8	14,5	14,2	13,6	13,3	12,2
7	16,3	15,0	12,9	12,6	12,0	11,7	10,7
8	14,8	13,8	11,7	11,4	10,7	10,5	9,4
9	13,6	12,3	10,2	9,9	9,3	9,0	8,0
10	12,4	11,2	9,1	8,8	8,2	7,8	7,0
11	10,2	8,8	6,8	6,5	6,0	5,7	5,1
12	8,7	7,4	5,4	5,1	4,6	4,4	3,9
13	8,7	7,1	5,3	5,1	4,4	4,0	3,1

Tabela 6: Porcentagem de água retida com base em volume nas tensões estudadas.

Amostra	0,006 MPa	0,01 MPa	0,033 MPa	0,05 MPa	0,1 MPa	0,3 MPa	1,5 MPa
1	40,8	38,7	36,3	34,4	33,4	32,7	29,1
2	38,7	36,7	34,4	32,7	31,7	31,0	27,7
3	36,5	34,9	30,7	30,1	28,8	27,8	24,5
4	33,4	31,9	27,6	27,0	25,4	24,4	21,0
5	30,9	29,3	25,1	24,5	22,9	21,8	17,9
6	29,0	26,7	23,1	22,6	21,7	21,1	19,5
7	26,3	24,3	20,8	20,3	19,4	18,9	17,3
8	24,4	22,7	19,3	18,8	17,7	17,3	15,5
9	22,3	20,1	16,6	16,2	15,2	14,7	13,1
10	20,5	18,4	15,0	14,5	13,5	12,9	11,6
11	15,8	13,7	10,5	10,0	9,3	8,9	7,8
12	13,5	11,5	8,3	7,9	7,1	6,8	6,0
13	12,8	10,5	7,8	7,5	6,5	5,9	4,6

4.3 Capacidade de campo “in situ”

A determinação da capacidade de campo “in situ” % peso e % volume estão descritas na Tabela 7. Pode-se observar variações muito pequenas da umidade retida após 48 horas da infiltração total da água no solo em todas as 13 amostras analisadas. Este fato está de acordo com a definição da capacidade de campo dada por VEIHMAYER e HENDRICKSON (1931).

Em anexo é apresentado o levantamento detalhado de todas as determinações de densidade do solo e das partículas, bem como da retenção de umidade.

Tabela 7: Determinação da Capacidade de Campo “in situ” (%).

Amostr a	24 horas U%	48 horas U%	72 horas U%	96 horas U%	C.C. U%	C.C. q %
1	29,4 30,0	29,2 28,6	28,9 29,2	28,9 29,3	29,0	36,5
2	28,1 27,4	27,5 27,5	27,3 27,0	27,4 27,2	27,3	36,3
3	26,4 25,5	25,1 24,7	25,1 25,0	25,5 24,9	25,1	33,4
4	23,6 23,0	22,4 22,6	22,6 23,0	22,9 22,7	22,7	30,9
5	19,9 19,2	18,5 18,6	19,2 18,8	19,5 18,6	18,9	27,8
6	17,6 18,1	17,7 16,9	16,9 17,9	17,7 17,2	17,4	27,8
7	15,1 16,0	15,7 15,0	15,8 15,5	15,7 15,4	15,5	25,1
8	14,0 15,1	14,3 14,4	14,6 14,9	15,0 14,6	14,6	24,1
9	13,1 14,5	13,6 13,5	13,9 13,4	13,6 13,4	13,6	22,3
10	12,9 13,1	12,6 12,5	12,4 12,6	12,4 12,6	12,5	20,6
11	10,7 10,7	10,0 10,1	9,7 10,2	9,6 9,8	9,9	15,3
12	8,6 9,1	8,8 9,0	8,4 8,6	8,5 8,9	8,7	13,5
13	6,9 7,2	7,1 6,8	6,7 6,4	6,8 6,8	6,8	10,1

4.4 Análise de correlação

A Tabela 8 apresenta os coeficientes de correlação entre as variáveis de interesse.

Os coeficientes de correlação entre as frações granulométricas areia total, areia grossa, areia média e areia fina e a retenção de água foram sempre negativos, indicando de forma consistente que a retenção de água diminui com o aumento das frações mais grosseiras do solo. Já as frações silte e argila sempre apresentaram elevados coeficientes positivos (principalmente a argila) indicando, portanto, uma tendência consistente de aumento da afinidade hídrica com o incremento dessas frações granulométricas, o que está de acordo com REEVE et al. (1973), ARRUDA et al. (1987), THURLER (1989), SALTER e WILLIAMS (1969), BUCKMAN e BRADY (1976), PETERSEN et al. (1968, b) e MASUTTI e RODRIGUES (1998).

A densidade do solo apresentou coeficientes negativos (mas não muito altos), indicando uma interação entre a DS e a granulometria. Como observado anteriormente, há um aumento na retenção de água com o aumento das frações silte e argila, o que deve acontecer quando há diminuição na densidade nos solos estudados. Como pode-se observar na Tabela 4, os valores da DP são praticamente constantes, logo não tem sentido usar esta característica como variável independente para se estimar a retenção de umidade.

Tabela 8 : Matriz de correlação

	0,006 U%	0,01 U%	0,033 U%	0,05 U%	0,1 U%	0,3 U%	1,5 U%	C.C. U%	AD U%
A.G.	-0.780	-0.788	-0.780	-0.789	-0.791	-0.792	-0.800	-0.821	-0.752
A.M.	-0.968	-0.971	-0.961	-0.965	-0.961	-0.956	-0.941	-0.960	-0.841
A.F.	-0.375	-0.358	-0.385	-0.369	-0.374	-0.380	-0.388	-0.324	0.177
AREIA	-0.990	-0.991	-0.989	-0.992	-0.992	-0.992	-0.990	-0.995	-0.777
SILTE	0.851	0.860	0.837	0.845	0.836	0.826	0.798	0.845	0.938
ARG	0.971	0.971	0.974	0.975	0.978	0.981	0.987	0.979	0.682
AF+S	0.333	0.352	0.316	0.334	0.323	0.311	0.286	0.366	0.795
DS	-0.807	-0.801	-0.801	-0.795	-0.791	-0.785	-0.766	-0.763	-0.548
C %	0.131	0.133	0.109	0.117	0.099	0.081	0.029	0.062	0.260
0,006U%	1.000	1.000	0.999	1.000	0.999	0.998	0.994	0.995	0.755
0,01 U%	1.000	1.000	0.998	0.999	0.999	0.998	0.993	0.996	0.766
0,033 U%	0.999	0.998	1.000	1.000	1.000	0.999	0.996	0.996	0.741
0,05 U%	1.000	0.999	1.000	1.000	1.000	0.999	0.995	0.996	0.751
0,1 U%	0.999	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	0.997	0.997	0.744
0,3 U%	0.998	0.998	0.999	0.999	1.000	1.000	0.998	0.997	0.735
1,5 U%	0.994	0.993	0.996	0.995	0.997	0.998	1.000	0.995	0.714
C.C. U%	0.995	0.996	0.996	0.996	0.997	0.997	0.995	1.000	0.778
AD U%	0.755	0.766	0.741	0.751	0.744	0.735	0.714	0.778	1.000

O teor de carbono apresentou baixa correlação com todas as características hidrológicas estudadas. O motivo provável da baixa correlação está nos pequenos teores absolutos de carbono nas amostras estudadas, de forma que a provável influência do carbono fica mascarada pelos demais fatores de variação de retentividade hídrica.

Quando se analisa as correlações existentes envolvendo as frações granulométricas, densidade do solo e teor de carbono com as características hidrológicas estudadas, verifica-se que a fração areia total (AREIA) foi a variável independente que apresentou a maior correlação, seguida de perto pela variável argila (ARG) e areia média (AM). Essas correlações entre AREIA, ARG ou AM, e as variáveis de retenção hídrica, à exceção da água disponível (AD), foram geralmente sempre muito altas, acima de 0,96. Isto confirma a forte dependência entre granulometria e a retenção hídrica dos solos estudados.

Quando foram utilizadas as retenções hídricas também como variáveis independentes, estas apresentaram correlações positivas. À exceção da água disponível, as umidades nas tensões 0,006; 0,01; 0,033; 0,05; 0,1; 0,3 e 1,5 MPa e a capacidade de campo sempre correlacionaram-se muito bem (acima de $r=0,99$), indicando grandes possibilidades de se determinar a capacidade de campo e a curva característica de umidade nesses solos, a partir de uma variável de retenção hídrica.

Essa alta correlação entre todas as umidades, nas diversas tensões, indica um padrão bem definido de formação das curvas características de umidade nos solos estudados.

A variável independente que melhor se correlacionou com a água disponível foi o teor de silte ($r=0,934$), o que está de acordo com SALTER et al. (1965) e PETERSEN et al. (1968 a). As menores correlações geralmente verificadas entre a água disponível e as demais variáveis, deve decorrer do fato que ela é uma variável de menor tamanho que as demais grandezas hídricas, e também porque ela resulta da diferença de duas variáveis aleatórias.

4.5 Seleção das pedofunções para estimar a retenção de água pelo solo

A partir das variáveis independentes de maior correlação com cada variável dependente analisada, foram testados alguns modelos de regressão múltipla.

Um parâmetro utilizado na seleção dos melhores modelos de equações para estimar a retenção de água nas tensões estudadas e na capacidade de campo, foi o erro padrão da estimativa ($\hat{e}$). Como o erro ($\hat{e}$) mede a dispersão entre os valores mensurados obtidos e a curva ajustada, quanto menor o erro melhor a representatividade da curva, logo melhor a pedofunção.

Outro fator observado na escolha do melhor modelo de pedofunção, foi a significância estatística de estimativa de cada um dos coeficientes que aparecem na

equação. Foram selecionados apenas os modelos que apresentaram uma significância de , no máximo, 5% de probabilidade, utilizando-se o teste “t”.

Foram testados os modelos lineares, linear-múltiplos, quadráticos e logarítmicos de representação das pedofunções.

4.6 Determinação das pedofunções de retenção de umidade em % peso (U%) nas tensões estudadas

Abaixo estão descritas as equações que apresentaram o melhor ajuste para estimativa da retenção de água nas sete tensões analisadas. A qualidade do ajuste foi medida pelos respectivos erros padrão ($\hat{e}$ %), coeficientes de determinação (r^2) e significâncias estatísticas de estimativa dos coeficientes que apresentaram maior nível de probabilidade $P=1$ % ou $P=5$ % (na realidade probabilidade menor que 1% ou 5%), dentro de cada equação. Verificou-se que a introdução de mais de três variáveis independentes sistematicamente não melhorava os erros de estimativa. Também, foram desconsideradas as regressões que apresentaram significância estatística com probabilidade P superior a 5% na estimativa de pelo menos um de seus coeficientes.

$$\begin{aligned} 0,006 \text{ MPa } U\% &= 0,00242 A^2 - 0,626 A + 44,98 & (1) \\ \hat{e} &= 0,548 & r^2 = 0,995 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,006 \text{ MPa } U\% &= -0,198 AF + 0,539 S + 0,292 ARG + 9,01 & (2) \\ \hat{e} &= 0,674 & R^2 = 0,993 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,006 \text{ MPa } U\% &= -0,306 A - 10,86 DS + 52,00 & (3) \\ \hat{e} &= 0,533 & R^2 = 0,996 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,01 \text{ MPa U\%} &= 0,00210 A^2 - 0,590 A + 42,79 \\ \hat{e} &= 0,621 \quad r^2 = 0,994 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} 0,01 \text{ MPa U\%} &= -0,311 A - 9,92 \text{ DS} + 49,51 \\ \hat{e} &= 0,511 \quad R^2 = 0,996 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} 0,01 \text{ MPa U\%} &= -0,174 \text{ AF} + 0,554 S + 0,290 \text{ ARG} + 6,96 \\ \hat{e} &= 0,613 \quad R^2 = 0,994 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} 0,01 \text{ MPa U\%} &= 0,998 (0,006 \text{ MPa}) \text{ U\%} - 1,27 \\ \hat{e} &= 0,197 \quad r^2 = 0,999 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} 0,033 \text{ MPa U\%} &= 0,00258 A^2 - 0,637 A + 41,43 \\ \hat{e} &= 0,421 \quad r^2 = 0,997 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} 0,033 \text{ MPa U\%} &= 0,229 S + 0,317 \text{ ARG} - 10,81 \text{ DS} + 18,05 \\ \hat{e} &= 0,726 \quad R^2 = 0,991 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} 0,033 \text{ MPa U\%} &= 0,979 (0,006 \text{ MPa}) \text{ U\%} - 3,16 \\ \hat{e} &= 0,347 \quad r^2 = 0,998 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} 0,05 \text{ MPa U\%} &= 0,00209 A^2 - 0,567 A + 38,80 \\ \hat{e} &= 0,437 \quad r^2 = 0,997 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} 0,05 \text{ MPa U\%} &= -0,295 A - 8,67 \text{ DS} + 44,00 \\ \hat{e} &= 0,561 \quad R^2 = 0,994 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} 0,05 \text{ MPa U\%} &= 0,937 (0,006 \text{ MPa}) \text{ U\%} - 2,89 \\ \hat{e} &= 0,209 \quad r^2 = 0,999 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} 0,1 \text{ MPa U\%} &= 0,00210 A^2 - 0,561 A + 37,68 \\ \hat{e} &= 0,343 \quad r^2 = 0,998 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} 0,1 \text{ MPa U\%} &= 0,222 S + 0,304 \text{ ARG} - 8,82 \text{ DS} + 14,34 \\ \hat{e} &= 0,585 \quad R^2 = 0,994 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} 0,1 \text{ MPa U\%} &= 0,917 (0,006 \text{ MPa}) \text{ U\%} - 3,28 \\ \hat{e} &= 0,308 \quad r^2 = 0,998 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (16)$$

$$0,3 \text{ MPa } U\% = 0,00209 A^2 - 0,555 A + 36,92 \quad (17)$$

$$\hat{e} = 0,319 \quad r^2 = 0,998 \quad P = 1\%$$

$$0,3 \text{ MPa } U\% = 0,181 S + 0,309 \text{ ARG} - 8,53 \text{ DS} + 13,64 \quad (18)$$

$$\hat{e} = 0,599 \quad R^2 = 0,993 \quad P = 1\%$$

$$0,3 \text{ MPa } U\% = 0,901 (0,006 \text{ MPa}) U\% - 3,42 \quad (19)$$

$$\hat{e} = 0,447 \quad r^2 = 0,996 \quad P = 1\%$$

$$1,5 \text{ MPa } U\% = 0,00181 A^2 - 0,488 A + 32,61 \quad (20)$$

$$\hat{e} = 0,529 \quad r^2 = 0,993 \quad P = 1\%$$

$$1,5 \text{ MPa } U\% = -0,321 \text{ AG} - 0,229 \text{ AM} - 0,455 \text{ AF} + 31,87 \quad (21)$$

$$\hat{e} = 0,613 \quad R^2 = 0,991 \quad P = 1\%$$

$$1,5 \text{ MPa } U\% = 0,798 (0,006 \text{ MPa}) U\% - 3,07 \quad (22)$$

$$\hat{e} = 0,749 \quad r^2 = 0,986 \quad P = 1\%$$

O melhor ajuste para a estimativa da retenção de umidade em peso quando se utiliza apenas as frações granulométricas como variáveis independentes, foi o que utilizou o modelo de equações quadráticas $y = ax^2 + bx + c$, onde o x representa o teor de areia total do solo (equações (1), (4), (8), (11), (14), (17) e (20)), com erro padrão máximo de 0,621% e coeficiente de determinação superior a 0,99. O único caso em que este modelo quadrático foi levemente superado em qualidade de estimativa foi no caso da variável 0,01 MPa U%, em que outro modelo estritamente granulométrico (eq. 6) foi de qualidade superior (menor valor de $\hat{e}$).

Uma vantagem de se utilizar o modelo quadrático, está na necessidade de se empregar apenas uma variável de fácil determinação (areia), e que já existe na maioria dos levantamentos de solos.

Quando utiliza-se DS, além da granulometria, como variável independente, melhora o ajuste das equações que estimam as umidades 0,006 MPa U% e 0,01 MPa U%. Tais ajustes correspondem às pedofunções (3) e (5). Nas tensões superiores a 0,01 MPa a inclusão da DS junto às variáveis independentes granulométricas, não implica em melhoria de estimativa das pedofunções.

Como pode-se considerar a DP como constante devido à sua muito baixa amplitude de variação, as regressões que usam a DS apresentam qualidade de estimativa idêntica às aquelas em que se utiliza a porosidade total como variável independente, já que neste caso o volume total de poros e a densidade do solo são linearmente interligadas. Portanto, não se empregou esta última variável nas estimativas efetuadas.

As equações (7), (10), (13), (16), (19) e (22) estimam os demais pontos da curva característica, apenas a partir da microporosidade (0,006 MPa U%). O uso da microporosidade como variável independente se justifica uma vez que é de fácil obtenção e além disso utiliza a mesa de tensão, que é um equipamento simples e acessível. A qualidade de ajuste daquelas seis equações são também excelentes, com $\hat{e} \leq 0,749\%$, $r^2 \geq 0,986$.

As estimativas das equações quadráticas a partir do teor de areia (A), estão representadas graficamente nas Figuras 1 a 7, e das demais equações estão representadas nas Figuras 8 a 22, o que permite uma melhor visualização do ajuste das equações apresentadas. Através destes gráficos, pode-se observar a pequena dispersão

dos valores estimados em relação aos valores mensurados. Nas equações que apresentam mais de uma variável independente foram plotados os valores observados de umidade, para cada tensão aplicada, versus os valores calculados. Nesses casos, portanto, a linha 1:1 indica a perfeita estimativa.

Pode-se perceber que todas as 22 equações selecionadas ajustam bem os dados observados, com erro padrão variando de 0,197%(eq.7) a 0,749%(eq. 22).

MASUTTI e RODRIGUES (1998) estimaram o ponto de murcha permanente a partir da textura em solos da Zona da Mata Costeira de Pernambuco. Estes autores verificaram que o modelo quadrático a partir do teor de Silte + Argila foi o que apresentou melhor prognóstico. Como a fração Areia pode ser determinada pela expressão $\text{Areia} = 100 - (\text{Silte} + \text{Argila})$ foi feita uma transformação dos dados destes autores para possibilitar a comparação com as equações aqui obtidas, chegando-se a seguinte expressão: $\text{PMP U\%} = 0,0021 A^2 - 0,504 A + 31,82$, que, como se pode observar, é próxima à equação (20).

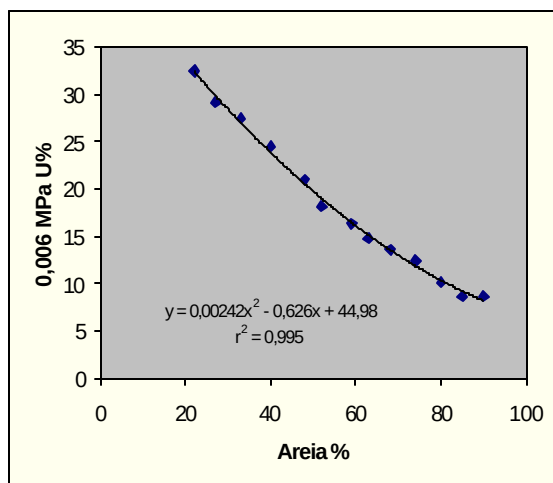


Figura 1: Estimativa da umidade 0,006 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 1)

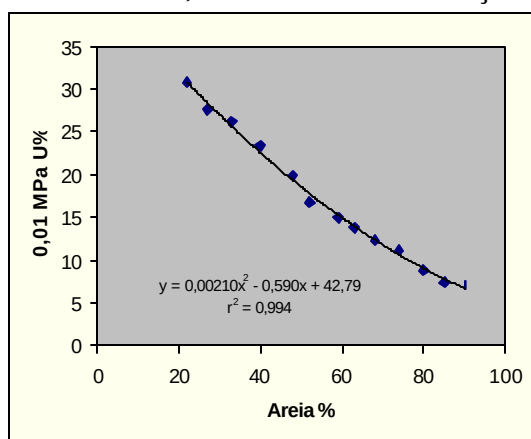


Figura 2: Estimativa da umidade 0,01 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 4)

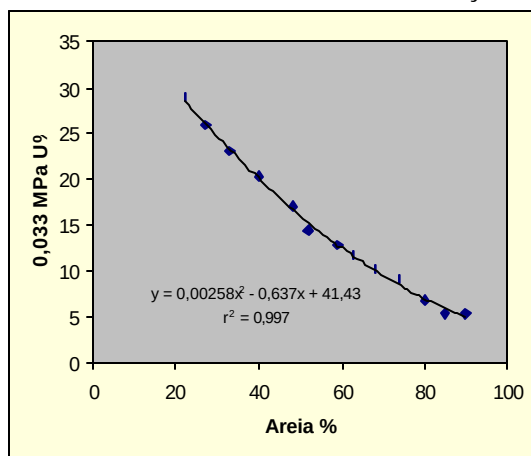


Figura 3: Estimativa da umidade 0,033 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 8)

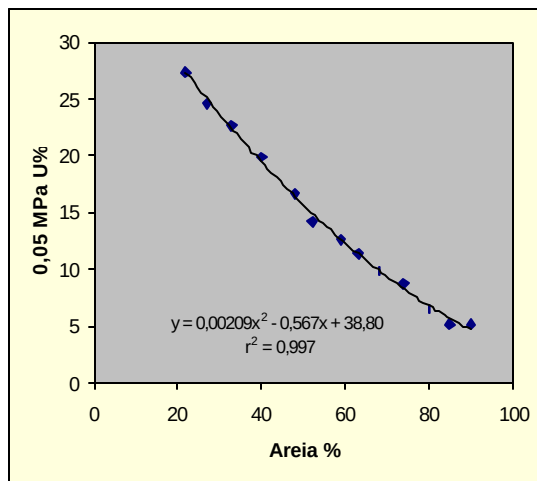


Figura 4: Estimativa da umidade 0,05 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 11)

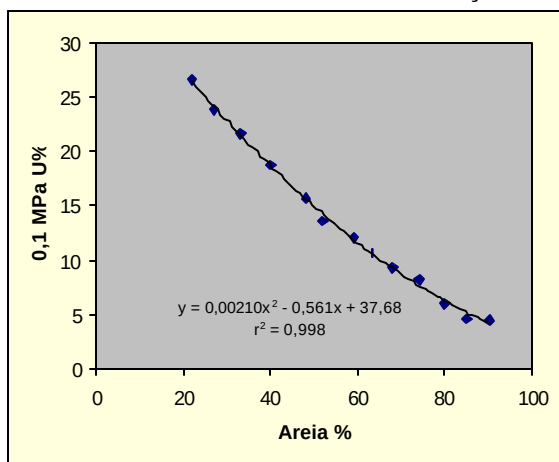


Figura 5: Estimativa da umidade 0,1 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 14)

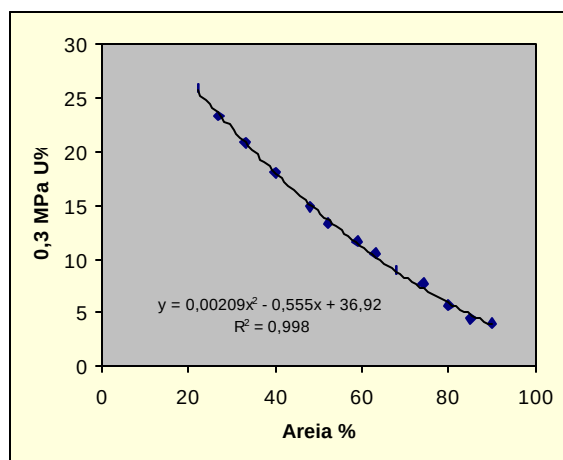


Figura 6: Estimativa da umidade 0,3 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 17)

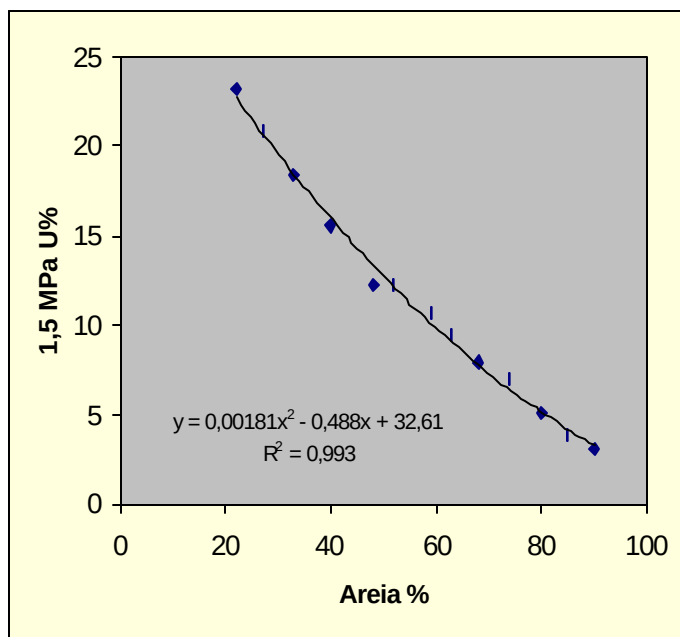


Figura 7: Estimativa da umidade 1,5 MPa U% em função do teor de areia (Eq. 20)

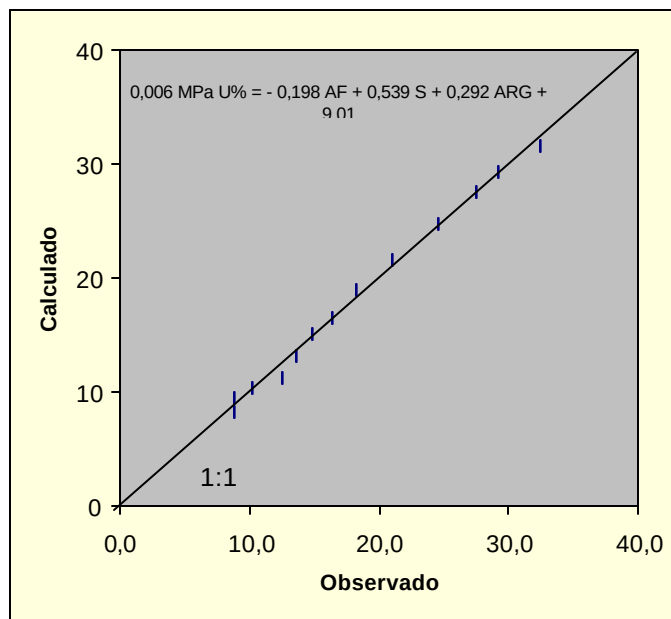


Figura 8: Relação dos valores obs x calc da umidade 0,006 MPa U% (Eq. 2)

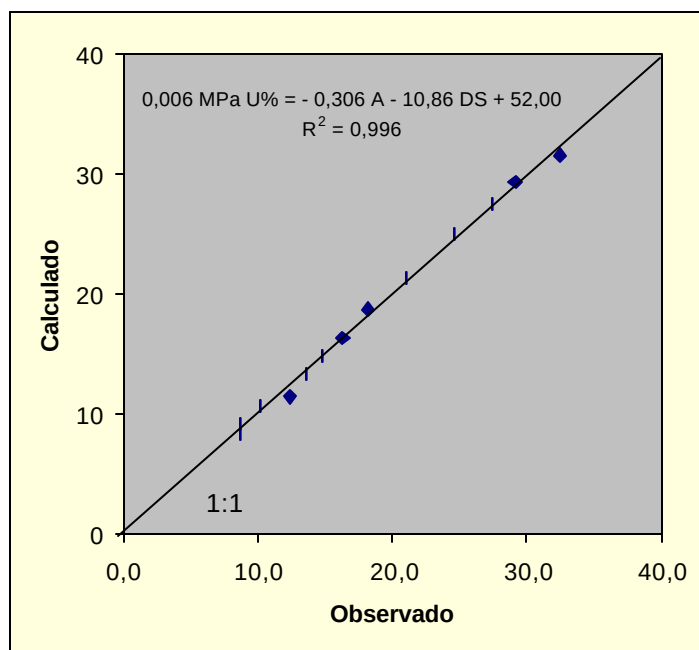


Figura 9: Relação dos valores obs x calc da umidade 0,006 MPa U% (Eq. 3)

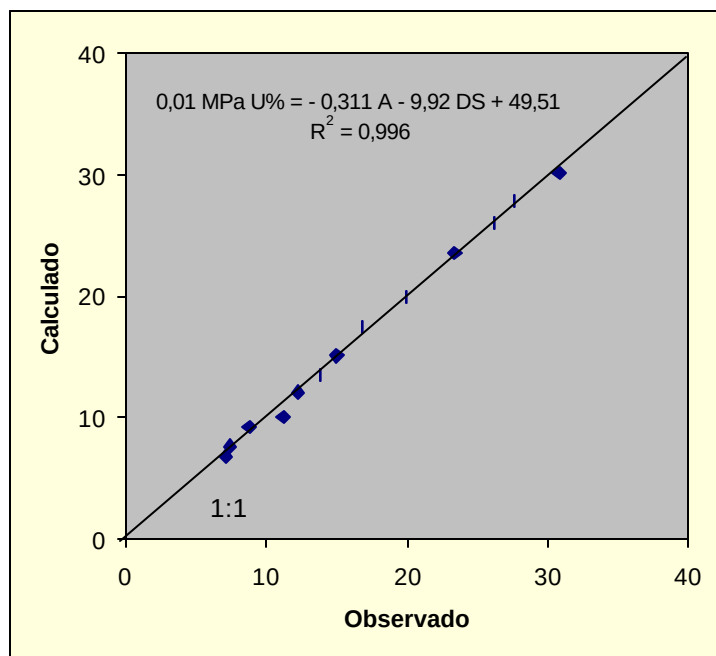


Figura 10: Relação dos valores obs x calc da umidade 0,01 MPa U% (Eq. 5)

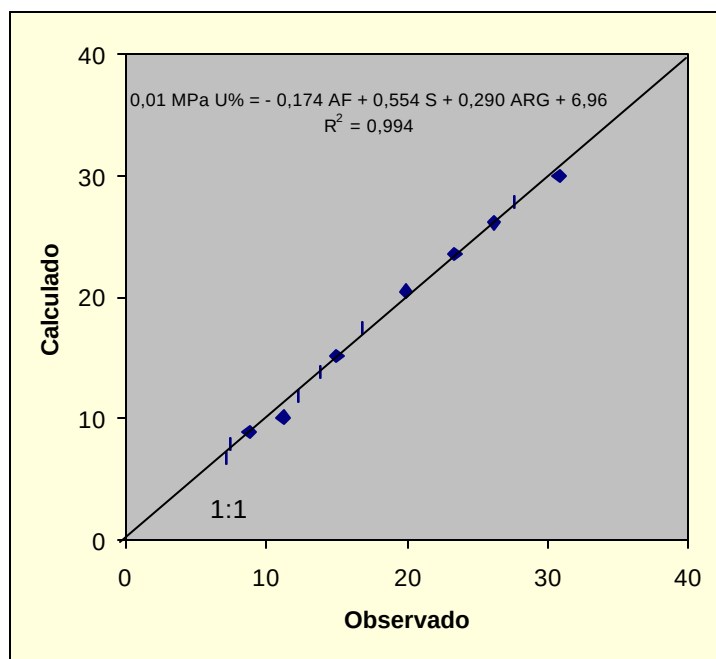


Figura 11: Relação dos valores obs x calc da umidade 0,01 MPa U% (Eq. 6)

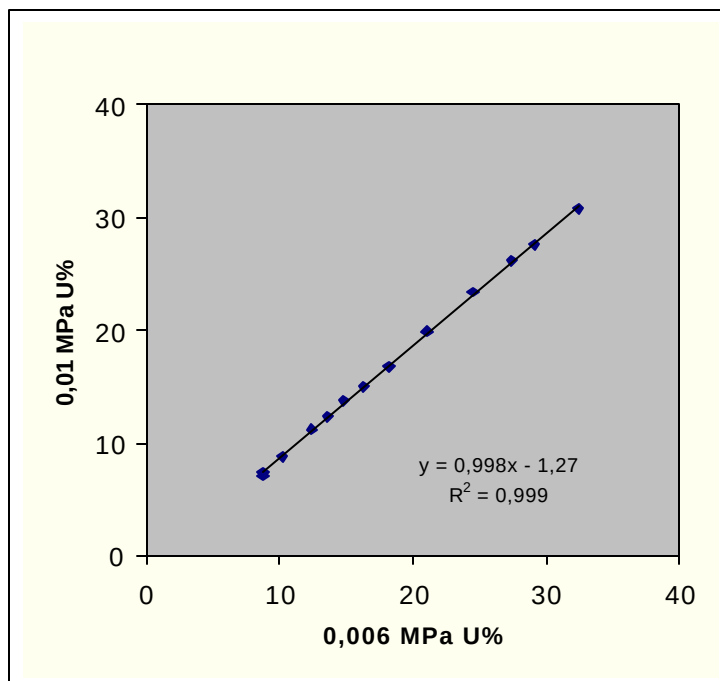


Figura 12: Estimativa da umidade 0,01 MPa U% em função da microporosidade (Eq.7)

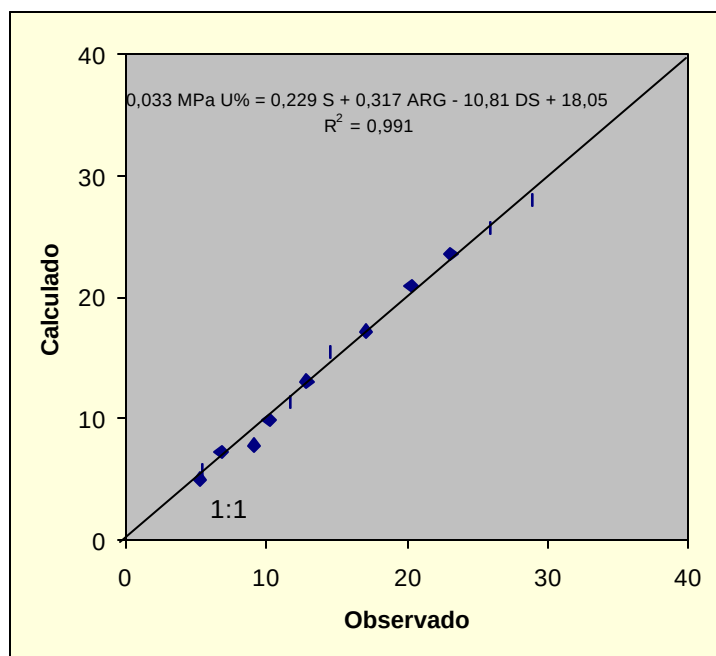


Figura 13: Relação dos valores obs x calc da umidade 0,033 MPa U% (Eq. 9)

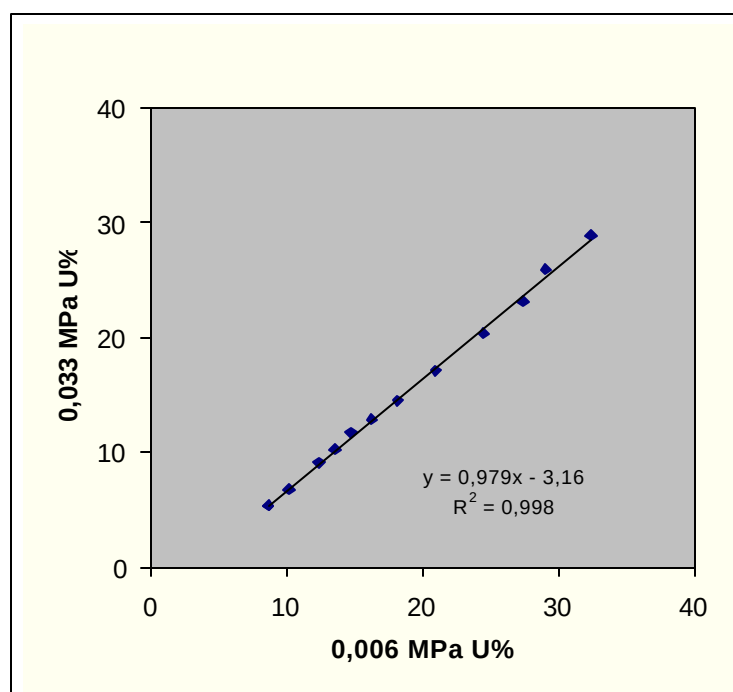


Figura 14: Estimativa da umidade 0,033 MPa U% em função da microporosidade (Eq. 10)

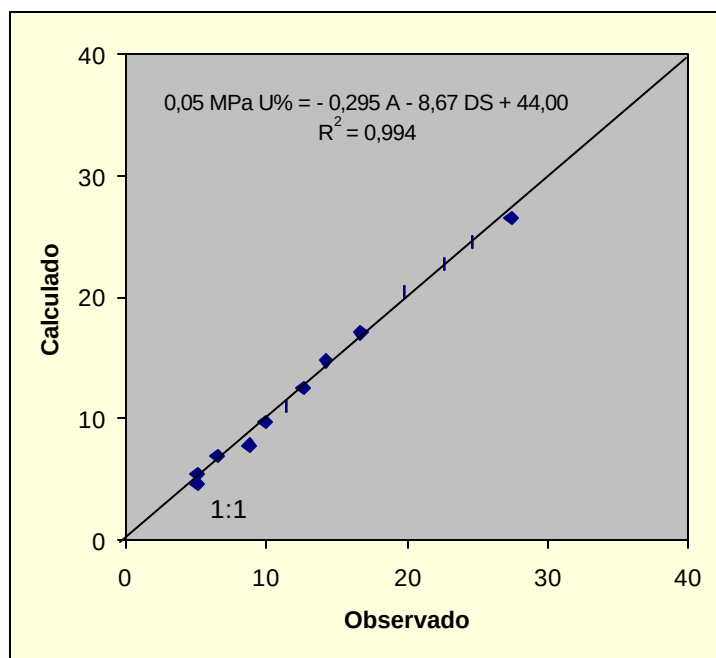


Figura 15: Relação dos valores obs x calc da umidade 0,05 MPa U% (Eq. 12)

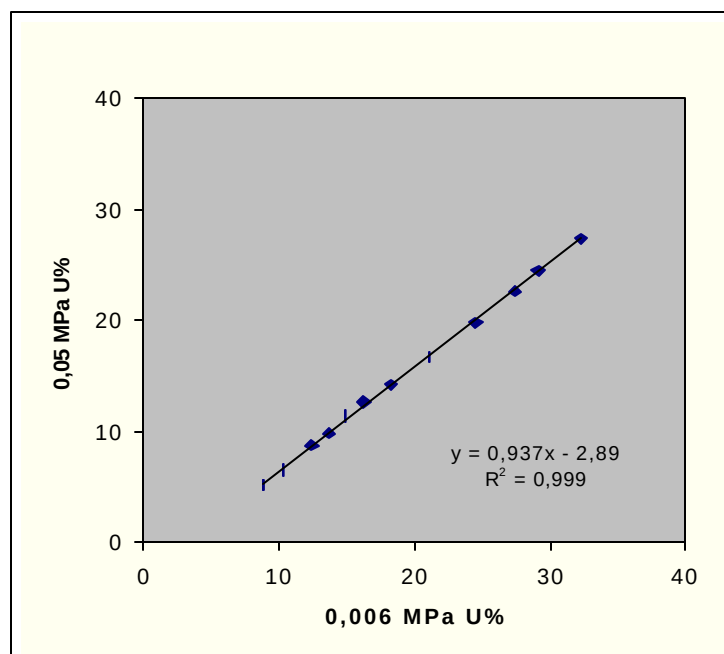


Figura 16: Estimativa da umidade 0,05 MPa U% em função da microporosidade (Eq. 13)

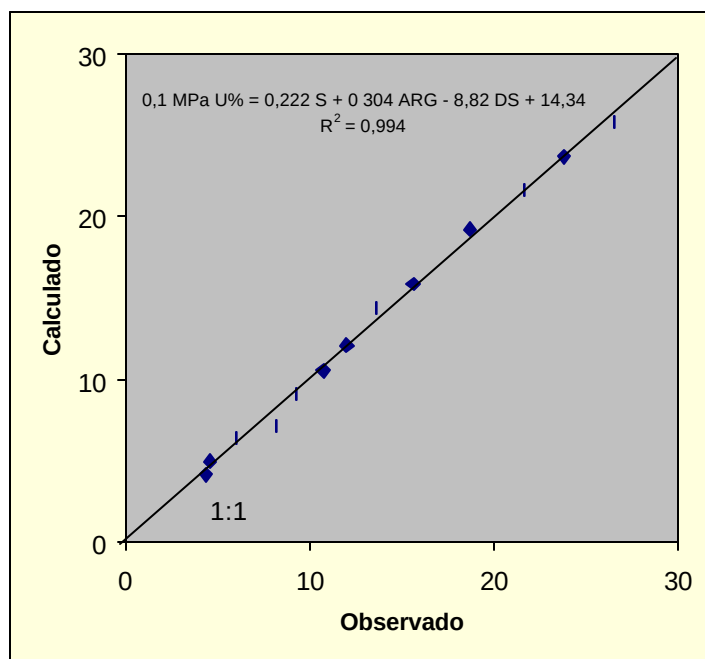


Figura 17: Relação dos valores obs x calc da umidade 0,1 MPa U% (Eq. 15)

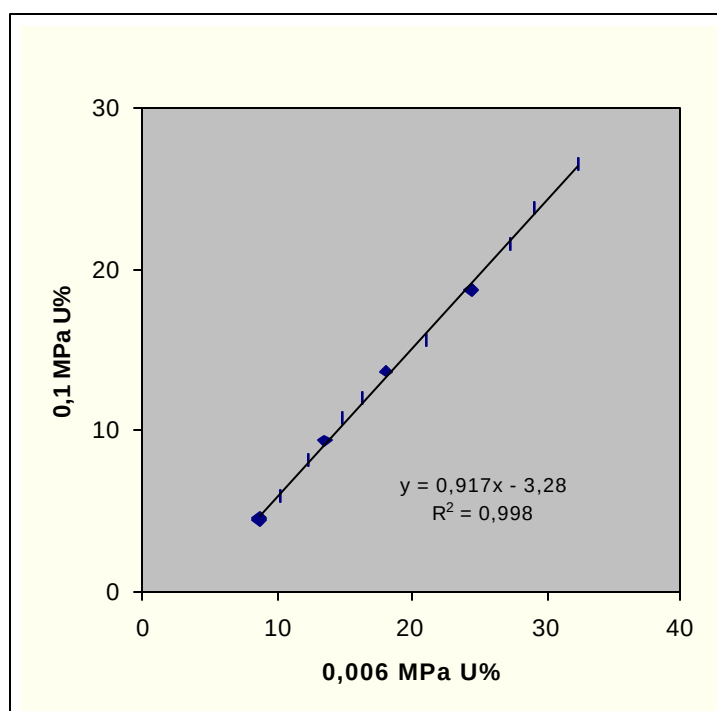


Figura 18: Estimativa da umidade 0,1 MPa U% em função da microporosidade (Eq. 16)

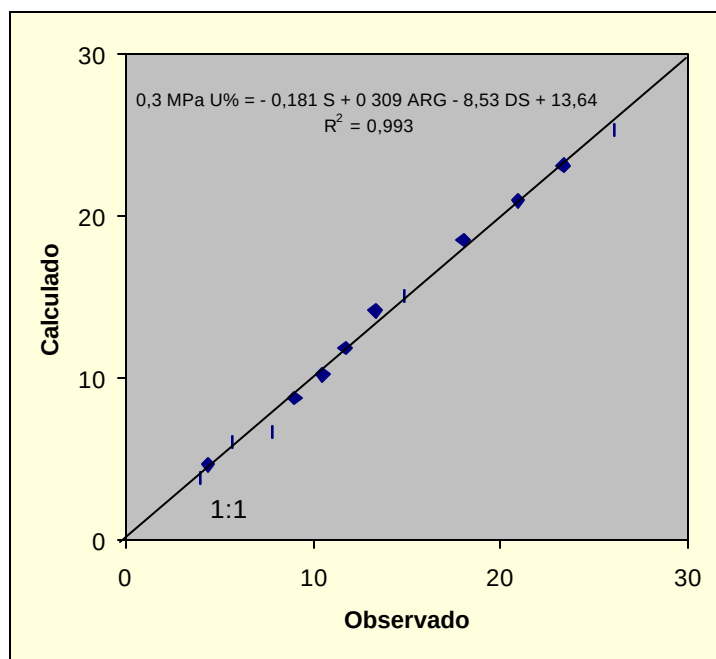


Figura 19: Relação dos valores obs x calc da umidade 0,3 MPa U% (Eq. 18)

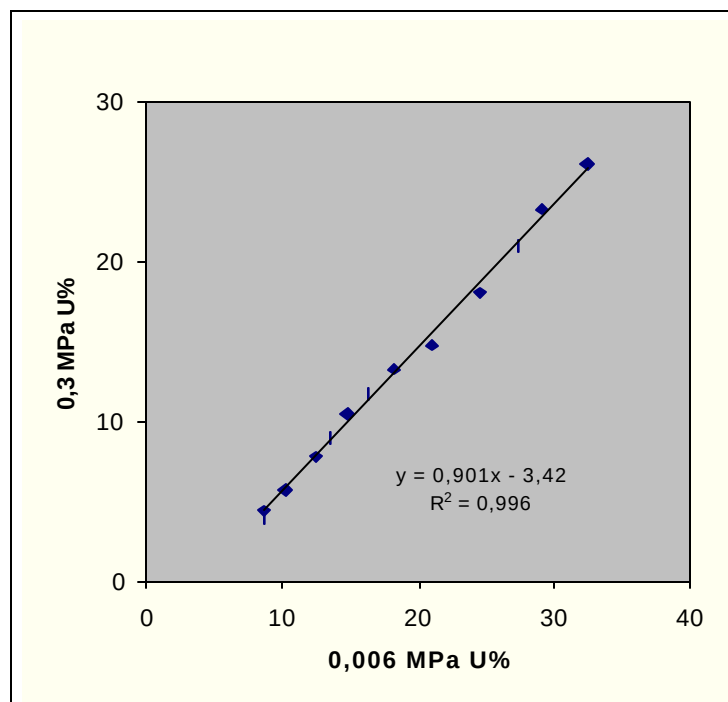


Figura 20: Estimativa da umidade 0,3 MPa U% em função da microporosidade (Eq. 19)

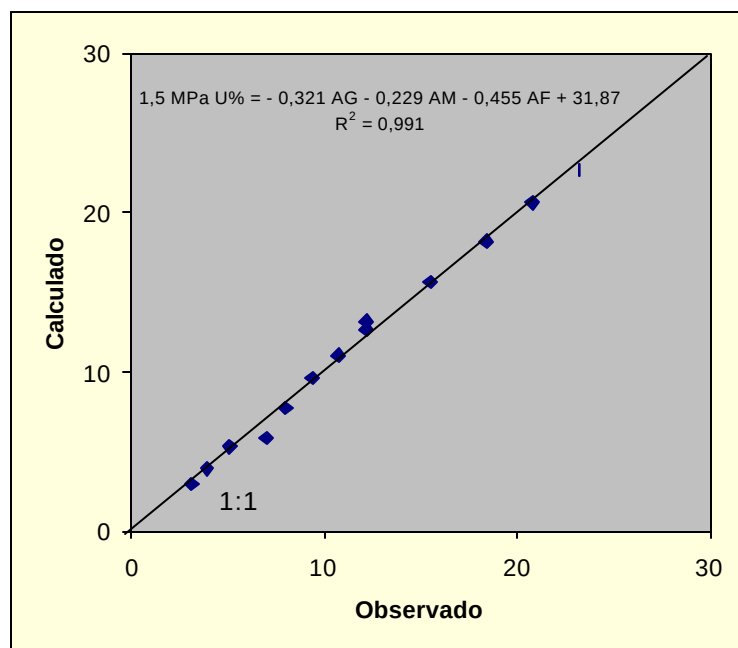


Figura 21: Relação dos valores obs x calc da umidade 1,5 MPa U% (Eq. 21)

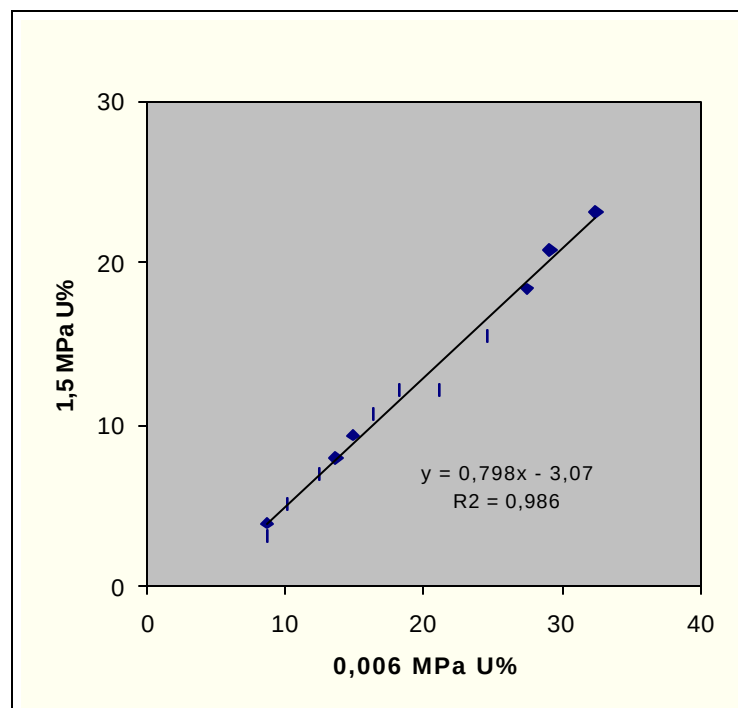


Figura 22: Estimativa da umidade 1,5 MPa U% em função da microporosidade (Eq. 22)

4.7 Determinações das pedofunções de retenção de umidade em % volume (q %) nas tensões estudadas

Abaixo estão descritas as equações de melhor ajuste aos dados de retenção de água em %volume nas tensões estudadas, com respectivos erros padrão ($\hat{e}$), coeficiente de determinação (r^2) e nível P (P= 1% ou 5%) de probabilidade, conforme descrito no item 4.6. Neste caso não foram testadas pedofunções admitindo como variáveis independentes as retenções de umidade a tensões pré-estabelecidas.

$$\begin{aligned} 0,006 \text{ MPa } \theta\% &= 0,161 \text{ AF} + 0,198 \text{ S} + 0,488 \text{ ARG} + 2,55 \text{ C} + 1,71 & (23) \\ \hat{e} &= 0,382 & R^2 = 0,998 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,006 \text{ MPa } \theta\% &= 0,096 \text{ AF} + 0,381 \text{ S} + 0,439 \text{ ARG} + 5,54 & (24) \\ \hat{e} &= 0,589 & R^2 = 0,996 & P = 5\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,006 \text{ MPa } \theta\% &= -0,00094 \text{ A}^2 - 0,315 \text{ A} + 47,97 & (25) \\ \hat{e} &= 0,608 & r^2 = 0,996 & P = 5\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,01 \text{ MPa } \theta\% &= 0,163 \text{ AF} + 0,263 \text{ S} + 0,479 \text{ ARG} + 2,38 \text{ C} - 0,42 & (26) \\ \hat{e} &= 0,381 & R^2 = 0,998 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,01 \text{ MPa } \theta\% &= -0,00115 \text{ A}^2 - 0,297 \text{ A} + 45,76 & (27) \\ \hat{e} &= 0,588 & r^2 = 0,996 & P = 5\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,033 \text{ MPa } \theta\% &= 0,38 \text{ S} + 0,435 \text{ ARG} + 2,95 & (28) \\ \hat{e} &= 0,714 & R^2 = 0,994 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,05 \text{ MPa } \theta\% &= -0,407 \text{ A} + 43,72 & (29) \\ \hat{e} &= 0,686 & r^2 = 0,994 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,05 \text{ MPa } \theta\% &= 0,399 \text{ S} + 0,409 \text{ ARG} + 3,01 & (30) \\ \hat{e} &= 0,703 & R^2 = 0,994 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 0,1 \text{ MPa } \theta\% &= 0,337 \text{ S} + 0,418 \text{ ARG} + 2,16 & (31) \\ \hat{e} &= 0,653 & R^2 = 0,995 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$0,1 \text{ MPa } \theta\% = -0,402 A + 42,32 \quad (32)$$

$$\hat{e} = 0,670 \quad r^2 = 0,994 \quad P = 1\%$$

$$0,3 \text{ MPa } \theta\% = -0,467 AG - 0,32 AM - 0,451 AF + 42,42 \quad (33)$$

$$\hat{e} = 0,598 \quad R^2 = 0,995 \quad P = 1\%$$

$$0,3 \text{ MPa } \theta\% = 0,285 S + 0,422 ARG + 1,82 \quad (34)$$

$$\hat{e} = 0,629 \quad R^2 = 0,995 \quad P = 1\%$$

$$1,5 \text{ MPa } \theta\% = -0,488 AG - 0,205 AM - 0,492 AF + 39,62 \quad (35)$$

$$\hat{e} = 0,665 \quad R^2 = 0,993 \quad P = 1\%$$

Sendo a umidade volumétrica (θ) o produto da umidade gravimétrica (U) pela densidade do solo (DS) dividida pela densidade da água (DA), e como DS é grandeza usualmente conhecida, foi dada ênfase neste sentido às pedofunções de retenção de umidade gravimétrica.

Assim, quando a densidade do solo for conhecida, as pedofunções de umidade volumétrica tornam-se pouco relevantes. Porém, na avaliação de vários processos físico-hídricos é mais adequado utilizar-se a umidade em % volume, que é a forma que permite o cálculo das lâminas de água no solo.

Em todas as tensões analisadas, as frações silte e argila apresentaram coeficientes positivos nas equações, e as frações areia total, areia média e areia grossa apresentaram coeficientes negativos. Isto também é válido para as pedofunções gravimétricas.

Quando se analisa a retenção de umidade nas diferentes tensões, verifica-se que somente em baixas tensões (0,006 MPa e 0,01 MPa) a influência da fração de areia

(AF) é direta (com coeficiente de AF positivo). Este caso corresponde às pedofunções 23, 24 e 26; nos demais casos (incluindo as pedofunções de umidade gravimétrica), a influência de AF é inversa. A explicação está no fato das partículas individualizadas que compõem esta fração do solo possivelmente serem relevantes para a estruturação do solo no sentido de incrementar a retenção de umidade na faixa de distribuição dos poros correspondente a estas baixas tensões (abaixo de 0,01 MPa).

As Figuras 23 a 35 mostram a dispersão entre os valores observados e os calculados pelas equações que melhor estimam as umidades volumétricas nas tensões analisadas.

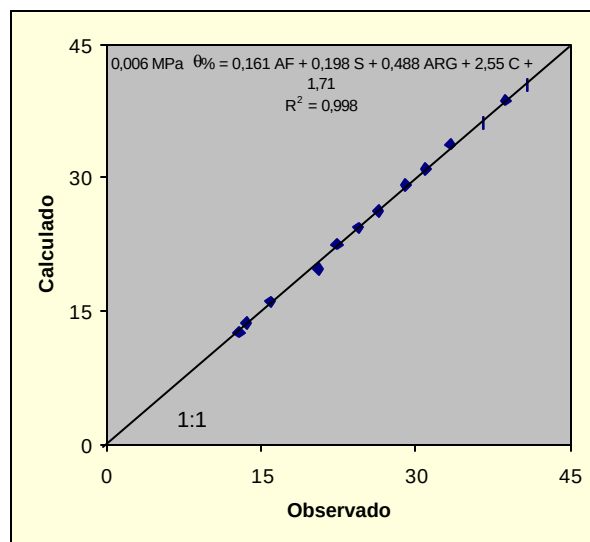


Figura 23: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,006 MPa (Eq. 23)

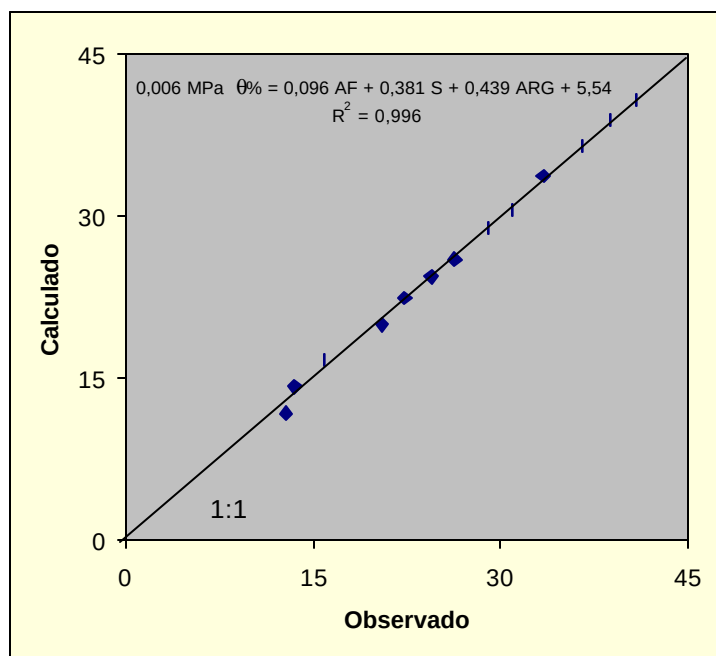


Figura 24: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,006 MPa (Eq. 24)

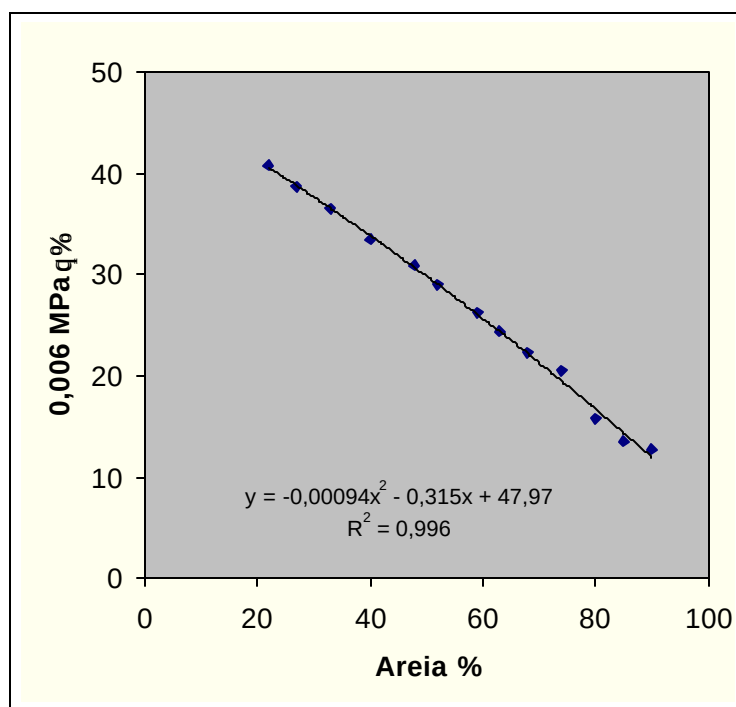


Figura 25: Estimativa da umidade 0,006 MPa $\theta\%$ em função do teor de areia (Eq. 25)

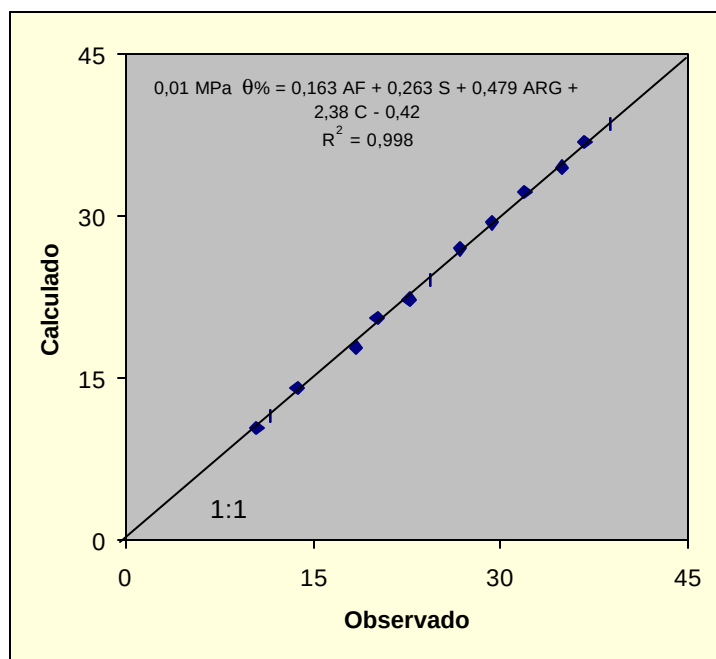


Figura 26: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,01 MPa (Eq. 26)

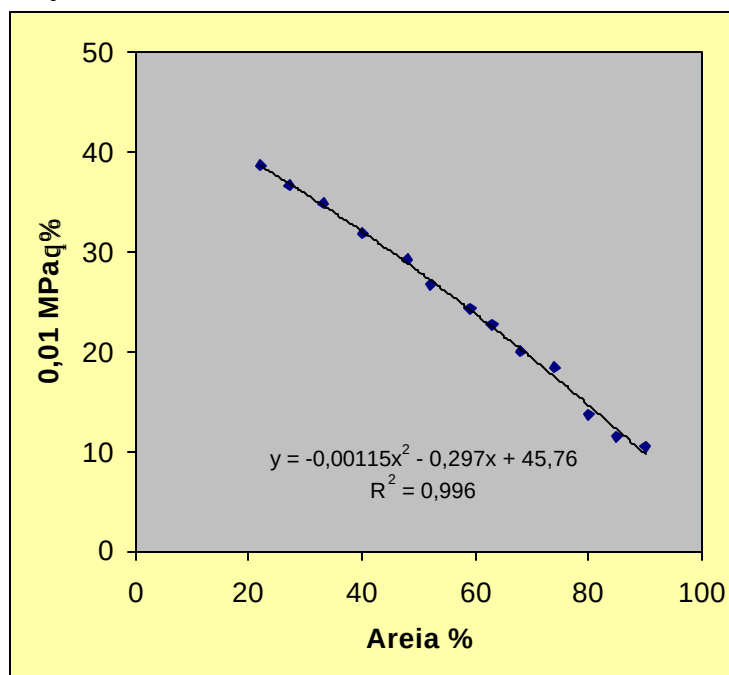


Figura 27: Estimativa da umidade 0,01 MPa $\theta\%$ em função do teor de areia (Eq. 27)

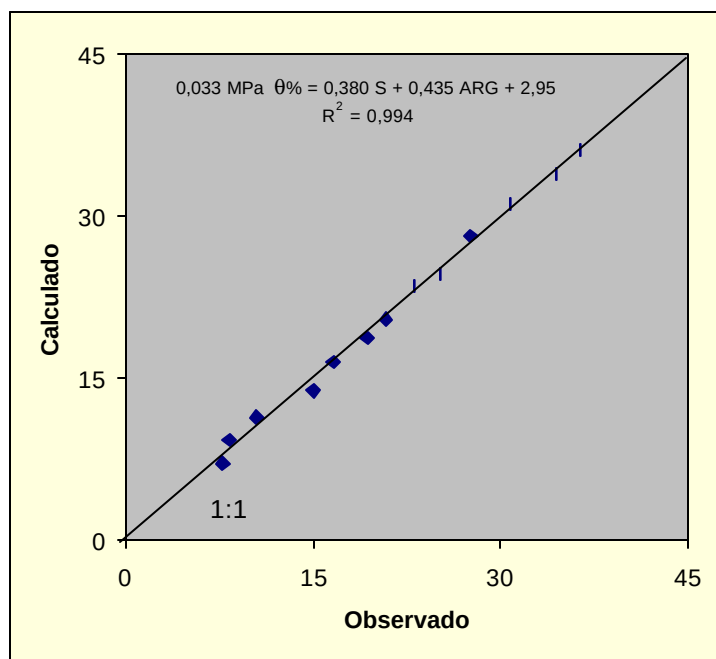


Figura 28: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,033 MPa (Eq. 28)

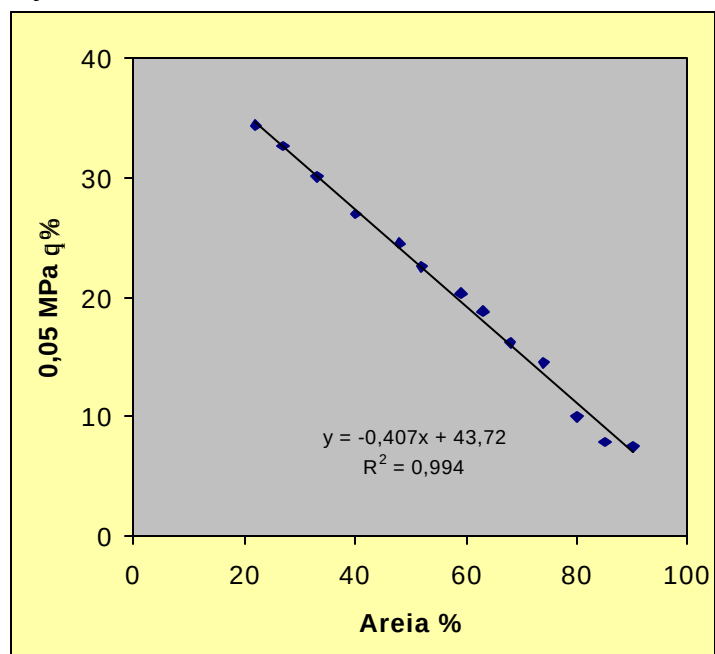


Figura 29: Estimativa da umidade 0,05 MPa $\theta\%$ em função do teor de areia (Eq. 29)

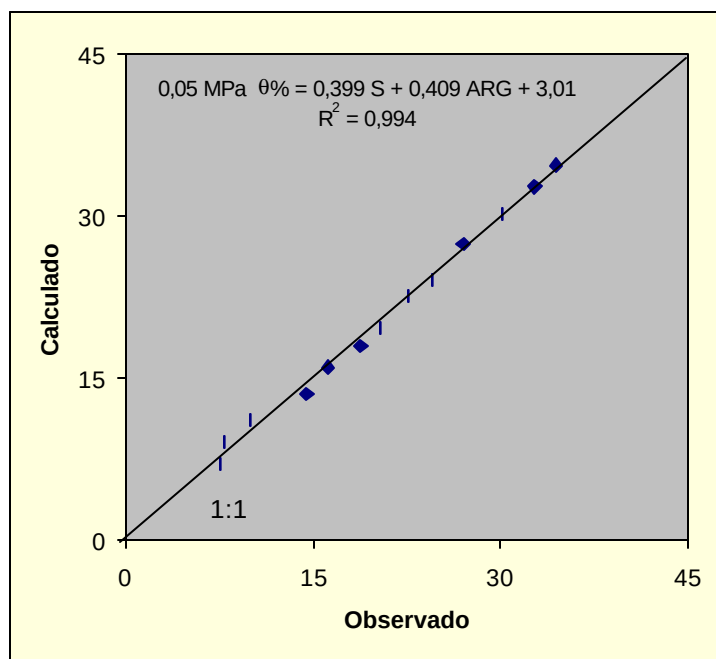


Figura 30: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,05 MPa (Eq. 30)

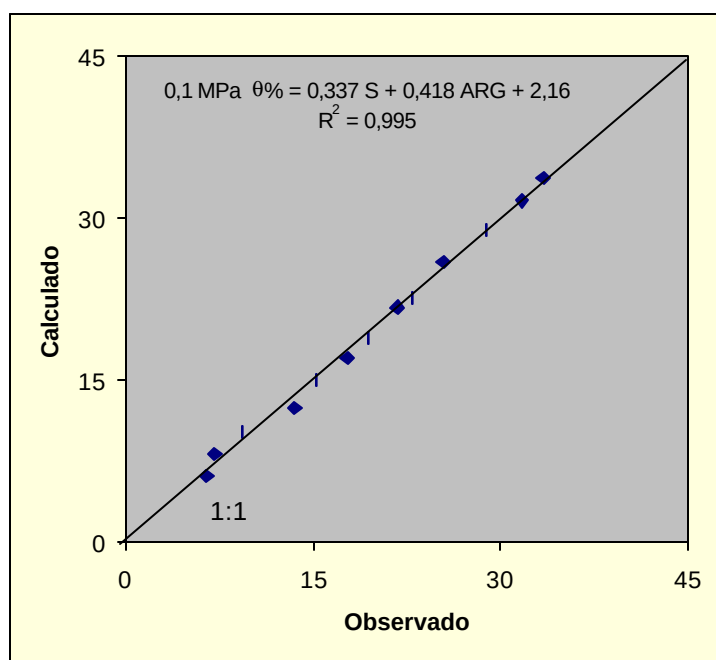


Figura 31: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,1 MPa (Eq. 31)

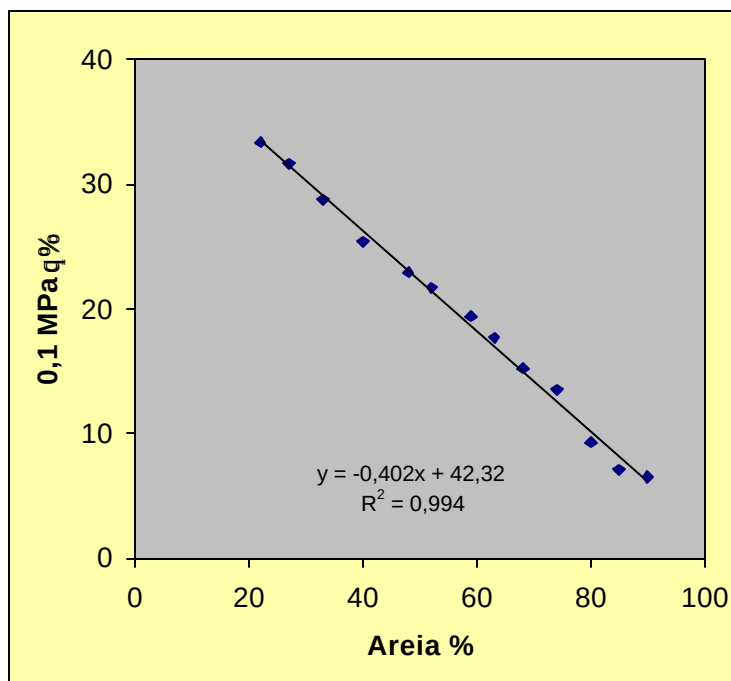


Figura 32: Estimativa da umidade 0,1 MPa $\theta\%$ em função do teor de areia (Eq. 32)

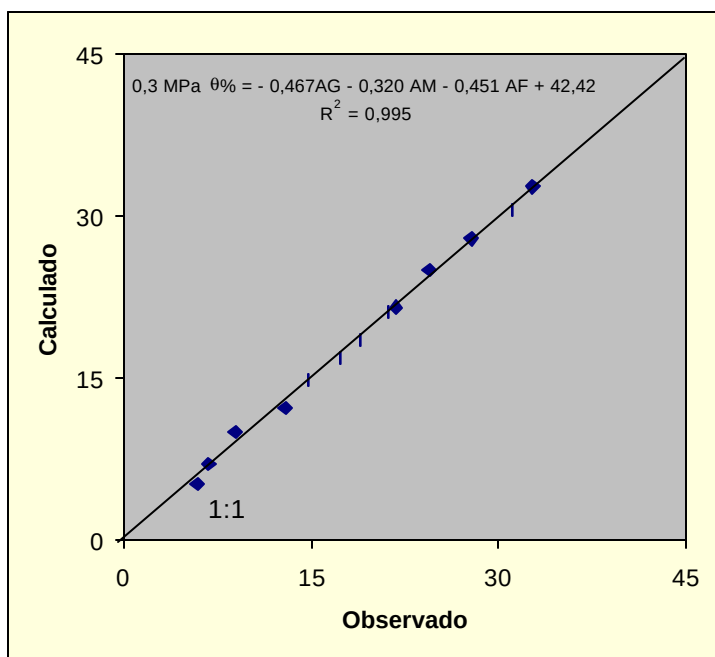


Figura 33: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,3 MPa (Eq. 33)

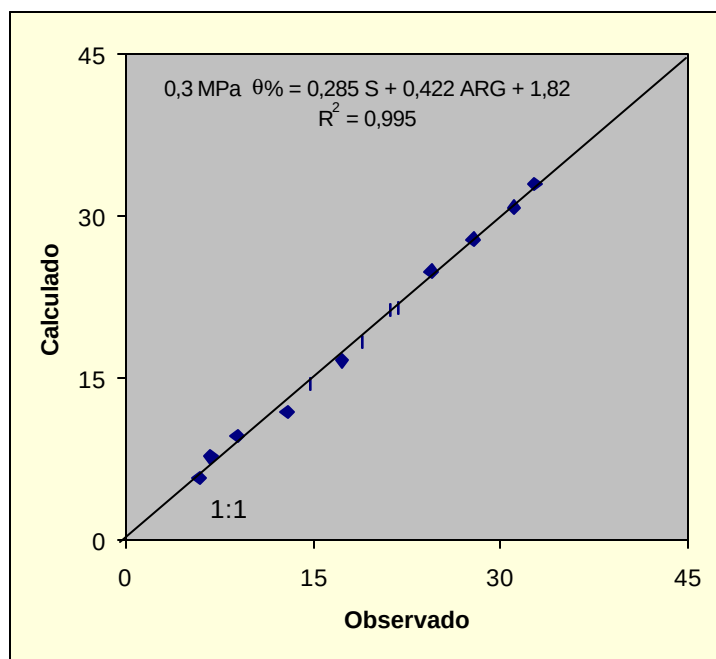


Figura 34: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 0,3 MPa (Eq. 34)

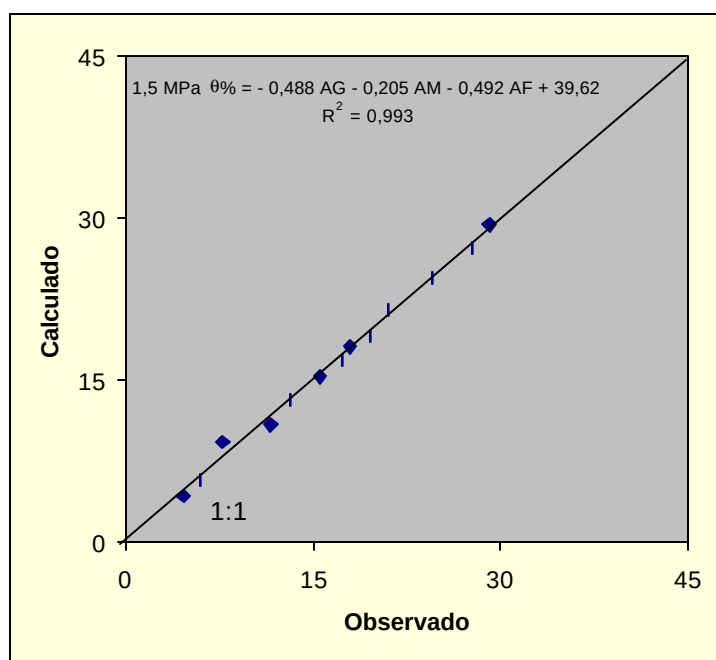


Figura 35: Relação dos valores obs x calc da umidade volumétrica 1,5 MPa (Eq. 35)

4.8 Determinação das pedofunções da capacidade de campo “in situ”

A partir dos mesmos critérios de seleção das equações e de avaliação da qualidade de ajuste às mesmas, descrita no item 4.6, foram determinadas as pedofunções que melhor estimaram a capacidade de campo “in situ” em % peso e % volume, com os respectivos erros padrão ($\hat{e}$), coeficientes de determinação (r^2) e probabilidades (P) de determinação dos coeficientes das variáveis independentes. Tais pedofunções são descritas abaixo:

$$\begin{aligned} \text{C.C. U\%} &= -0,154 A + 0,466 (0,006 \text{ MPa}) \text{ U\%} + 17,38 \\ \hat{e} &= 0,528 \quad R^2 = 0,995 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (36)$$

$$\begin{aligned} \text{C.C. U\%} &= 0,00124 A^2 - 0,458 A + 38,61 \\ \hat{e} &= 0,538 \quad r^2 = 0,994 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (37)$$

$$\begin{aligned} \text{C.C. U\%} &= -0,300 A - 4,48 \text{ DS} + 40,88 \\ \hat{e} &= 0,633 \quad R^2 = 0,992 \quad P = 5\% \end{aligned} \quad (38)$$

$$\begin{aligned} \text{C.C. U\%} &= 0,049 \text{ AF} + 0,149 \text{ S} + 1,027 (1,5 \text{ MPa}) \text{ U\%} + 2,65 \\ \hat{e} &= 0,306 \quad R^2 = 0,998 \quad P = 5\% \end{aligned} \quad (39)$$

$$\begin{aligned} \text{C.C. } \theta\% &= 0,258 \text{ AF} + 0,173 \text{ S} + 0,448 \text{ ARG} + 0,93 \\ \hat{e} &= 0,543 \quad R^2 = 0,996 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (40)$$

$$\begin{aligned} \text{C.C. } \theta\% &= 13,36 \cdot \ln(1,5 \text{ MPa U\%}) - 5,50 \\ \hat{e} &= 0,657 \quad r^2 = 0,994 \quad P = 1\% \end{aligned} \quad (41)$$

De forma análoga ao exposto no item 4.7, no contexto deste trabalho a estimativa da C.C. em volume torna-se relevante se não se dispuser do valor da densidade do solo.

Agora levando em conta a equação (37), pode-se dizer que o modelo quadrático se mostrou adequado às estimativas de retenção de água % peso em todas as tensões analisadas e na capacidade de campo, usando o teor de areia total como variável independente.

Analizando os coeficientes das equações (36) a (41), verifica-se que são negativos para a fração areia total (não quadrática) e densidade do solo, e positivo para a areia fina, silte, argila e retenção de umidade a 0,006 MPa e 1,5 MPa.

Chama a atenção aqui o fato do coeficiente para a areia fina ser positivo (eqs. 39 e 40), sendo este um indicativo de que para a maioria das amostras a CC era a baixas tensões (abaixo de 0,01 MPa), segundo o observado no item 4.7.

As Figuras 36 a 41 representam graficamente as equações (36) a (41), e permitem uma melhor visualização da dispersão entre os valores estimados e obtidos.

As equações que estimam a CC “in situ” apresentam baixos erros padrão (menores que 0,663%) e altos coeficientes de determinação (acima de 0,99) podendo, portanto, serem indicadas para estimar a CC destes solos.

É importante considerar que, devido à variabilidade espacial, a estimativa da CC por pedofunções pode expressar melhor espacialmente esta propriedade do que a determinação “in situ”, caso esta última seja feita com muito poucas repetições no solo estudado. Normalmente, tais determinações “in situ” são em pequeno número, devido às complicações operacionais para a sua execução.

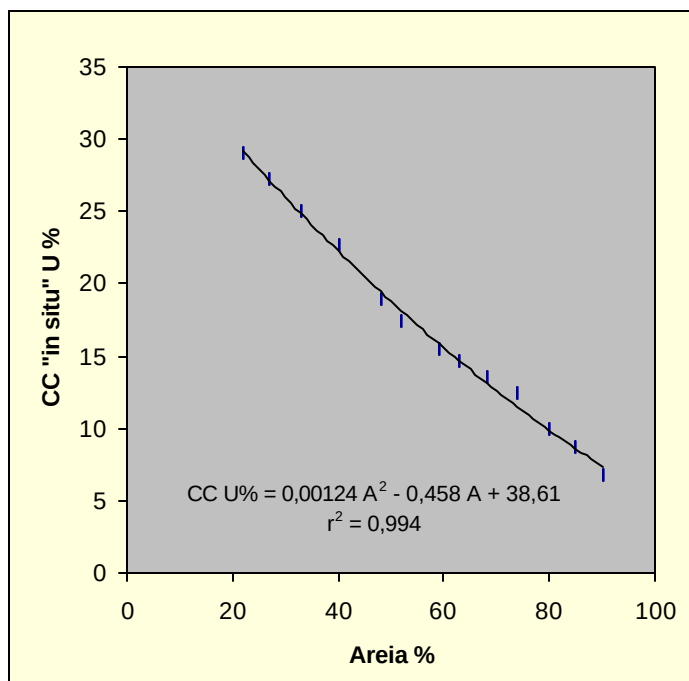


Figura 36: Estimativa da capacidade de campo em função do teor de areia (eq. 37)

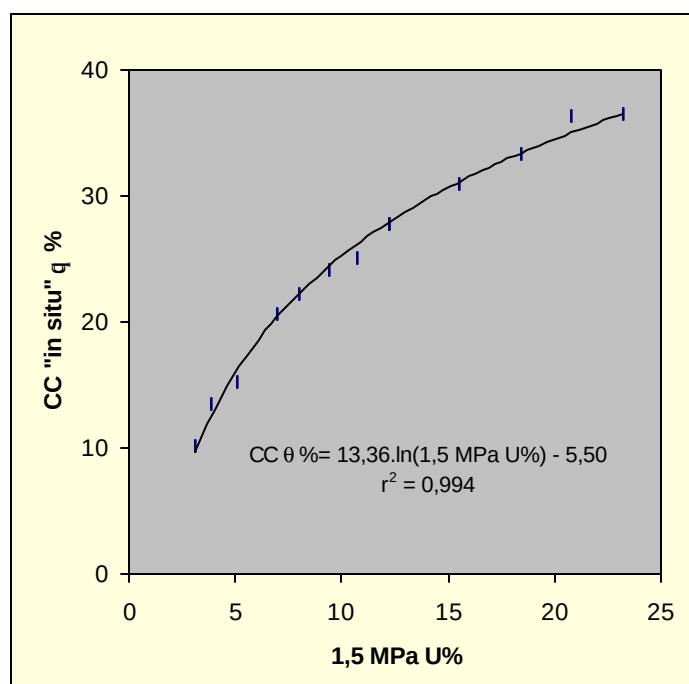


Figura 37: Estimativa da C.C. "in situ" em função da umidade na tensão 1,5 MPa U% (eq. 41)

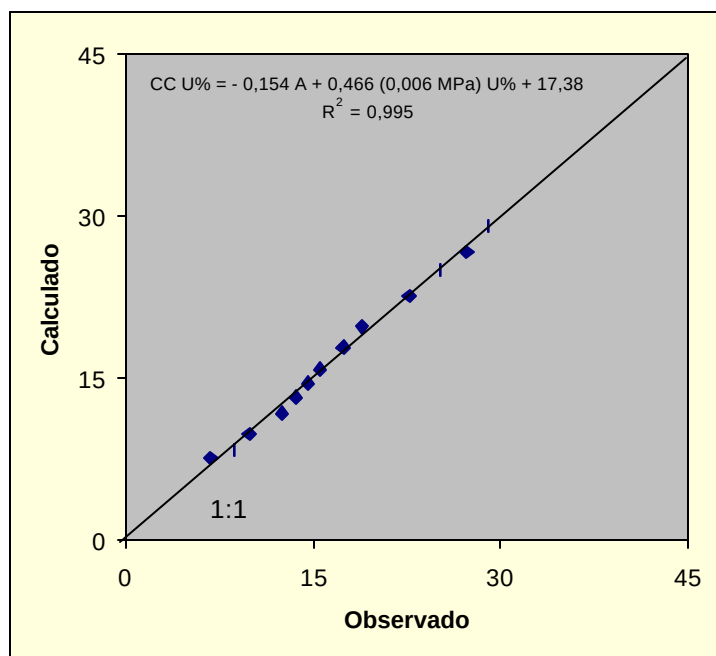


Figura 38: Relação dos valores obs x calc da Capacidade de Campo % peso (eq. 36)

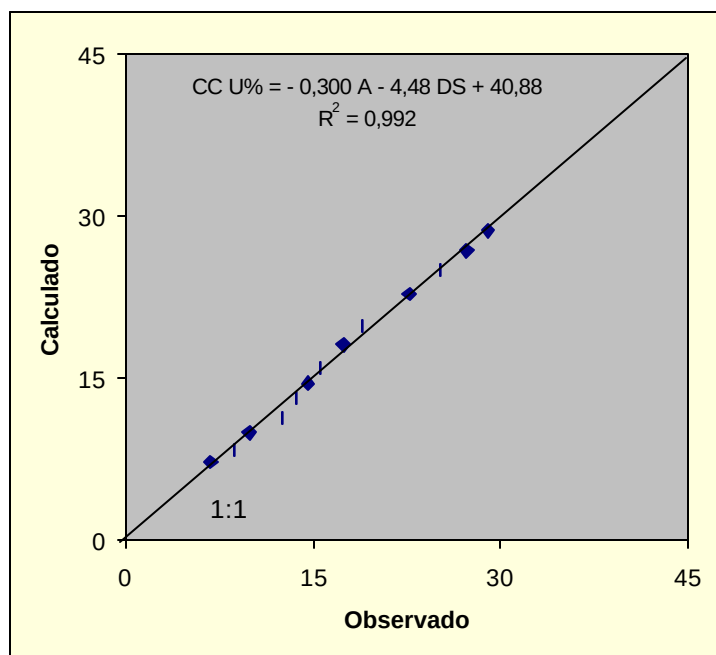


Figura 39: Relação dos valores obs x calc da Capacidade de Campo % peso (eq. 38)

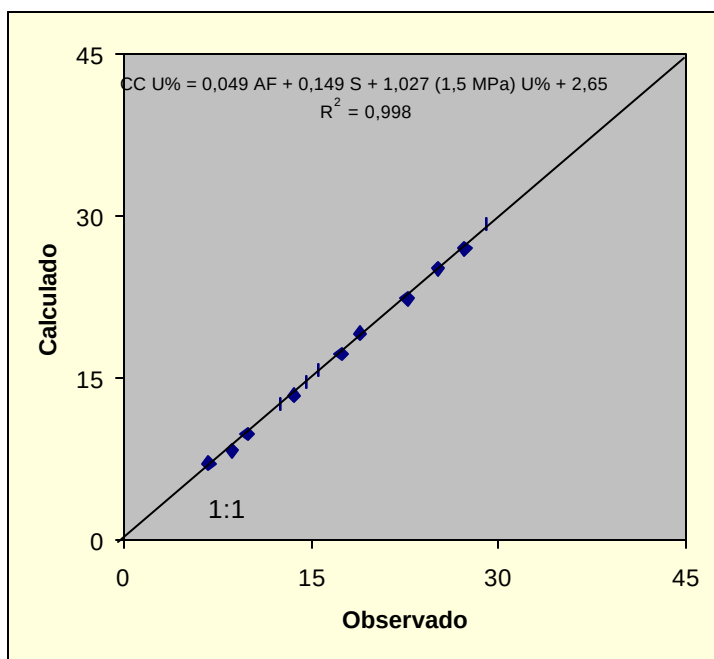


Figura 40: Relação dos valores obs x calc da Capacidade de Campo % peso (eq. 39)

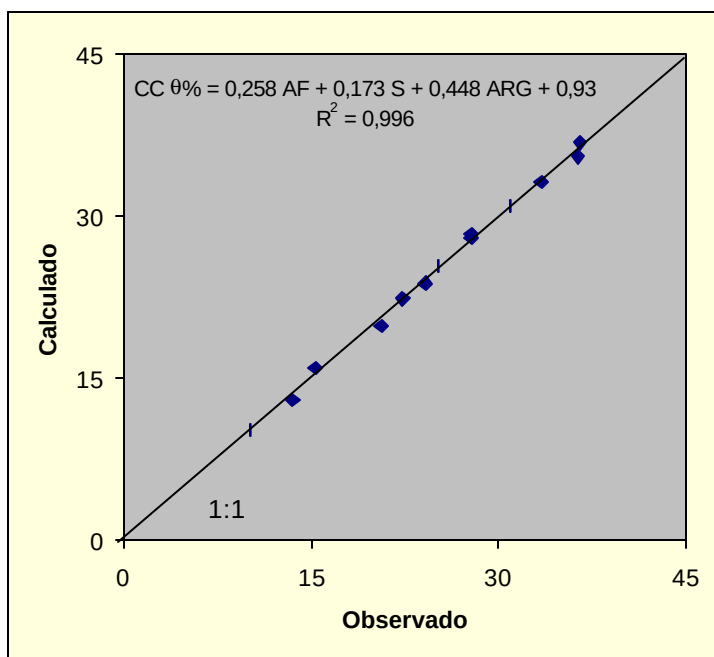


Figura 41: Relação dos valores obs x calc da Capacidade de Campo % volume (eq. 40)

4.9 Uso de pedofunção de capacidade de campo para outras classes de solos

Mesmo sendo evidente a influência das características mineralógicas e de gênese dos terrenos sobre as características hídricas dos solos, fato que torna relevante a necessidade de se realizar uma calibração local, como sugere MASUTTI e RODRIGUES (1998) e BASTET et al. (1998), aqui foi testada a equação (36) para estimar a CC levantada por outros autores para solos distintos dos aqui utilizados.

A equação (36) utiliza como variáveis de entrada a areia total (A) e a microporosidade.

A própria definição de capacidade de campo indica que a utilização de uma variável independente relacionada à retenção de umidade (0,006 MPa – microporosidade) e outra relacionada a drenagem interna (teor de areia) pode ser conveniente para se estimar a capacidade de campo.

A tensão 0,006 MPa foi escolhida por ser uma tensão na faixa admitida das tensões para a CC, e também pelo fato da microporosidade ser grandeza comumente disponibilizada nos levantamentos. O uso da microporosidade como variável independente das pedofunções de CC, também tem sido testado em outros trabalhos (MACEDO, 1991; FABIAN e OTTONI FILHO, 2000).

A utilização da granulometria juntamente com a microporosidade, talvez possa aumentar a amplitude dos solos a serem estimados já que a definição destas duas variáveis para um dado solo agrega várias tipicidades físicas do material.

Nas Tabelas 9 a 14 encontram-se os valores da capacidade de campo “in situ”, teor de areia, densidade do solo e microporosidade obtidos por vários autores em diversos tipo de solos e locais, e os valores de CC estimados pela equação (36).

Multiplicando-se C.C. U% pela densidade do solo (dividida pela densidade da água) se obtém os resultados em volume, como mostrado nas tabelas citadas acima.

Na Tabela 9 estão os dados obtidos por FABIAN e OTTONI FILHO (2000), bem como os estimados. O tipo de solo utilizado por estes autores foi um Podzólico Vermelho-Amarelo, localizado no município de Itaguaí-RJ, que apesar de não pertencer ao Grupo Barreiras, apresenta mineralogia similar.

Pode-se observar na Tabela 9 que os resultados da capacidade de campo estimados são muito semelhantes aos mensurados. A última coluna representa o erro relativo $\hat{e} = 100(\text{estimado} - \text{observado}) / \text{observado}$, sempre inferior a 6,2% (em módulo).

Tabela 9: Valores da C.C. “in situ” obtidos por FABIAN e OTTONI FILHO(2000), e os estimados pela equação (36).

PROF. (cm)	Areia Total (%)	DS (g.cm ⁻³)	Micro θ (%)	C.C. θ (%)	C.C. θ estimado (%)	$\hat{e}$ (%)
15	80	1,70	18	16	17,0	6,2
30	78	1,77	19	19	18,4	-3,2
45	68	1,74	23	23	22,7	-1,3
60	58	1,71	28	26	27,5	5,8
15-60	71	1,73	22	21	21,4	1,9

Na Tabela 10 são apresentados os valores obtidos por MACEDO (1991) e os estimados.

Os valores da capacidade de campo “in situ” obtidos por MACEDO (1991) em solos Podzólicos Vermelho-Amarelo localizados no município de Itaguaí-RJ, similares ao solo de FABIAN e OTTONI FILHO (2000), de uma maneira geral foram estimados com uma boa precisão (erros relativos geralmente menores do que 10%).

É importante salientar que os maiores erros percentuais ocorreram no solo denominado Terraço (principalmente na profundidade 0 – 15 cm), que é da classe textural areia, apresentando baixos valores de capacidade de campo, logo o erro relativo tende a ser maior. Outro fator importante a ser comentado está na localização da coleta de solo para obter-se a capacidade de campo e a microporosidade. As coletas foram realizadas em locais próximos e não no mesmo local, o que pode levar, em alguns casos, a coleta de amostras heterogêneas devido a variabilidade dos solos.

A utilização deste tipo de comparação entre valores mensurados e estimados por pedofunções recomenda o uso da média de repetições em locais distintos de coleta, tanto para expressar a variável de entrada da equação como para expressar a variável observada (no caso a CC). Justifica-se tal recomendação pois, devido a variabilidade espacial, pode não haver forte concordância entre os materiais coletados correspondentes à amostragem da variável independente e dependente da equação. Este procedimento foi utilizado nesta análise dos trabalhos de MACEDO (1991) e

FABIAN e OTTONI FILHO (2000), onde foram usadas a média de 4 repetições das variáveis envolvidas (A, DS, microporosidade e C.C.).

Tabela 10: Valores da C.C. “in situ” obtidos por MACEDO (1991), e os estimados, pela equação (36).

PROF. (cm)	Areia Total (%)	DS (g.cm ⁻³)	Micro θ (%)	C.C. θ (%)	C.C. θ estimado (%)	$\hat{e}$ (%)
DADOS GLOBAIS						
0-50	68	1,69	27,0	23,9	24,3	1,7
PVA – MICROPARCELA						
0-15	65	1,63	30,3	27,6	26,1	-5,4
15-30	62	1,66	31,4	28,3	27,6	-2,5
30-50	57	1,57	31,5	30,1	28,2	-6,3
0-50	63	1,62	31,0	28,3	26,9	-4,9
PVA – ENTRESSAFRA						
0-15	71	1,76	27,2	22,0	24,0	9,1
15-30	60	1,71	30,8	25,7	28,3	10,1
30-50	51	1,68	38,4	32,0	33,9	5,9
0-50	61	1,72	32,1	26,6	28,7	7,9
PVA – TERRAÇO						
0-15	86	1,71	13,9	9,9	13,5	36,4
15-30	90	1,73	12,6	10,9	12,0	10,1
30-50	88	1,83	10,8	11,3	12,0	6,2
0-50	88	1,75	12,2	10,7	12,4	15,9
PVA – PERDA DE SOLO						
0-15	63	1,62	33,9	30,9	28,2	-8,7
15-30	62	1,67	31,0	29,1	27,5	-5,5
30-50	58	1,60	30,9	28,8	27,9	-3,1
0-50	62	1,64	32,0	29,6	27,8	-6,1

Tabela 11: Valores da C.C. “in situ” obtidos por SCARDUA (1972), e os estimados pela equação (36).

PROF. (cm)	Areia Total (%)	DS (g.cm ⁻³)	Micro θ (%)	C.C. θ (%)	C.C. θ estimado (%)	$\hat{e}$ (%)
Regosol- Série Sertãozinho (Piracicaba – SP)						
0-7,5	80	1,573	27,9	20,1	21,0	4,5
7,5-15	80	1,654	25,4	19,3	20,2	4,7
15-22,5	77	1,585	25,6	20,6	20,7	0,5
22,5-30	68	1,527	26,4	19,2	22,8	18,8
30-37,5	76	1,515	27,3	22,0	22,2	0,9
37,5-45	72	1,509	27,9	22,0	22,5	2,3
0-45	76	1,561	26,7	20,5	21,3	3,9
Terra Roxa Estruturada- Série Luiz de Queiroz (Piracicaba – SP)						
0-7,5	37	1,507	34,6	33,1	33,7	1,8
7,5-15	38	1,512	36,1	33,4	34,3	2,7
15-22,5	41	1,483	35,6	33,7	33,0	-2,1
22,5-30	27	1,357	36,3	34,5	34,9	1,2
30-37,5	29	1,345	41,4	38,0	36,7	-3,4
37,5-45	26	1,323	40,8	39,5	36,7	-7,1
0-45	33	1,421	37,5	35,4	34,9	-1,4

Tabela 12: Valores da C.C. “in situ” obtidos por MEDINA e OLIVEIRA (1987), e os estimados pela equação (36).

PROF. (cm)	Areia Total (%)	DS (g.cm ⁻³)	Micro θ (%)	C.C. θ (%)	C.C. θ estimado (%)	$\hat{e}$ (%)
Latossolo Amarelo (Manaus – AM)						
0-10	11,3	1,16	47,3	40,8	40,2	-1,5
10-30	9,1	1,18	46,8	39,7	40,7	2,5
30-70	5,7	1,15	46,9	40,8	40,8	0
0-70	7,5	1,16	46,9	40,5	40,7	0,5

Tabela 13: Valores da C.C. “in situ” obtidos por FARIA e CARAMORI (1986), e os estimados pela equação (36).

PROF. (cm)	Areia Total (%)	DS (g.cm ⁻³)	Micro θ (%)	C.C. θ (%)	C.C. θ estimado (%)	$\hat{e}$ (%)
Latossolo Roxo Distrófico (Londrina – PR)						
0-20	5	1,14	44,5	43,0	39,7	-7,7
20-40	7	1,13	44,5	44,3	39,2	-11,5
40-60	6	1,00	41,6	39,4	35,8	-9,1
60-80	7	1,00	42,3	39,8	36,0	-9,5
0-80	6	1,07	43,2	41,6	37,7	-9,4

Tabela 14: Valores da C.C. “in situ” obtidos por MOREIRA e SILVA (1987), e os estimados pela equação (36).

PROF. (cm)	Areia Total (%)	DS (g.cm ⁻³)	Micro θ (%)	C.C. θ (%)	C.C. θ estimado (%)	$\hat{e}$ (%)
Podzólico Vermelho-Amarelo (Goiana – PE)						
0-26	89,5	1,56	15,2	17,2	12,7	-26,2
26-46	82,5	1,59	16,1	19,3	14,9	-22,8
46-65	68,7	1,55	22,2	23,5	20,9	-11,1
65-110	69,0	1,48	21,4	21,6	20,0	-7,4
110-115	66,0	1,48	21,1	19,0	20,5	7,9
0 - 115	75,8	1,53	19,2	20,4	17,7	- 13,2

Analisando-se os resultados apresentados nas Tabelas 9 a 14, que incluem 10 solos de diversas origens, características e classes texturais, observou-se que a maioria foi estimada com uma precisão considerada satisfatória (erros relativos geralmente menores do que 10%). Em apenas dois casos (solo Terraço e o PVA de Goiana-PE) a média do perfil foi estimada com erro superior a 10% em módulo (15,9% e -13,2%) respectivamente.

Excluindo-se o solo PVA – Terraço, cujos dados são apresentados na Tabela 10, e do qual já foram feitas considerações a respeito das prováveis causas do elevado erro nas estimativas da capacidade de campo, apenas o solo Podzólico Vermelho-Amarelo da Tabela 14 apresentou erros relativos elevados (nos seus dois horizontes superficiais).

A estimativa de C.C. do solo Latossolo Roxo Distrófico, Tabela 13, foi sistematicamente inferior ao dado observado, apresentando praticamente o mesmo valor de erro relativo em todas camadas analisadas.

Também em outros dos 10 solos, a CC foi estimada entre os horizontes sistematicamente maior ou menor que a CC observada. Entretanto, em alguns solos os erros de estimativa foram positivos ou negativos dependendo do horizonte. Isto aponta para a inexistência de um forte padrão de tendência dos sinais (+ ou -) nos erros de estimativa da equação (36).

Entretanto, como foi sugerido anteriormente, o ideal é fazer-se uma calibração local, onde são levados em consideração a origem do solo e suas características mineralógicas. Na impossibilidade de se empregar a metodologia utilizada neste trabalho para obter-se pedofunções específicas calibradas para certos grupos de solos, recomenda-se a utilização da equação (36).

4.10 – Uso de pedofunções de retenção de umidade para outras classes de solo

Como demonstrado no item anterior, é possível utilizar uma pedofunção de capacidade de campo "in situ", calibrada para amostras de solos de mesma gênese e classificação, com o objetivo de calcular, dentro de uma margem aceitável de erro, a CC de outros perfis, com origens distintas.

A questão agora colocada é investigar a possibilidade de aplicar as pedofunções de retenção de umidade a diversas tensões de água, baseadas

unicamente na microporosidade, (equações (7), (10), (13), (16), (19) e (22)), para calcular essas umidades para 4 Podzólicos Vermelho-Amarelo do Município de Seropédica (RJ), estudados por MACEDO (1991). O que já foi demonstrado no item 4.6 é que tais pedofunções são efetivas no cálculo da retenção de umidade das 13 amostras de solo aqui estudadas.

O que se está procurando com esse teste, é se delinear as possibilidades de uma metodologia de determinação estatística, indireta, das curvas características de umidade, via pedofunções (WILLIAMS et al., 1992; BASTED et al, 1998).

Os dados físicos básicos dos 4 perfis acima, bem como o teor de matéria orgânica dos mesmos, são apresentados na Tabela 15.

As umidades calculadas pelas pedofunções (7), (10), (13), (16), (19) e (22), bem como os correspondentes valores medidos, são apresentados na Tabela 16 (Calc1, Med) e nas Figuras 42 a 45. A umidade volumétrica calculada foi obtida multiplicando-se a determinação gravimétrica U% pela densidade do solo e dividida pela densidade da água.

Nota-se que as pedofunções acima estimam com precisão razoável (com erro relativo máximo $\hat{\epsilon}_1$ de 10,6%) as umidades em todas as faixas de tensão, no caso da unidade "Microparcela". Entretanto, conforme mostra com mais clareza as Figuras 42 a 45, tais estimativas, no caso dos solos "Terraço", "Entressaфра" e "Perda de solo", acarretam erros maiores. Pode-se dizer que as pedofunções são completamente inaceitáveis para as duas últimas unidades.

Tabela 15: Dados físicos e teor de matéria orgânica obtidos por MACEDO (1991)

Prof. (cm)	A (%)	S (%)	ARG (%)	MO (%)	DS (g.cm ⁻³)	DP (g.cm ⁻³)	Micro θ (%)
PVA – Microparcela							
0 – 15	65	13	22	3,25	1,63	2,60	30,3
15 – 30	62	10	28	2,77	1,66	2,58	31,4
30 – 50	57	8	35	2,35	1,57	2,66	31,5
0 – 50	63	10	27	2,83	1,62	2,61	31,0
PVA – Entressaфра							
0 – 15	71	10	20	3,09	1,76	2,64	27,2
15 – 30	60	7	33	1,72	1,71	2,68	30,8
30 – 50	51	8	41	1,49	1,68	2,64	38,4
0 – 50	61	8	31	2,10	1,72	2,65	32,1
PVA – Terraço							
0 – 15	86	7	7	1,06	1,71	2,71	13,9
15 – 30	90	5	5	0,83	1,73	2,68	12,6
30 – 50	88	8	4	0,56	1,83	2,72	10,8
0 – 50	88	6	6	0,80	1,75	2,71	12,2
PVA – Perda de Solo							
0 – 15	63	9	28	3,18	1,62	2,64	33,9
15 – 30	62	9	29	2,60	1,67	2,63	31,0
30 – 50	58	8	34	2,21	1,60	2,68	30,9
0 – 50	62	9	29	2,74	1,64	2,65	32,0

Tabela 16: Retenção de umidade volumétrica, medida e calculada por dois conjuntos de pedofunções, para 4 solos Podzólicos Vermelho-Amarelo estudados por MACEDO (1991).

		Prof. 0 –15 cm					Prof. 15 –30 cm					Prof. 30 –50 cm					Prof. 0 –50 cm				
		θ %					θ %					θ %					θ %				
		Med	Calc1	Calc2	ê1%	ê2%	Med	Calc1	Calc2	ê1%	ê2%	Med	Calc1	Calc2	ê1%	ê2%	Med	Calc1	Calc2	ê1%	ê2%
Solo “Microparcela”	0,006	30,3	-	32,5	-	7,3	31,4	-	32,1	-	2,2	31,5	-	33,0	-	4,8	31,0	-	31,8	-	2,6
	0,010	26,3	28,2	19,8	7,2	-24,7	26,4	29,2	18,7	10,6	29,2	27,9	29,4	19,0	5,4	-31,9	26,8	28,9	18,4	7,8	-31,3
	0,033	24,4	24,5	17,4	0,4	-28,7	24,4	25,5	16,2	4,5	-33,6	25,8	25,9	16,4	0,4	-36,4	24,8	25,2	15,9	1,6	-35,9
	0,05	-	23,7	-	-	-	-	24,6	-	-	-	-	25,0	-	-	-	-	24,4	-	-	-
	0,10	21,7	22,4	15,8	3,2	-27,2	22,0	23,3	15,0	5,9	-31,8	23,8	23,7	15,4	-0,4	-35,3	22,4	23,1	14,7	3,1	-34,4
	0,30	-	21,7	-	-	-	-	22,6	-	-	-	-	23,0	-	-	-	-	22,4	-	-	-
	0,50	19,2	-	14,8	-	-22,9	19,3	-	13,6	-	-29,5	21,6	-	13,7	-	-36,6	19,9	-	13,3	-	-33,2
	1,5	18,3	19,2	13,4	4,9	-26,8	18,6	20,0	12,5	7,5	-32,8	20,9	20,3	12,8	-2,9	-38,8	19,1	19,8	12,2	3,7	-36,1
Solo “Entressaфра”	0,006	27,2	-	28,5	-	4,8	30,8	-	29,7	-	-3,6	38,4	-	33,6	-	-12,5	32,1	-	30,5	-	-5,0
	0,010	13,6	24,9	15,0	83,1	10,3	16,9	28,6	16,1	69,2	-4,7	18,7	36,2	20,0	93,6	7,0	16,4	29,9	16,9	82,3	3,0
	0,033	11,7	21,1	12,8	80,3	9,4	15,2	24,7	13,6	62,5	-10,5	17,1	32,3	17,1	88,9	0,0	14,7	26,0	14,4	76,9	-2,0
	0,05	-	20,4	-	-	-	-	23,9	-	-	-	-	31,1	-	-	-	-	25,1	-	-	-
	0,10	10,8	19,2	11,5	77,8	6,5	14,4	22,6	12,6	56,9	-12,5	16,3	29,7	16,3	82,2	0,0	13,8	23,8	13,3	72,5	-3,6
	0,30	-	18,5	-	-	-	-	21,9	-	-	-	-	28,9	-	-	-	-	23,0	-	-	-
	0,50	9,7	-	10,2	-	5,2	12,9	-	11,3	-	-12,4	14,9	-	14,7	-	-1,3	12,5	-	12,0	-	-4,0
	1,5	9,5	16,3	9,3	71,6	-2,1	12,7	19,3	10,4	52,0	-18,1	14,8	25,5	13,7	72,3	-7,4	12,3	20,3	11,0	65,0	-10,6

Tabela 16: Continuação

		Prof. 0 –15 cm					Prof. 15 –30 cm					Prof. 30 –50 cm					Prof. 0 –50 cm				
		θ %					θ %					θ %					θ %				
		Med	Calc1	Calc2	ê1%	ê2%	Med	Calc1	Calc2	ê1%	ê2%	Med	Calc1	Calc2	ê1%	ê2%	Med	Calc1	Calc2	ê1%	ê2%
Solo “Terraço”	0,006	13,9	-	15,8	-	13,7	12,6	-	12,9	-	-	10,8	-	13,8	-	27,8	12,2	-	14,4	-	18,0
	0,010	9,0	11,7	4,0	30,0	-55,6	6,9	10,4	0,9	50,7	-87,0	6,5	8,5	2,7	30,1	-58,5	7,3	10,0	2,1	37,0	-71,2
	0,033	7,6	8,2	2,2	7,9	-71,1	5,8	6,9	-0,7	19,0	-112	4,8	4,8	1,0	0,0	-79,2	5,9	6,4	0,5	8,5	-91,5
	0,05	-	8,1	-	-	-	-	6,8	-	-	-	-	4,8	-	-	-	-	6,4	-	-	-
	0,10	6,0	7,1	0,7	18,3	-88,3	4,4	5,9	-2,1	34,1	-148	3,3	3,9	-0,7	18,2	-121	4,5	5,4	-1,0	20,0	-122
	0,30	-	6,7	-	-	-	-	5,4	-	-	-	-	3,5	-	-	-	-	5,0	-	-	-
	0,50	4,5	-	1,4	-	-68,9	3,0	-	-1,4	-	-147	2,1	-	0,6	-	-71,4	3,0	-	-0,8	-	-127
	1,5	4,2	5,8	0,4	38,1	-90,5	2,7	4,7	-2,2	74,1	-181	1,8	2,8	-0,5	55,6	-128	2,8	4,4	-1,1	57,1	-139
Solo “Perda de solo”	0,006	33,9	-	32,5	-	-4,1	31,0	-	31,5	-	1,6	30,9	-	32,1	-	3,8	32,0	-	31,8	-	-0,6
	0,010	19,6	31,8	18,6	62,2	-5,1	17,0	28,8	17,9	69,4	5,3	17,7	28,8	18,4	62,7	4,0	18,1	29,9	18,2	65,2	0,6
	0,033	17,4	28,1	16,1	61,5	-7,5	14,8	25,1	15,4	70,0	4,1	15,2	25,2	15,8	65,8	3,9	15,8	26,1	15,7	65,2	-0,6
	0,05	-	27,1	-	-	-	-	24,2	-	-	-	-	24,3	-	-	-	-	25,2	-	-	-
	0,10	15,8	25,8	15,0	63,3	-5,1	13,5	22,9	14,3	69,6	5,9	13,6	23,1	14,8	69,9	8,8	14,4	24,0	14,5	66,7	0,7
	0,30	-	25,0	-	-	-	-	21,6	-	-	-	-	22,4	-	-	-	-	23,2	-	-	-
	0,50	13,7	-	13,1	-	-4,4	12,3	-	12,8	-	4,1	12,0	-	13,1	-	9,2	12,7	-	13,0	-	2,4
	1,5	13,5	22,1	12,3	63,7	-8,9	11,9	19,6	11,8	64,7	-0,8	11,7	19,7	12,2	68,4	4,3	12,4	20,5	12,0	65,3	-3,2

Obs: ê 1% e ê 2% representam o erro relativo: (Calc – Med)/Med, relativamente aos dois conjuntos de pedofunções.

O resultado indica ser possível utilizar as pedofunções de retenção hídrica para solos bem diversos daqueles utilizados na suas calibrações, como ocorreu também com a CC. Pode-se inferir que, apesar de não ser um solo da Formação Barreiras, o perfil "Microparcela" tem em comum com os solos desta pesquisa, uma mesma lei de formação de sua curva característica de umidade, o que é um fato relevante. Isto, possivelmente, é o que justifica a melhor estimativa da CC deste perfil na Tabela 10, em relação aos outros 3 Podzólicos Vermelho-Amarelo do trabalho de MACEDO (1991).

Um outro tópico de pesquisa é verificar o grau de extensão da aplicabilidade das pedofunções de retenção de umidade, dentro de uma família de solos de mesma origem. É o caso, portanto, de um seguimento desta pesquisa de tese incluir o teste das pedofunções aqui propostas, para outras unidades do Terciário da Formação Barreiras.

Dentro dessa linha de raciocínio, são consideradas as equações parciais de regressão obtidas por MACEDO (1991), calibradas unicamente para o perfil "Perda de Solo", visando testá-las nas mesmas aplicações mostradas na Tabela 16 e Figuras 42 a 45. Tais pedofunções são as seguintes:

$$0,006\text{MPa } \theta\% = - 0,19 \text{ ARG}\% - 0,66 \text{ A}\% + 2,60\text{MO}\% + 71,14 \quad (a)$$

$$0,010\text{MPa } \theta\% = - 0,49 \text{ ARG}\% - 0,91 \text{ A}\% + 1,87\text{MO}\% + 83,67 \quad (b)$$

$$0,033\text{MPa } \theta\% = - 0,48 \text{ ARG}\% - 0,87 \text{ A}\% + 1,88\text{MO}\% + 78,39 \quad (c)$$

$$0,10\text{MPa } \theta\% = - 0,38 \text{ ARG}\% - 0,79 \text{ A}\% + 1,91\text{MO}\% + 69,29 \quad (\text{d})$$

$$0,50\text{MPa } \theta\% = - 0,57 \text{ ARG}\% - 0,92 \text{ A}\% + 1,22\text{MO}\% + 83,19 \quad (\text{e})$$

$$1,5\text{MPa } \theta\% = - 0,45 \text{ ARG}\% - 0,80 \text{ A}\% + 1,35\text{MO}\% + 70,96 \quad (\text{f})$$

Obs: (MO é o teor de matéria orgânica):

As estimativas através das pedofunções acima, nos 4 Podzólicos Vermelho-Amarelo de Seropédica (RJ), são mostradas na Tabela 16 (Calc2) e Figuras 42 a 45. Pode-se ver que tais equações foram eficientes nas unidades "Perda de Solo" e "Entressafra" (as umidades médias nos perfis sendo estimadas com erros relativos máximos $\hat{e}_2$ de 10,6% em módulo), mas inadequadas para as unidades "Terraço" e "Microparcela". Como atestam as Figuras 42 a 45, nesses 2 últimos solos as estimativas das pedofunções (a) a (f), calibradas para um solo de mesma formação que a deles, foram de muito pior qualidade que as estimativas das pedofunções (7), (10), (13), (16), (19) e (22), calibradas para solos da Formação Barreiras. Portanto, pode-se dizer que nem sempre as pedofunções obtidas a partir de dados de solos com origem ou classificação idêntica, têm aplicação para todos os solos daquela formação.

Esta análise enfatiza a necessidade de se determinar os limites de aplicação das pedofunções aqui determinadas, mesmo para os solos do Terciário da Formação Barreiras.

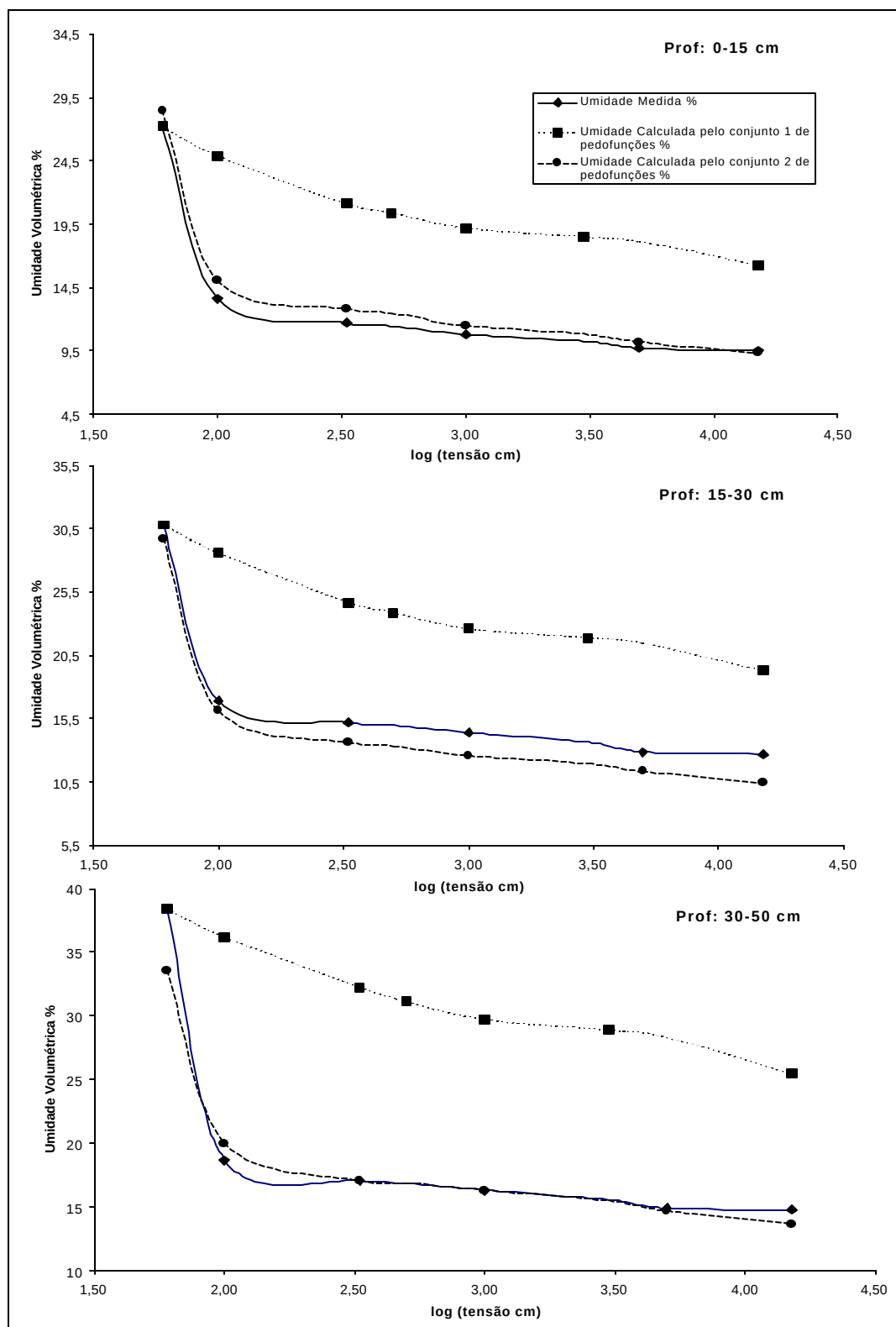


Figura 42: Curvas de retenção de umidade volumétrica do solo “Entressafra”

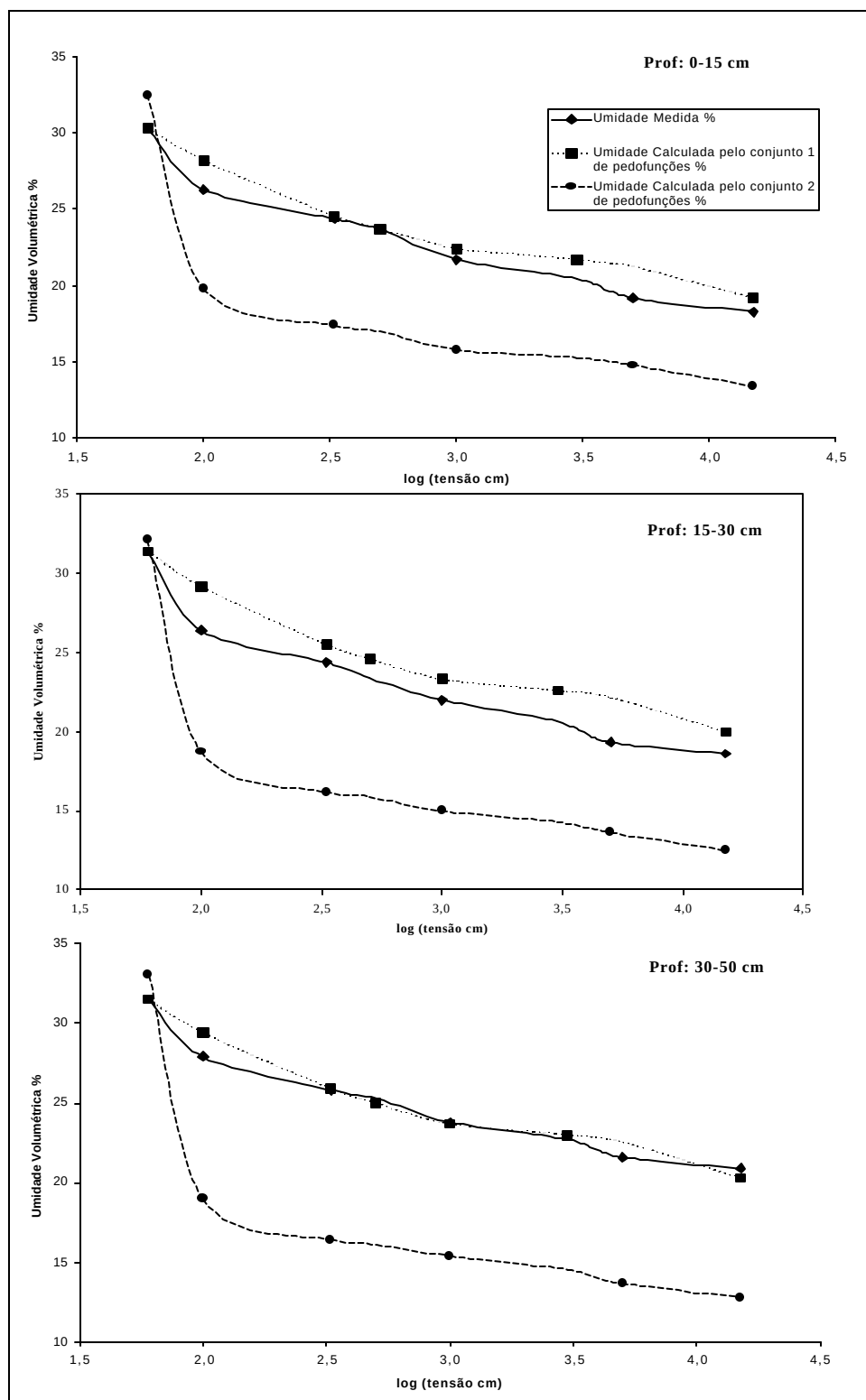


Figura 43: Curvas de retenção de umidade volumétrica do solo “Microparcela”

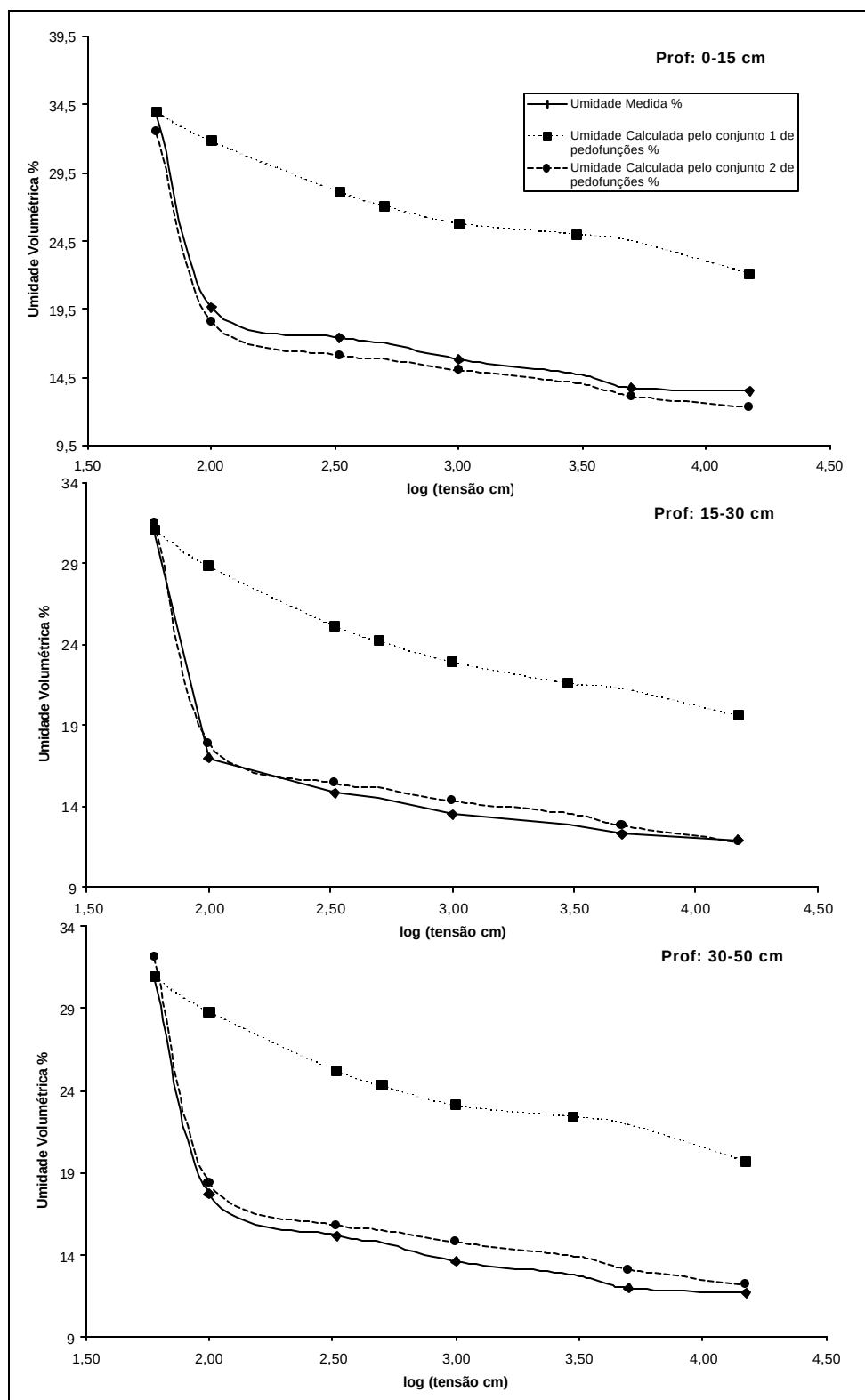


Figura 44: Curvas de retenção de umidade volumétrica do solo “Perda de solo ”

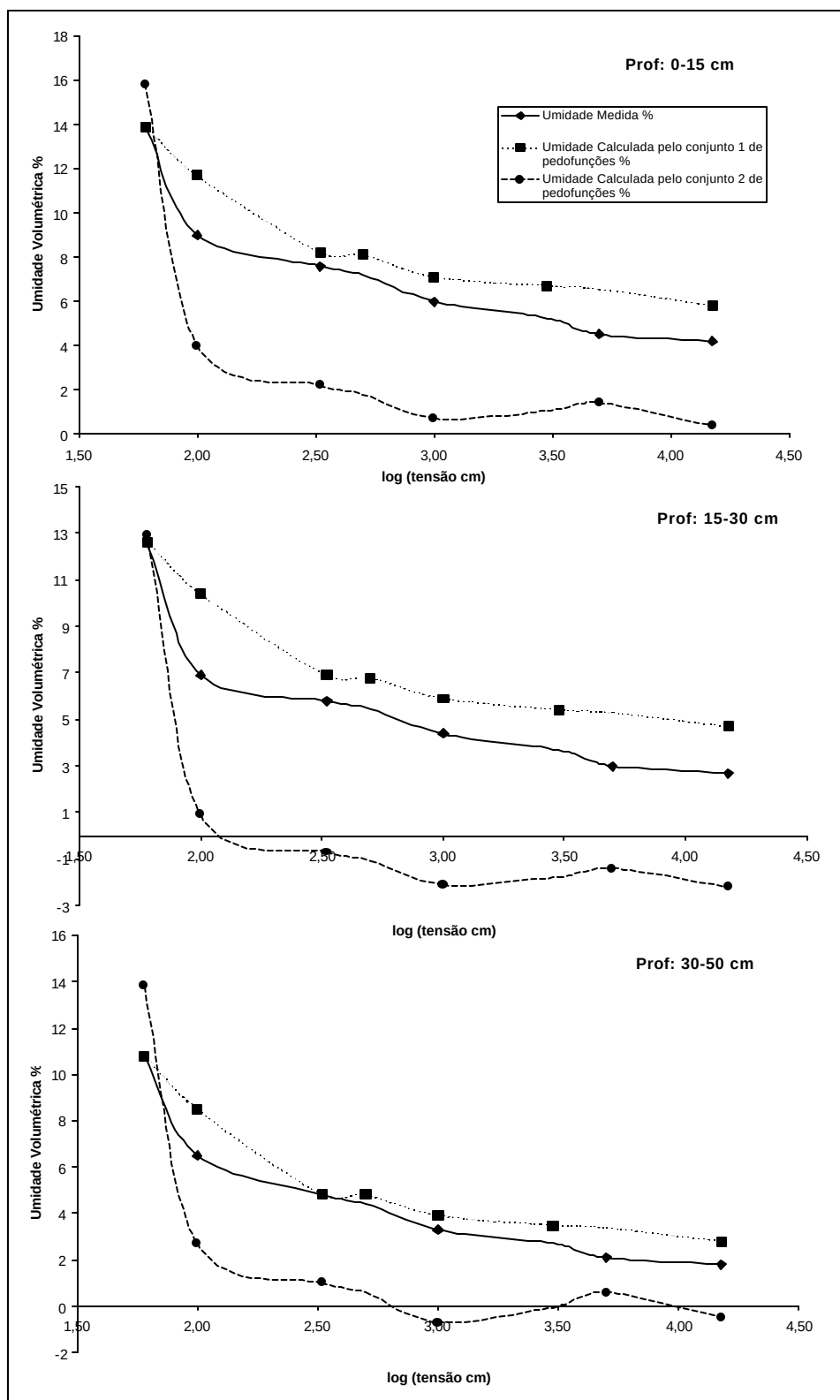


Figura 45: Curvas de retenção de umidade volumétrica do solo “Terraço ”

4.11 Determinação de pedofunções de frações de água disponível

Abaixo estão descritas as equações que estimam as frações de água disponível, que são as diferenças entre a capacidade de campo e as umidades nas diversas tensões aplicadas, com base em peso e volume. Apresentam-se também, os respectivos erros padrão ($\hat{e}$), os coeficientes de determinação (r^2) e os máximos níveis de probabilidade (P) dos coeficientes das equações, conforme descrito no item 4.6. A seguir, na Tabela 17, apresentam-se os valores das frações de água disponível. A última coluna representa a variável água disponível no solo (AD).

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 1,5 \text{ MPa}) \text{ U\%} &= 0,037 \text{ AF} + 0,175 \text{ S} + 3,06 & (42) \\ \hat{e} &= 0,304 & R^2 = 0,905 & P = 5\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 1,5 \text{ MPa}) \theta\% &= 0,143 \text{ AF} + 0,174 \text{ S} - 1,02 \text{ C} + 3,67 & (43) \\ \hat{e} &= 0,389 & R^2 = 0,894 & P = 5\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 0,3 \text{ MPa}) \text{ U\%} &= 0,079 \text{ AF} + 1,89 & (44) \\ \hat{e} &= 0,403 & r^2 = 0,512 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 0,3 \text{ MPa}) \theta\% &= 0,120 (\text{AF} + \text{S}) - 0,042 \text{ ARG} - 2,58 \text{ C} + 5,17 & (45) \\ \hat{e} &= 0,489 & R^2 = 0,822 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 0,1 \text{ MPa}) \text{ U\%} &= 0,058 (\text{AF} + \text{S}) - 0,017 \text{ ARG} - 1,42 \text{ C} + 3,20 & (46) \\ \hat{e} &= 0,346 & R^2 = 0,672 & P = 5\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 0,1 \text{ MPa}) \theta\% &= 0,108 (\text{AF} + \text{S}) - 0,048 \text{ ARG} - 3,13 \text{ C} + 5,62 & (47) \\ \hat{e} &= 0,492 & R^2 = 0,845 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 0,05 \text{ MPa}) \text{ U\%} &= 0,050 (\text{AF} + \text{S}) - 0,024 \text{ ARG} - 1,90 \text{ C} + 3,34 & (48) \\ \hat{e} &= 0,352 & R^2 = 0,752 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 0,05 \text{ MPa}) \theta\% &= 0,087 (\text{AF} + \text{S}) - 0,051 \text{ ARG} - 3,70 \text{ C} + 5,83 & (49) \\ \hat{e} &= 0,461 & R^2 = 0,881 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 0,033 \text{ MPa}) U\% &= 0,068 (\text{AF+S}) - 0,044 \text{ ARG} - 2,01 \text{ C} + 2,97 & (50) \\ \hat{e} &= 0,448 & R^2 = 0,789 & P = 1\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\text{C.C.} - 0,033 \text{ MPa}) \theta\% &= 0,109 (\text{AF+S}) - 0,076 \text{ ARG} - 3,74 \text{ C} + 5,22 & (51) \\ \hat{e} &= 0,633 & R^2 = 0,855 & P = 1\% \end{aligned}$$

Os solos analisados apresentam médios a baixos teores de água disponível (C.C. – 1,5 MPa) $\theta\%$, segundo a Tabela 17, o que já era esperado para estes solos.

Uma característica interessante a ser considerada nestes solos é que, excluindo a amostra mais arenosa, que apresenta 90% de areia, todas as demais possuem teores de água disponível bem semelhantes, entre 7,4 e 9,9%. Este fato facilita o manejo da irrigação.

Como a variável silte foi a que mais correlacionou-se com a água disponível, era de se esperar que ela esteja presente (separada ou somada com areia fina) em todas as equações selecionadas, a menos de uma exceção (eq. 44). Um fato interessante é que apesar de pouco relacionado com as variáveis de retenção de umidade, o teor de carbono induz a melhoria nas regressões das frações de água disponível. À exceção das equações 42 e 44, a variável C aparece em todas as demais pedofunções escolhidas nesse item.

A qualidade da estimativa das equações 42 a 51, podem ser observadas graficamente nas Figuras 46 a 55.

Tabela 17: Frações de água disponível em função da tensão aplicada e da granulometria.

A%	CC-0,033 MPa		CC-0,05 MPa		CC-0,1 MPa		CC-0,3 MPa		CC-1,5 MPa	
	U%	q%	U%	q%	U%	q%	U%	q%	U%	q%
22	0,1	0,2	1,6	2,1	2,5	3,1	3,0	3,8	5,8	7,4
27	1,4	1,9	2,7	3,6	3,5	4,6	4,0	5,3	6,5	8,6
33	2,0	2,7	2,5	3,3	3,5	4,6	4,2	5,6	6,7	8,9
40	2,4	3,3	2,9	3,9	4,0	5,5	4,7	6,5	7,2	9,9
48	1,8	2,7	2,2	3,3	3,3	4,9	4,1	6,0	6,7	9,9
52	2,9	4,7	3,2	5,2	3,8	6,1	4,1	6,7	5,2	8,3
59	2,6	4,3	2,9	4,8	3,5	5,7	3,8	6,2	4,8	7,8
63	2,9	4,8	3,2	5,3	3,9	6,4	4,1	6,8	5,2	8,6
68	3,4	5,7	3,7	6,1	4,3	7,1	4,6	7,6	5,6	9,2
74	3,4	5,6	3,7	6,1	4,3	7,1	4,7	7,7	5,5	9,0
80	3,1	4,8	3,4	5,3	3,9	6,0	4,2	6,4	4,8	7,5
85	3,3	5,2	3,6	5,6	4,1	6,4	4,3	6,7	4,8	7,5
90	1,5	2,3	1,7	2,6	2,4	3,6	2,8	4,2	3,7	5,5

Pode-se perceber que a qualidade das estimativas das pedofunções de frações de água disponível tende a ser inferior que a das pedofunções das demais variáveis de retenção hídrica aqui estudadas. Possivelmente, um dos motivos para isso é a fração de água disponível resultar da diferença entre duas variáveis de umidade, o que faz crescer sua aleatoriedade. Outro ponto é o fato dessas frações serem variáveis de pequena dimensão neste estudo.

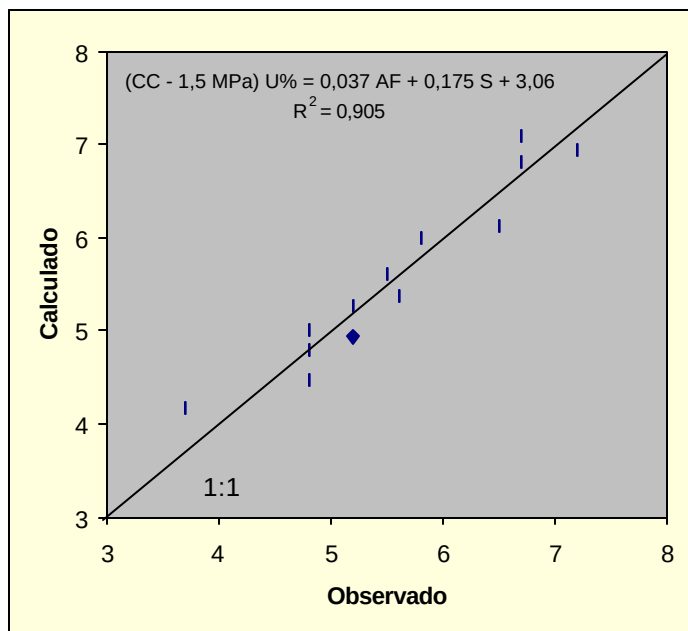


Figura 46: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC-1,5 MPa) $U\%$ (eq. 42)

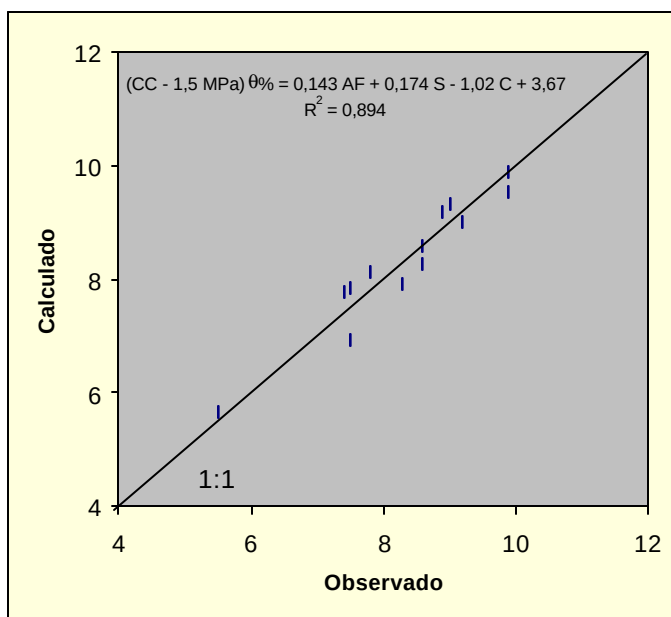


Figura 47: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC-1,5 MPa) $\theta\%$ (eq. 43)

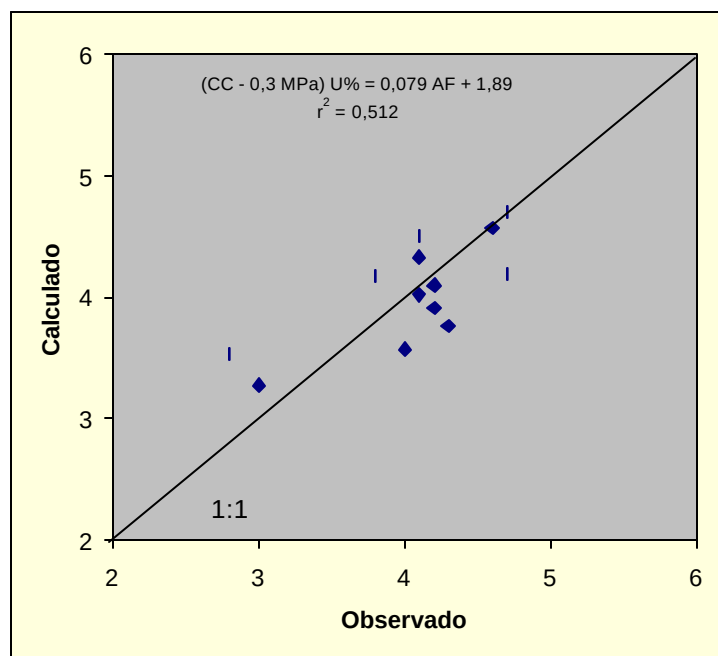


Figura 48: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC – 0,3 MPa) U% (eq. 44)

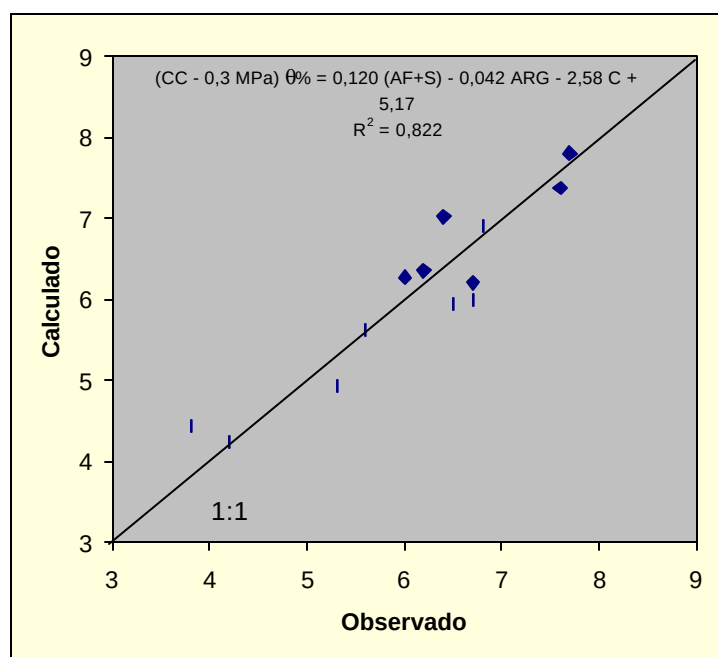


Figura 49: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC – 0,3 MPa) θ% (eq. 45)

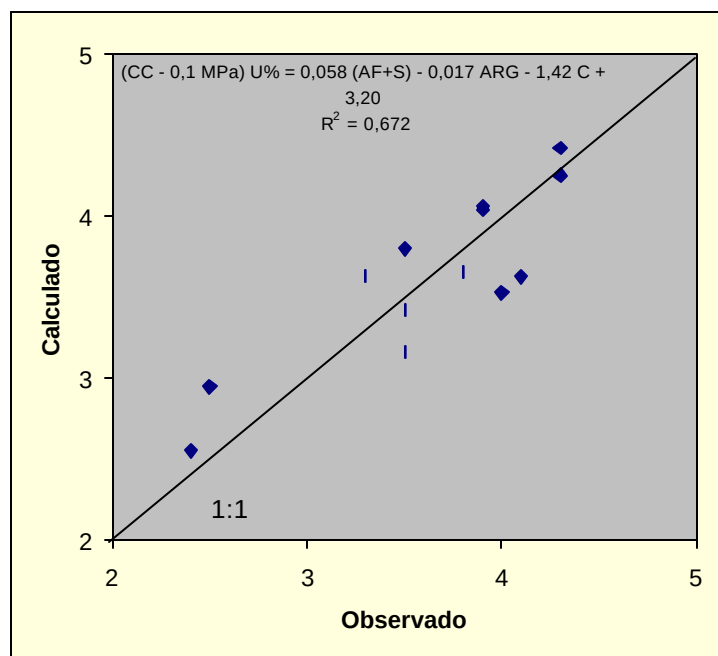


Figura 50: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC – 0,1 MPa) U% (eq.46)

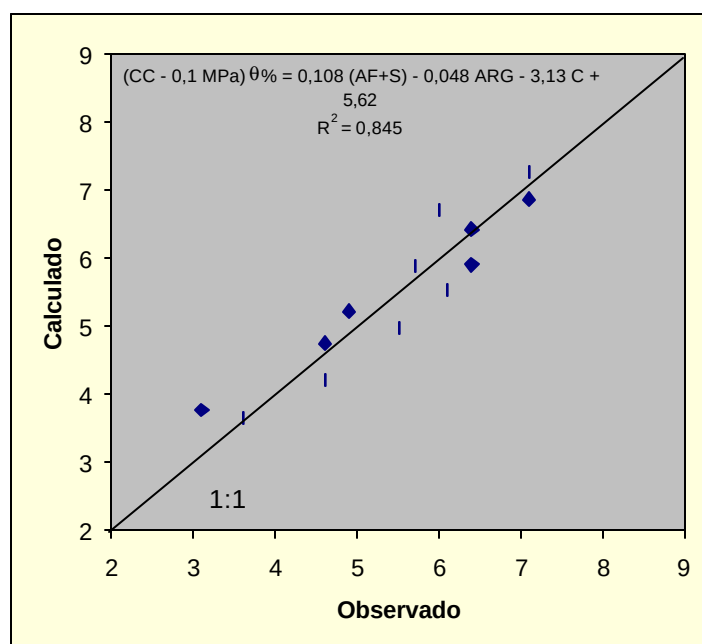


Figura 51: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC– 0,1 MPa) θ% (eq. 47)

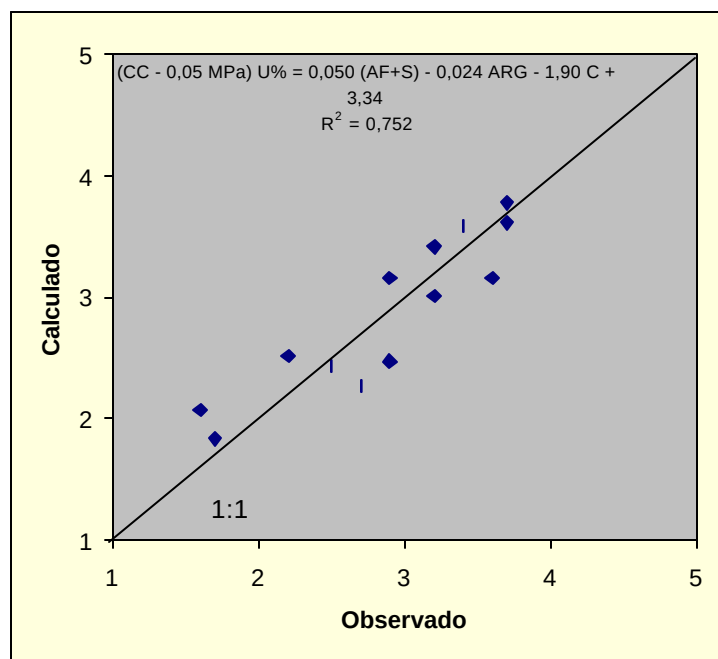


Figura 52: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC-0,05 MPa) U% (eq. 48)

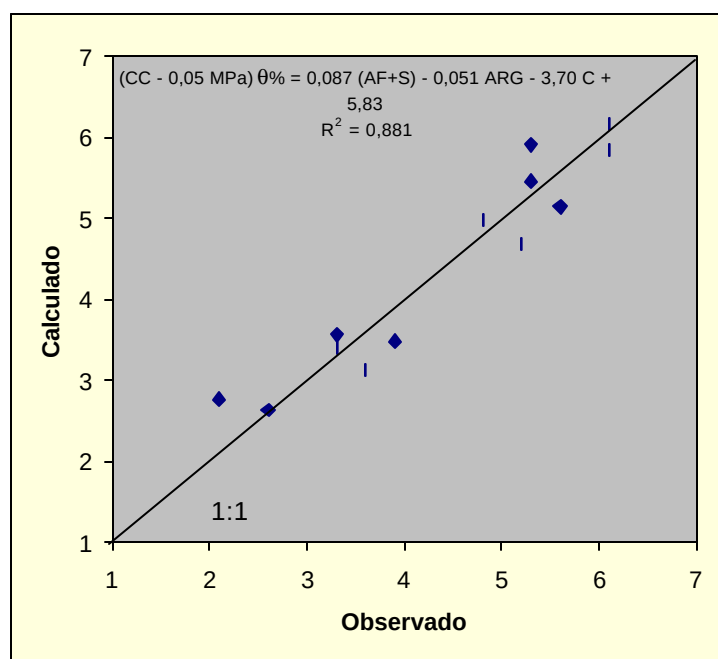


Figura 53: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC-0,05 MPa) θ% (eq. 49)

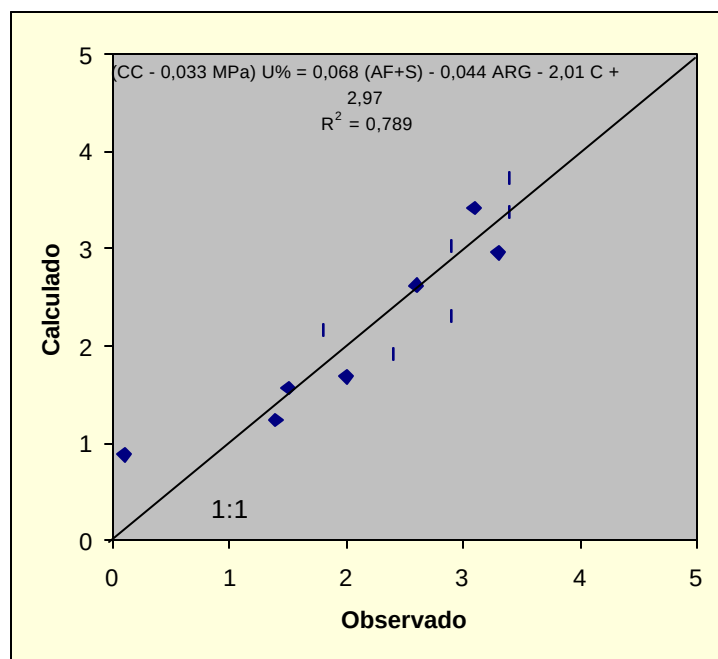


Figura 54: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC-0,033 MPa) $U\%$ (eq.50)

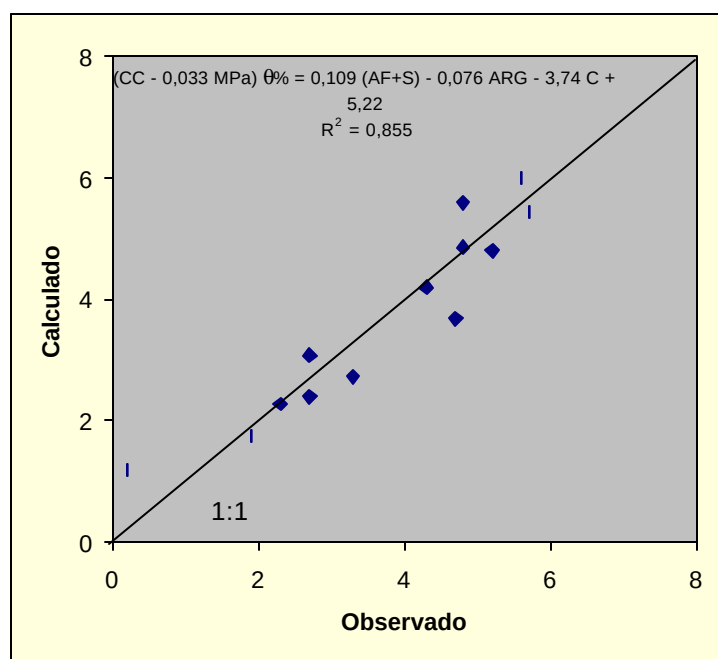


Figura 55: Relação dos valores obs x calc da fração de água disponível (CC-0,033 MPa) $\theta\%$ (eq.51)

4.12 Curva de retenção de umidade

As Figuras 56 a 68 representam as curvas de retenção de umidade das treze amostras, e foram obtidas com os dados da Tabela 5. Nas ordenadas têm-se as umidades % peso e nas abscissas o logaritmo das tensões em centímetro de coluna d'água. Utilizando-se as equações de representação mostradas nas Figuras 56 a 68, pode-se estimar a tensão correspondente à capacidade de campo "in situ". Estes valores são apresentados na Tabela 18.

A tensão correspondente à capacidade de campo variou de 0,006 MPa a 0,027 MPa. Como se constata, não se pode padronizar a tensão para se obter a capacidade de campo, fato observado por diversos autores, entre eles RICHARDS e WADLEIGH (1952) e JAMISON (1956). Assim, como uma regra geral, pode-se dizer que é inadequada a determinação da capacidade de campo utilizando uma tensão específica como base de determinação, a não ser se justificada devidamente.

Tabela 18: Tensão correspondente à CC em centímetro de coluna d'água
(1 MPa $\cong$ 10000 cm de H₂O).

Amostra	Tensão-cm	Amostra	Tensão-cm	Amostra	Tensão-cm
1	270	6	80	10	60
2	120	7	80	11	65
3	130	8	65	12	60
4	115	9	60	13	125
5	135				

A análise da Tabela 18 indica dificuldades em se prever a tensão de água à capacidade de campo a partir de faixas pré-estabelecidas de granulometrias. Entretanto, nota-se a tendência do aumento dessa tensão com a diminuição no teor de areia total. Por outro lado, percebe-se também que essa tendência não pode ser generalizada, já que a amostra nº 13, com teor máximo de areia ($A = 90\%$), não foi a que teve menor tensão na capacidade de campo.

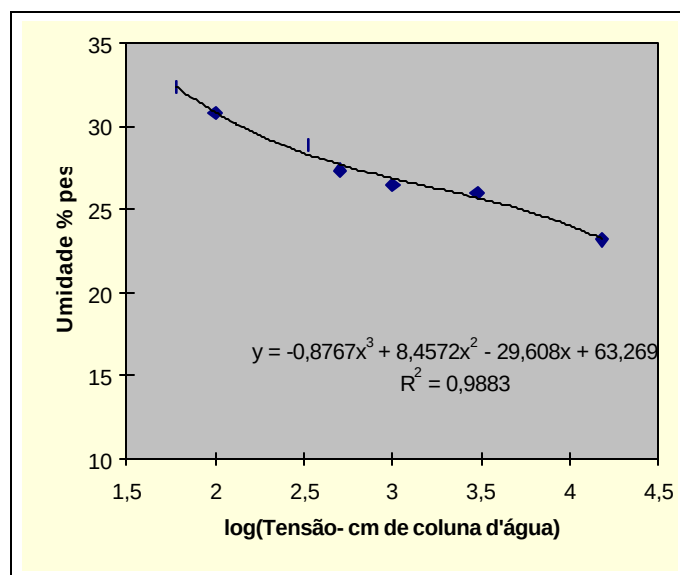


Figura 56: Curva de retenção de umidade da amostra nº 1.

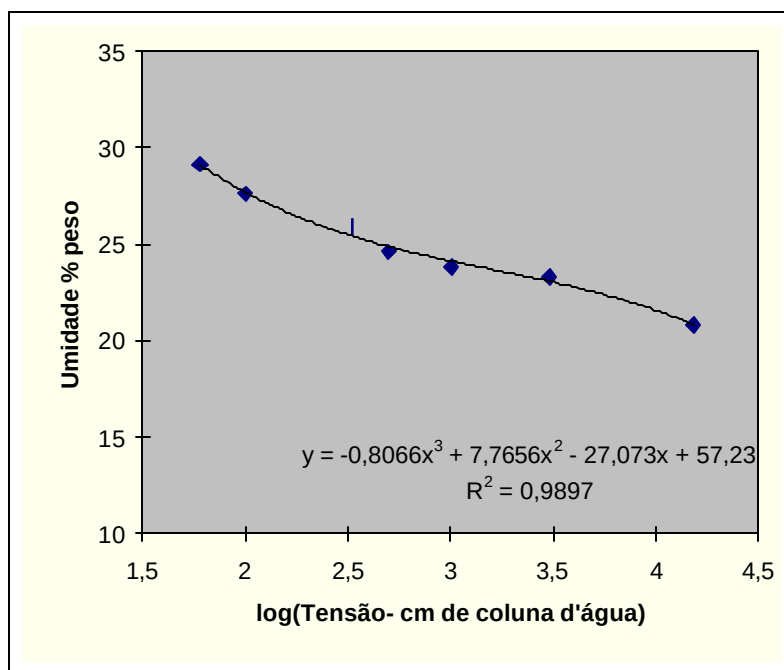


Figura 57: Curva de retenção de umidade da amostra nº 2.

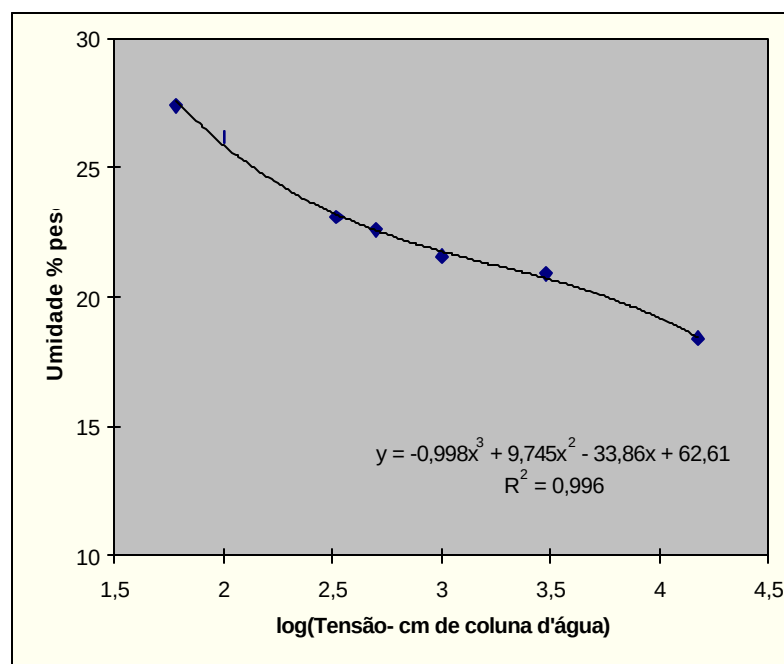


Figura 58: Curva de retenção de umidade da amostra nº 3.

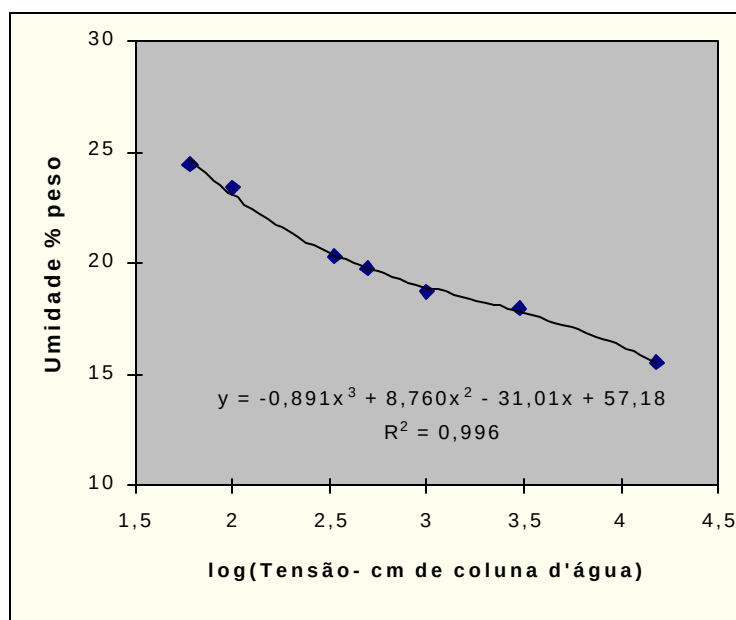


Figura 59: Curva de retenção de umidade da amostra nº 4.

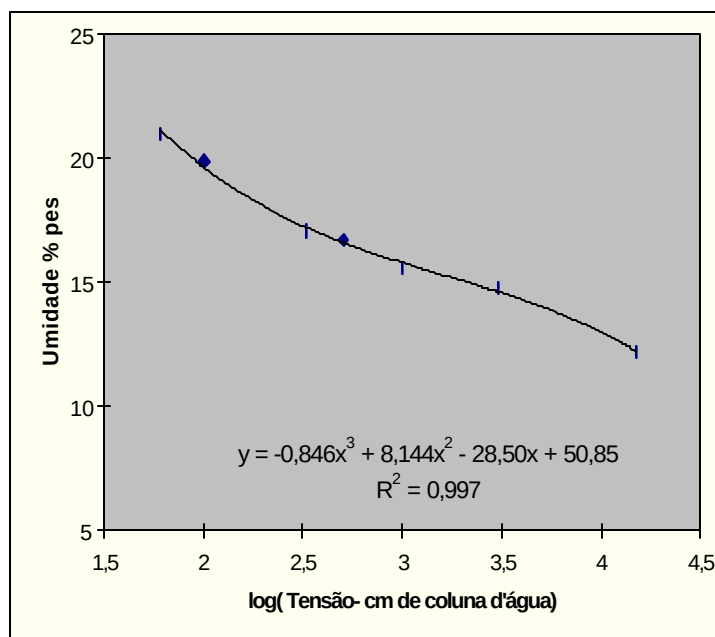


Figura 60: Curva de retenção de umidade da amostra nº 5.

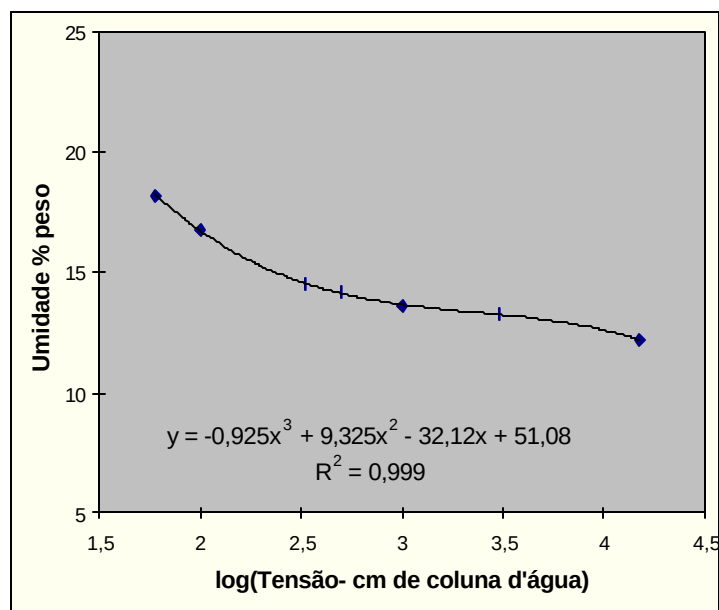


Figura 61: Curva de retenção de umidade da amostra nº 6.

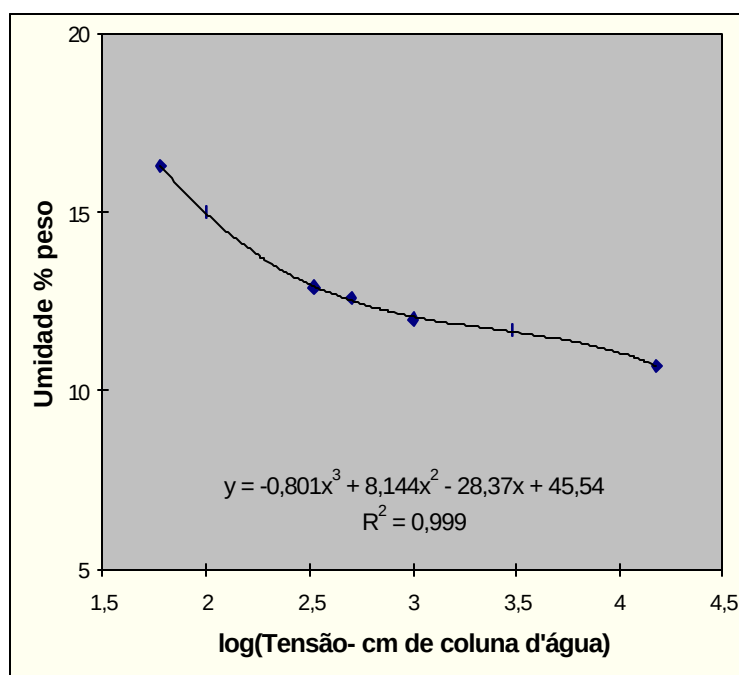


Figura 62: Curva de retenção de umidade da amostra nº 7.

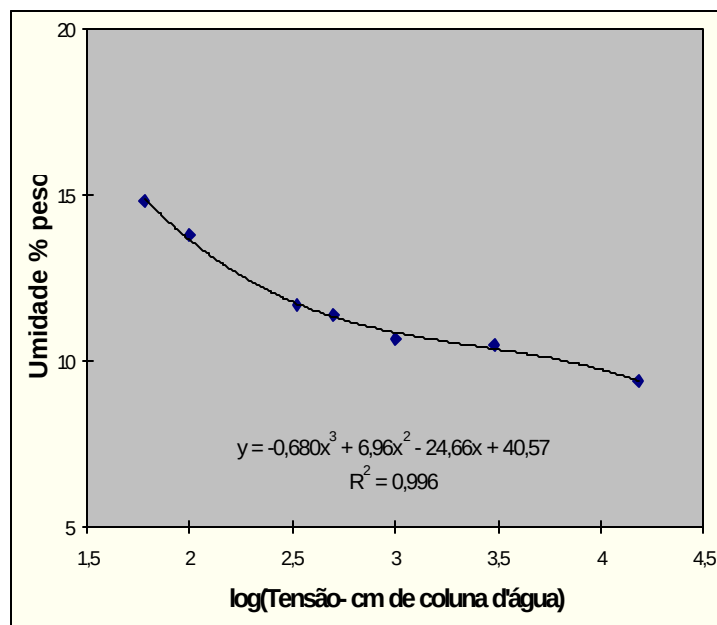


Figura 63: Curva de retenção de umidade da amostra nº 8.

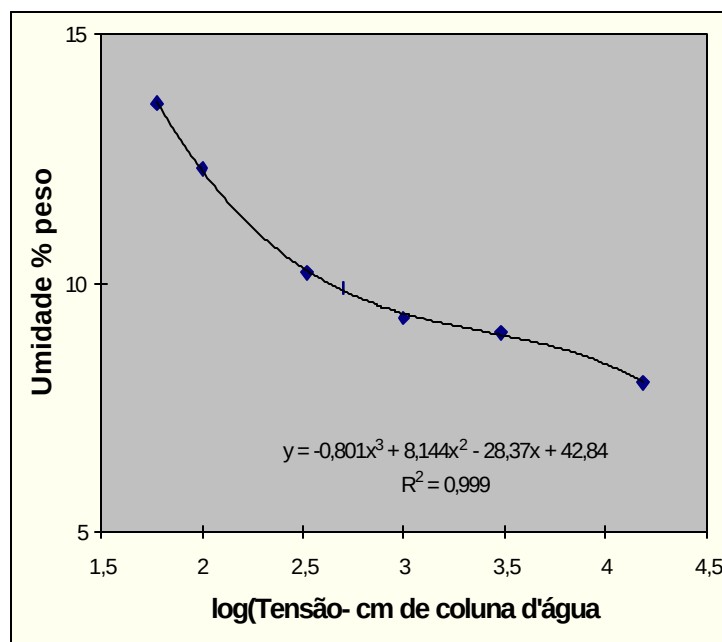


Figura 64: Curva de retenção de umidade da amostra nº 9.

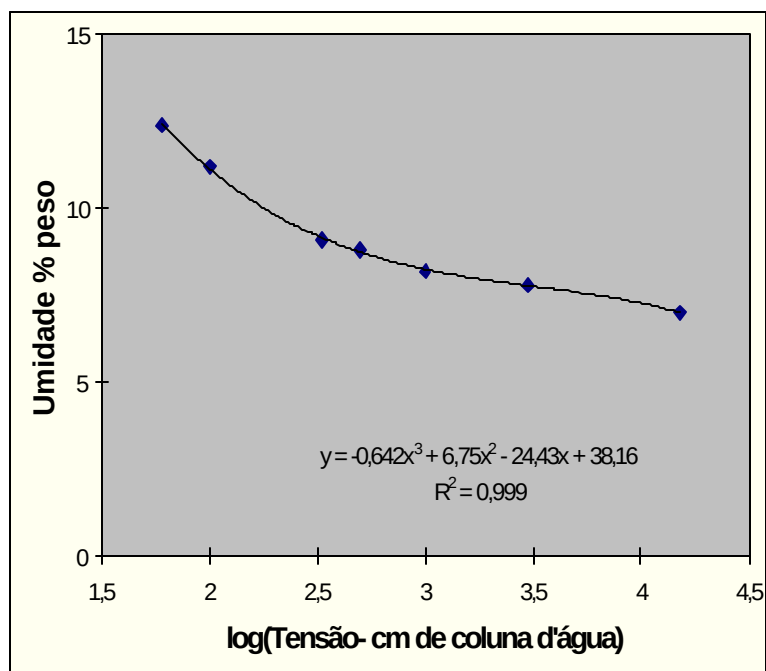


Figura 65: Curva de retenção de umidade da amostra nº 10.

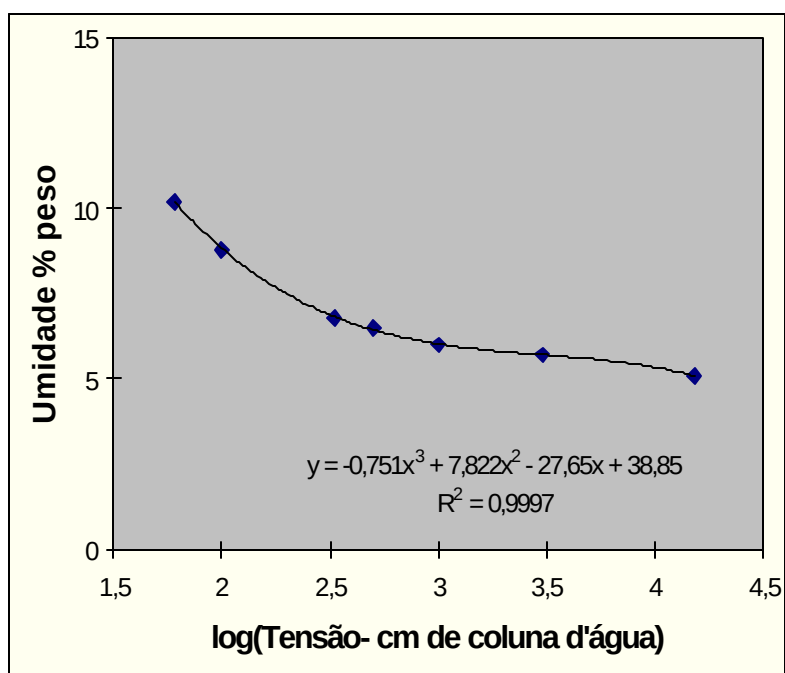


Figura 66: Curva de retenção de umidade da amostra nº 11.

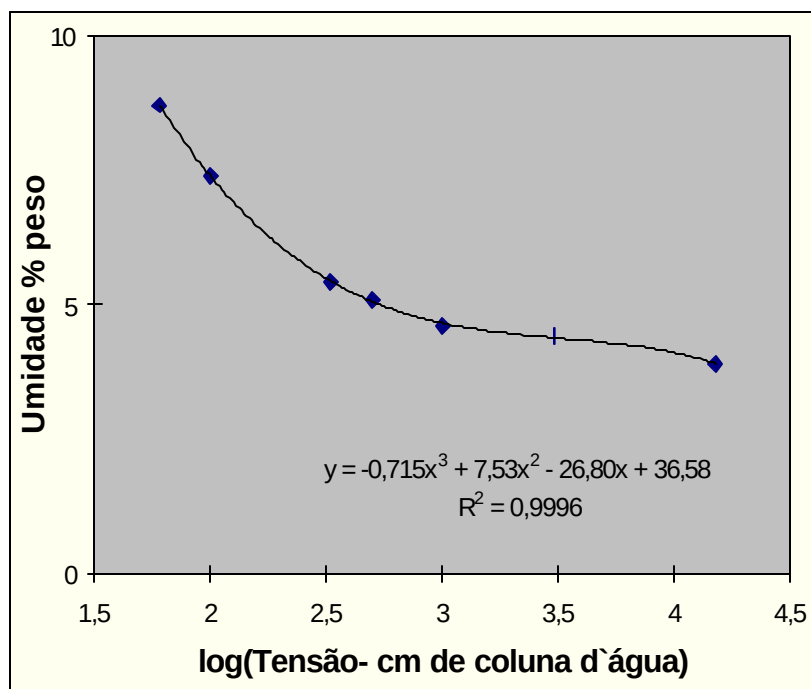


Figura 67: Curva de retenção de umidade da amostra nº 12.

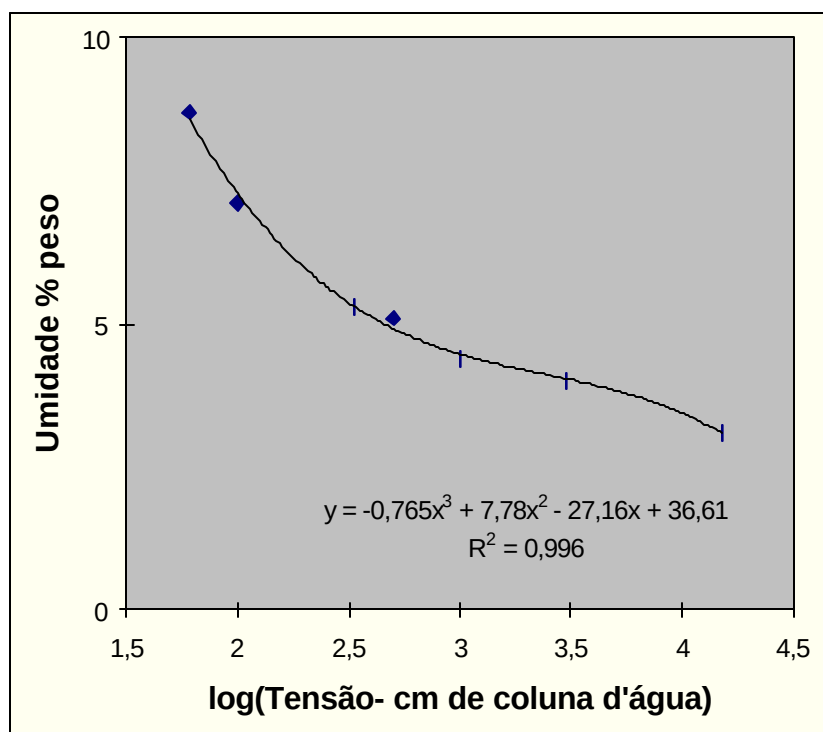


Figura 68: Curva de retenção de umidade da amostra nº 13.

4.13 Macroporosidade

O volume de macroporos é um bom indicador da necessidade de manejo dos solos, pois possibilita segundo STOLF (1987) comparação entre solos diferentes, principalmente no que diz respeito à granulometria e permite o estabelecimento de padrões para descompactação.

É importante salientar que, usando-se a macroporosidade no lugar da porosidade livre de água na capacidade de campo, como proposto por VOMOCIL e FLOCKER (1961), obtém-se uma maior segurança quanto ao nível de macroporos adequados, principalmente nos solos com baixos teores de areia.

Tendo por base os dados apresentados por PRIMAVESI et al. (1984) e VOMICIL e FLOCKER (1961), pode-se considerar 15% como a macroporosidade adequada para a maioria das culturas e solos e, utilizá-la na avaliação da necessidade de manejo dos solos estudados.

Como a macroporosidade foi calculada pela diferença entre o volume total de poros (VTP) e a microporosidade temos:

$$\text{Macro } \theta\% = \text{VTP } \theta\% - \text{Micro } \theta\% \quad (\text{I})$$

$$\text{Sendo} \quad \text{VTP } \theta\% = (1 - \text{DS}/\text{DP}).100 \quad (\text{II})$$

Como a DP praticamente não variou, pode ser substituída pela constante 2,63 que representa a média das densidades das partículas obtidas:

$$\text{VTP } \theta\% = 100 - (100.\text{DS}/2,63) \quad \therefore$$

$$\text{VTP } \theta\% = 100 - 38.DS$$

Substituindo (III) em (I) temos:

$$\text{Macro } \theta\% = 100 - 38.DS - \text{Micro}\theta\%$$

ou

$$\text{Macro } \theta\% = 100 - 38.DS - (\text{MicroU}\%).DS$$

Como $\text{MicroU}\% = 0,00242 A^2 - 0,626 A + 44,98$ eq.(1), pode-se estimar a macroporosidade conhecendo-se o teor de areia total e a densidade do solo. Valores de macroporosidade inferiores aos considerados adequados a uma determinada cultura, indicam a necessidade de descompactação do solo.

5. Conclusões e Recomendações

1) A análise de 13 materiais de solos do Terciário da Formação Barreiras (a maioria do Norte Fluminense) confirma altas correlações da capacidade de campo “in situ” e da retenção de água a diversas tensões, com certas frações granulométricas, particularmente areia, argila e areia média. Para a variável areia os coeficientes de correlação, com apenas uma exceção ($r = -0,989$), superam o valor $r = -0,99$. A água disponível correlacionou-se particularmente bem com o teor de silte ($r = 0,94$).

2) A capacidade de campo e a retenção de água a diversas tensões correlacionaram-se muito bem entre si, com coeficientes de correlação superiores a $r = 0,99$, indicando um padrão bem definido para as curvas características de umidade daqueles solos.

3) Sempre com altos coeficientes de determinação ($r^2 \geq 0,99$) e pequenos erros padrão de estimativa de umidade gravimétrica ($\hat{e} \leq 0,75$ U%), pode-se estimar nesses solos a capacidade de campo “in situ” e a retenção hídrica a diversas tensões (umidades gravimétricas), a partir das equações (1) a (22), e das equações (36) a (39). Particularmente práticas são as equações quadráticas da variável areia (equações (1), (4), (8), (11), (14), (17), (20) e (37)), e as equações lineares da microporosidade (equações (7), (10), (13), (16), (19) e (22)), pois essas duas variáveis são de usual determinação nos levantamentos de solo.

4) Quando a densidade do solo não for disponível, é vantajosa a utilização das seguintes pedofunções volumétricas (θ) para a capacidade de campo e a retenção de umidade a diversas tensões: equações (23) a (35), e equações (40) e (41). Tais equações apresentaram a mesma qualidade de ajuste que as pedofunções gravimétricas.

5) As pedofunções da água disponível e demais frações de água disponível (equações (42) a (51)) tiveram pior ajuste que as demais pedofunções. Dentre elas, as de melhor resultado correspondem as regressões de água disponível (equações (42) e (43)), com coeficientes de determinação $r^2 > 0,89$.

6) Os solos estudados tiveram larga faixa de variação de capacidade de campo “in situ” (10,1% a 36,5% em volume), mas baixo intervalo de água disponível (5,5% a 9,9% em volume). Excluindo-se a amostra mais arenosa ($A = 90\%$), a amplitude de variação da água disponível é bem menor (7,4% a 9,9% em volume). As tensões de água na capacidade de campo variaram de 0,006 MPa a 0,027 MPa. Regra geral, tais tensões aumentaram com a diminuição da areia total. Isso não pode ser generalizado, entretanto, já que a amostra mais arenosa ($A = 90\%$) apresentou tensão de água de 0,0175 MPa na capacidade de campo.

7) As curvas características de retenção de umidade entre as tensões 0,006 MPa e 1,5 MPa, de todas as amostras de solo utilizadas neste estudo, são descritas com excelente precisão (coeficiente de determinação $r^2 \geq 0,99$), utilizando-se equações polinomiais de terceiro grau.

8) Pode-se definir o tipo de manejo do solo em função da macroporosidade considerada adequada utilizando-se a equação abaixo:

$$\text{Macro } \theta\% = 100 - 38.DS - (\text{Micro}U\%).DS$$

Valores de macroporosidade inferiores aos considerados adequados a uma determinada cultura indicam a necessidade de descompactação do solo.

9) O uso da equação (36):

$$C.C. U\% = -0,154 A + 0,466.MICRO U\% + 17,38$$

permitiu também o cálculo da capacidade de campo “in situ” de 10 outros solos citados na literatura, apresentando erros, com algumas exceções, da ordem máxima de 10%. Como é grande a variedade mineralógica e de gênese de tais solos, pode-se considerar satisfatória esta aplicação. Levando em conta as facilidades para se realizar repetições espaciais com a metodologia indireta de determinação de capacidade de campo, em oposição às dificuldades operacionais da metodologia direta “in situ”, torna-se atraente o potencial de aplicação da equação (36), que leva em conta características granulométricas (variável A) e estruturais (variável MICRO).

10) Como as pedofunções apresentadas originam-se de um universo restrito (13 amostras coletadas em 4 solos), recomenda-se a extensão da aplicação da metodologia deste trabalho para um maior número de solos da Formação Barreiras. Um outro campo de atuação diz respeito à verificação das possibilidades de aplicação

das pedofunções de retenção hídrica e de capacidade de campo, aqui estudadas, para outras classes de solos. O resultado da conclusão anterior e a análise do item 4.10 encorajam essa linha de pesquisa.

6. BIBLIOGRAFIA CITADA

- ANJOS, L.H.C. **Caracterização, gêneses, classificação e aptidão agrícola de uma sequência de solos do Terciário na região de Campos, RJ**. Itaguaí, RJ: 1985. 194 p. Tese (Mestrado) UFRRJ.
- ARRUDA, F.B., ZULLO JÚNIOR, J., OLIVEIRA, J.B. Parâmetros de solo para o cálculo de água disponível com base na textura do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 11, p. 11-15, 1987.
- BACHE, B.W., FROST, C.A., INKSON, R.H.E. Moisture release characteristics and porosity of twelve scottish soil series and their variability. **Journal of Soil Science**, Oxford, 32:505-520, 1981.
- BARLEY, K.P. The effects of mechanical stress on the growth of roots. **Journal of Experimental Botany**. London, v.3, n.37, p.95-110, 1962.
- BASTET, G., BRUAND, A., VOLTZ, M., BORNAND, M., QUETIN, P. Prediction of water propeties: performance of available pedotransfer functions and development of new approaches. In: WORLD CONGRESS OF SOIL SCIENCE, 16, Montpellier, 1998. **Proceedings...** Montpillier: ISSS, 1998. 8 p.

- BAVER, L.D, FARNSWORTH, R.B. Soil structure effects on the growth of sugar beets. **Soil Science Society American Proceedings**, Madison, v.5, p.45-48, 1940.
- BAVER, L.D., GARDNER, W.H., GARDNER, W.R. **Física de suelo**. México: Union Tipográfica Editorial Hispano Americana, 1973. 529 p.
- BENDIXEN, T.W., HERSHBERGER, M.F., SLATER, C.S. A basis for classifying soil permeabilities. **Journal Agricultural Research**, Lahore, v.77, p.157-168, 1948.
- BUCKMAN, H.O., BRADY, N.C. **Natureza e propriedades dos solos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1976. 594 p.
- CAMARGO, O.A. **Compactação do solo e desenvolvimento de plantas**. Campinas: Fundação Cargill, 1983. 44 p.
- CAMPOS, B.C., REINERT, D.J., NICOLODI, R., RUEDELL, J., PETRERE, C. Estabilidade estrutural de um latossolo vermelho-escuro distrófico após sete anos de rotação de culturas e sistemas de manejo de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, n. 19, p.121-126, 1995.
- CARVALHO, S.R. **Tassement des sols ferrallitiques mis en culture; apport d'une analyse compartimentale de l'espace poral de sols "Podzólicos"**. (Etat de Rio de Janeiro, Brésil). Paris: 1990. 199 p. Tese (Doutorado) Université Paris 6.

- CIRINO, C.G., GUERRA, H.O.C. Utilização das relações energia/umidade na caracterização físico/hídrica dos solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.29, n.12, p. 1973-1978, dez. 1994.
- COLETI, J.T., DEMATTÊ, J.L.I. Compactação artificial em solos, experiências e dados informativos. **Álcool e Açúcar**, São Paulo, v.2, p.34-39, 1982.
- DAKER, A. **Irrigação e Drenagem. A água na agricultura**. vol. 3, 7. ed. Rio de Janeiro: Livraria Freitas Bastos, 1988. 453 p.
- EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, Rio de Janeiro, RJ. **Manual de métodos de análise de solos**. Rio de Janeiro, 1979. 1v.
- FABIAN, A.J. **Determinação de infiltração e capacidade de campo com uso de uma câmara de infiltração**, Itaguaí, RJ: 1995. 52 p. Tese (Mestrado) UFRRJ.
- FABIAN, A. J., OTTONI FILHO, T.B. Determinação da capacidade de campo “in situ” ou através de regressão, usando uma câmara de fluxo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 2000 (no prelo)
- FARIA, R. T., CARAMORI, P. H. Caracterização físico-hídrica de um Latossolo Roxo Distrófico do município de Londrina, PR. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília, n.12, p. 1303-1311, 1986.
- FREIRE, J.C. **Retenção de umidade em perfil oxissol do município de Lavras**, Minas Gerais. Piracicaba: 1975. 76 p. Tese(Mestrado) ESALQ/USP.

- GHILDYAL, B.P., SATYANARAYAMA, T. Effects of compaction on the physical properties of four different soils. **Indian Journal Society Soil Science**, v.13, p.149-155, 1965.
- GROHMANN, F., MEDINA, H.P. Características de umidade dos principais solos do Estado de São Paulo. **Bragantia**, Campinas, v. 21, n.18, p.285-295, 1962.
- HILLEL, D. Basic physical properties of soils. In: _____. **Soil and water physical principles and processes**. New York: Academic Press, 1971(a). p.7-27.
- HILLEL, D. "Field Capacity" In: _____. **Soil and water physical principles and process**. New York: Academic Press, 1971(b) . p. 162-165.
- HILLEL, D. Soil-moisture characteristics curve. In: _____. **Soil and water physical principles and processes**. New York: Academic Press, 1971(c). p.61-65.
- JAMISON, V.C. Pertinent factors governing the availability of soil moisture to plants. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, V.81, p.459-471, 1956.
- JORGE, J.A., CAMARGO, O.A., VALADARES, J.M.A.S. Condições físicas de um latossolo vermelho-escuro quatro anos após aplicação de lodo de esgoto e calcário. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, n. 15, p. 237-240, 1991.
- KIEHL, E.J. **Manual de edafologia, relações solo-planta**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1979. 264 p.

- MACEDO, J.R. **Determinação de retenção hídrica por correlação múltipla e de variabilidade espacial em solos podzólicos de Seropédica RJ.** Itaguaí,RJ: 1991. 174 p. Tese(Mestrado) UFRRJ.
- MANZATTO, C.V. **Pedogênese toposequencial de solos desenvolvidos de sedimentos do Terciário no Norte Fluminense: Um subsídio ao manejo agrícola racional.** Campos dos Goytacazes, RJ: 1998. 198p. Tese (Doutorado) UENF.
- MARCOS, Z.Z. **Morphologia and physical properties of fine-texture oxisols, state of São Paulo.** Ohio: 1971. 272 p. Tese (PhD) State University.
- MASUTTI, M.N., RODRIGUES, J.J.V. Estimating soil water parameters from texture and organic matter for soil of the coastal forest zone of Pernambuco – Brazil. In: WORLD CONGRESS OF SOIL SCIENCE, 16, Montpellier, 1998. **Proceedings...** Montpellier:ISSS, 1998. 6p.
- MEDINA, B.F., OLIVEIRA JUNIOR, R.C. Relações entre capacidade de campo determinada “in situ” e em laboratório em latossolo amarelo muito argiloso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, n. 11, p. 91-95, 1987.
- MOREIRA, J.A.A., SILVA, C.J.C.G. Características de retenção de água de um solo podzólico vermelho-amarelo de Goiana, Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 22, n. 4, p. 411-418, abr. 1987.
- MOURA FILHO, W. e BUOL, S.W. Studies of a latossol roxo (Eutruxox) in Brazil. **Experientiae**, Viçosa, v.13, p.201-234, 1972.

- OLIVEIRA JUNIOR, R.C., VALENTE, M.A., RODRIGUES, T.E., SILVA, J.M.L.
Caracterizações físico-hídrica de cinco perfis de solos do nordeste paranaense.
In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIA DO SOLO, 13, Água de Lindóia, 1996. Anais... Campinas: Software Gráfico Comércio e Serviços, 1996. CD-ROM.
- OLIVEIRA, L.B., MELO, V. Estudo da disponibilidade de água em um solo da estação experimental de Itaparema, Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.6, p.31-37, 1971.
- PETERSEN, G.W., CUNNINGHAM, R.L., MATELSKI, R.P. M. Moisture characteristics of Pennsylvania soils. I. Moisture retention as related to texture. **Soil Science Society American Proceedings**, Madison, v.32, n.2, p. 271-275, Mar./Apr. 1968.(a)
- PETERSEN, G.W., CUNNINGHAM, R.L., MATELSKI, R.P. Moisture characteristics of Pennsylvania soils. II. Soil factors affecting moisture retention within a textural class - Silt Loam. **Science Society American Proceedings**, Madison, v. 32, n. 6, p. 866-870, Nov./Dec. 1968.(b)
- PRIMAVESI, O., MELO, F.A.F., LIBARDI, P.L. Seleção preliminar de parâmetros físicos mais adequados para estudar o efeito de compactação de amostras de solo na produção de matéria seca vegetal de feijoeiro (*Phaseolus vulgaris*). **Anais da ESALQ**, Piracicaba, v.41, n.1, p.449-483, 1984.

- REEVE, M. I. , SMITH, P.D. , THOMASSON, A. J. The effects of density on water retention properties of field soils. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.24, p.355-367, 1973.
- REICHARDT, K. **Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera**. 4. ed. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 466 p.
- RICHARDS, L.A., FIREMAN, M. Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. **Soils Science**, v.56, n.1, p.395-404, 1943.
- RICHARDS, L.A., WADLEIGH, C.N. Soil water and plant growth. In: _____ **Soil Physical conditions and plant growth**. New York: Academic Press, 1952. p.73-252.
- ROBINSON, F.E. Required percent air space for normal growth of sugar cane. **Soil Science**, Baltimore, v.98, p.206-207, 1964.
- RODELLA, A.A., Métodos de análise do solo, tecido vegetal e torta de filtro. In: ORLANDO FILHO, J. , coord. **Nutrição e adubação da cana-de-açúcar no Brasil**. Piracicaba: IAA/Planalsucar, 1983. cap.15, p.351-368.
- ROTH, C.H., CASTRO FILHO, C., MEDEIROS, G.B. Análise de fatores físicos e químicos relacionados com a agregação de um latossolo roxo distrófico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, n. 15, p. 241-248, 1991.

- SALTER, P.J., BERRY, G., WILLIAMS, J.B. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. III. Quantitative relationships between particle size, composition and available – water capacity. **Journal of Soil Science**, v.17, n.1, p.93-98, 1965.
- SALTER, P.J., WILLIAMS, J.B. The influence of texture on the moisture characteristics of soils V. Relationship between particle-size composition and moisture contents at the upper and lower limits of available-water. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 20, n. 1, p. 126-131, 1969.
- SCARDUA, R. **Porosidade livre de água de dois solos do município de Piracicaba, SP**. Piracicaba: 1972. 83 p. Tese(Mestrado) ESALQ/USP.
- SHETRON, S.G. Distribution of free iron and organic carbon as related to available water in some forested sandy soils. **Soil Science Society American Proceedings**, Madison, v. 38, n. 2, p. 859-862, 1974.
- STOLF, R. A compactação do solo e perspectivas da subsolagem em citros. **Laranja**, Cordeirópolis, v.2, n.8, p.283-308, 1987.
- SWARTZ, W.E., KARDOS, L.T. Effects of compaction on physical properties of sand soil peat mixtures at various moisture contents. **Agronomy Journal**, Madison, v.55, p.7-10, 1963.
- TAYLOR, H.M., BURNETT, E. Some effects of compacted soil pans on plant growth in the Southern Great Plains. **Journal Soil Water Conservation**, Anpeny, v.18, n.235-236, 1963.

- TAYLOR, S.A. Oxygen diffusion in porous media as a measure of soil aeration. **Soil Science Society American Proceedings**, Madison, v.14, p.55-61, 1950.
- THURLER, A.M. **Estimativa da macro e da microporosidade através da granulometria e densidades de partículas e do solo**. Piracicaba, SP: 1989. 66 p. Tese (Mestrado) ESALQ.
- TISDALL, J.M., OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal Soil Science**, London, n. 33, p. 141-163, 1982.
- VEIHMEYER, F.J., HENDRICKSON, A.H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. **Soil Science**, v. 32, n.3, p.181-193, 1931.
- VIEIRA, M.J. Comportamento físico do solo em plantio direto. In: _____. **Atualização em plantio direto**. Campinas: Fundação Cargill, 1985. p. 163-179.
- VOMOCIL, J.A., FLOCKER, W. J. Effect of soil compaction on storage and movement of soil air and water. **Transaction of the ASAE**, ST. Joseph, v.4, n.2, p.242-246, 1961.
- WEAVER, H.A. Tractor use effects on volume weight of Davidson loam. **Agricultural Engineering**, St. Joseph, v.31, p.182-183, 1950.
- WILLIAMS, R.D., AHUJA, L.R., NANEY, J.W. Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density, and limited data. **Soil Science**, Baltimore, v.153, n.3, p.172-184, 1992.

- WINKLER, E. I. G., GOEDERT, W.J. Características hídricas dos solos de Pelotas, RS. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, Série Agronômica, v.7, p.1- 4, 1972.
- YANG, S.J., DE JONG, E. Effect of soil water potential and bulk density on water uptake patterns and resistance to flow of water in wheat plants. **Canadian Journal Soil Science**, Ottawa, v.51, p.211-220,1971.

ANEXO

Tabela 1a: Dados obtidos a partir das amostras indeformadas.

Amostra	DP g.cm ⁻³	DS g.cm ⁻³	PT q%	0,006 MPa		Macro q%	0,01 MPa	
				U%	q%		U%	q%
1	2.64	1.28	51.5	33.2	42.5	9.0	31.5	40.3
		1.22	53.8	32.9	40.1	13.6	31.1	37.9
		1.24	53.0	31.9	39.6	13.5	30.2	37.4
		1.29	51.1	31.7	40.9	10.2	30.2	39.0
2	2.64	1.28	51.5	28.9	37.0	14.5	27.4	35.1
		1.32	50.0	29.3	38.7	11.3	27.7	36.6
		1.39	47.3	28.1	39.1	8.3	26.8	37.3
		1.33	49.6	30.0	39.9	9.7	28.4	37.8
3	2.64	1.33	49.6	27.8	37.0	12.6	26.6	35.4
		1.33	49.6	27.5	36.6	13.0	26.1	34.7
		1.28	51.5	27.3	34.9	16.6	26.1	33.4
		1.39	47.3	27.0	37.5	9.8	25.9	36.0
4	2.62	1.39	46.9	24.0	33.4	13.6	22.8	31.7
		1.38	47.3	24.8	34.2	13.1	23.7	32.7
		1.33	49.2	24.3	32.3	16.9	23.3	31.0
		1.34	48.9	25.0	33.5	15.4	23.9	32.0
5	2.61	1.45	44.4	21.2	30.7	13.7	20.2	29.3
		1.43	45.2	21.2	30.3	14.9	20.0	28.6
		1.47	43.7	21.3	31.3	12.4	20.0	29.4
		1.54	41.0	20.4	31.4	9.6	19.4	29.9
6	2.64	1.59	39.8	17.5	27.8	11.9	16.2	25.8
		1.59	39.8	19.0	30.2	9.6	17.2	27.3
		1.57	40.5	18.4	28.9	11.6	16.8	26.4
		1.63	38.3	17.9	29.2	9.1	16.8	27.4

Amostra	DP g.cm ⁻³	DS g.cm ⁻³	PT q %	0,006 MPa		Macro q %	0,01 MPa	
				U %	q %		U %	q %
7	2.63	1.65	37.3	16.0	26.4	10.9	14.9	24.6
		1.65	37.3	16.4	27.1	10.2	15.1	24.9
		1.58	39.9	16.0	25.3	14.6	14.8	23.4
		1.58	39.9	16.8	26.5	13.4	15.3	24.2
8	2.63	1.68	36.1	14.2	23.9	12.3	13.1	22.0
		1.63	38.0	15.1	24.6	13.4	14.0	22.8
		1.63	38.0	15.0	24.5	13.6	14.1	23.0
		1.65	37.3	15.0	24.8	12.5	14.0	23.1
9	2.62	1.64	37.4	13.9	22.8	14.6	12.4	20.3
		1.63	37.8	13.4	21.8	15.9	12.2	19.9
		1.63	37.8	13.6	22.2	15.6	12.3	20.0
		1.66	36.6	13.5	22.4	14.2	12.2	20.3
10	2.62	1.64	37.4	12.6	20.7	16.7	11.3	18.5
		1.70	35.1	12.2	20.7	14.2	11.2	19.0
		1.65	37.0	12.7	21.0	16.1	11.4	18.8
		1.62	38.2	12.2	19.8	18.4	10.7	17.3
11	2.62	1.51	42.4	10.0	15.1	27.3	8.7	13.1
		1.59	39.3	10.1	16.1	23.3	8.7	13.8
		1.51	42.4	10.5	15.9	26.5	9.1	13.7
		1.58	39.7	10.3	16.3	23.4	8.8	13.9
12	2.62	1.57	40.1	9.2	14.4	25.6	7.7	12.1
		1.52	42.0	8.5	12.9	29.1	7.5	11.4
		1.57	40.1	8.5	13.3	26.7	7.3	11.5
		1.55	40.8	8.6	13.3	27.5	7.1	11.0
13	2.61	1.44	44.8	8.7	12.5	32.3	7.3	10.5
		1.46	44.1	9.5	13.9	30.2	7.6	11.1
		1.51	42.1	7.8	11.8	30.4	6.3	9.5
		1.50	42.5	8.8	13.2	29.3	7.3	11.0

Tabela 1b: Dados a partir das amostras indeformadas (continuação).

Amostra	0,033 MPa		0,05 MPa		0,1 MPa		0,3 MPa		1,5 MPa	
	U%	q %	U%	q %	U%	q %	U%	q %	U%	q %
1	29.5	37.8	27.9	35.7	27.4	35.1	26.7	34.2	24.0	30.7
	29.2	35.6	27.7	33.8	26.7	32.6	26.3	32.1	23.4	28.5
	28.3	35.1	26.6	33.0	25.7	31.9	25.1	31.1	22.0	27.3
	28.6	36.9	27.2	35.1	26.3	33.9	25.8	33.3	23.2	29.9
2	25.6	32.8	24.2	31.0	23.3	29.8	22.8	29.2	20.3	26.0
	25.9	34.2	24.7	32.6	23.9	31.5	23.4	30.9	21.0	27.7
	25.6	35.6	24.3	33.8	23.5	32.7	23.1	32.1	20.7	28.8
	26.4	35.1	25.2	33.5	24.5	32.6	23.9	31.8	21.3	28.3
3	23.7	31.5	23.3	31.0	22.3	29.7	21.6	28.7	19.1	25.4
	23.1	30.7	22.6	30.1	21.6	28.7	20.9	27.8	18.4	24.5
	22.9	29.3	22.4	28.7	21.4	27.4	20.7	26.5	18.2	23.3
	22.6	31.4	22.2	30.9	21.1	29.3	20.4	28.4	17.9	24.9
4	19.7	27.4	19.2	26.7	18.1	25.2	17.4	24.2	15.0	20.9
	20.5	28.3	20.1	27.7	19.0	26.2	18.3	25.3	15.9	21.9
	20.3	27.0	19.8	26.3	18.6	24.7	17.8	23.7	15.2	20.2
	20.7	27.7	20.2	27.1	19.1	25.6	18.3	24.5	15.8	21.2
5	16.8	24.4	16.8	24.4	15.7	22.8	14.9	21.6	12.3	17.8
	17.1	24.5	16.6	23.7	15.5	22.2	14.7	21.0	12.0	17.2
	17.3	25.4	16.7	24.5	15.6	22.9	14.8	21.8	12.2	17.9
	17.0	26.2	16.5	25.4	15.4	23.7	14.7	22.6	12.2	18.8
6	14.0	22.3	13.7	21.8	13.1	20.8	12.8	20.4	11.9	18.9
	14.5	23.1	14.1	22.4	13.4	21.3	13.1	20.8	12.0	19.1
	14.6	22.9	14.3	22.5	13.7	21.5	13.4	21.0	12.3	19.3
	14.9	24.3	14.6	23.8	14.1	23.0	13.7	22.3	12.7	20.7

Amostra	0,033 MPa		0,05 MPa		0,1 MPa		0,3 MPa		1,5 MPa	
	U%	q %	U%	q %	U%	q %	U%	q %	U%	q %
7	12.9	21.3	12.6	20.8	12.1	20.0	11.8	19.5	10.8	17.8
	12.8	21.1	12.5	20.6	12.0	19.8	11.7	19.3	10.7	17.7
	12.7	20.1	12.3	19.4	11.7	18.5	11.5	18.2	10.4	16.4
	13.1	20.7	12.8	20.2	12.2	19.3	11.9	18.8	10.9	17.2
8	11.1	18.6	10.8	18.1	10.1	17.0	9.9	16.6	8.9	15.0
	11.9	19.4	11.6	18.9	10.9	17.8	10.6	17.3	9.5	15.5
	11.7	19.1	11.4	18.6	10.7	17.4	10.4	17.0	9.3	15.2
	12.1	20.0	11.8	19.5	11.2	18.5	11.0	18.2	9.9	16.3
9	10.0	16.4	9.8	16.1	9.1	14.9	8.8	14.4	7.8	12.8
	10.1	16.5	9.8	16.0	9.2	15.0	8.9	14.5	8.0	13.0
	10.2	16.6	10.0	16.3	9.3	15.2	9.0	14.7	8.1	13.2
	10.3	17.1	10.0	16.6	9.4	15.6	9.1	15.1	8.1	13.4
10	9.5	15.6	9.1	14.9	8.5	13.9	8.1	13.3	7.4	12.1
	9.1	15.5	8.8	15.0	8.2	13.9	7.9	13.4	7.1	12.1
	9.1	15.0	8.8	14.5	8.2	13.5	7.9	13.0	7.1	11.7
	8.7	14.1	8.4	13.6	7.8	12.6	7.3	11.8	6.5	10.5
11	6.5	9.8	6.2	9.4	5.8	8.8	5.5	8.3	4.8	7.2
	6.8	10.8	6.5	10.3	6.0	9.5	5.7	9.1	5.0	8.0
	6.8	10.3	6.5	9.8	6.0	9.1	5.7	8.6	5.1	7.7
	7.0	11.1	6.7	10.6	6.3	10.0	6.0	9.5	5.3	8.4
12	5.6	8.8	5.3	8.3	4.8	7.5	4.5	7.1	4.0	6.3
	5.4	8.2	5.1	7.8	4.4	6.7	4.3	6.5	3.8	5.8
	5.2	8.2	5.0	7.9	4.5	7.1	4.3	6.8	3.8	6.0
	5.2	8.1	5.0	7.8	4.6	7.1	4.3	6.7	3.8	5.9
13	5.4	7.8	5.1	7.3	4.5	6.5	4.1	5.9	3.1	4.5
	5.8	8.5	5.6	8.2	4.9	7.2	4.5	6.6	3.5	5.1
	4.7	7.1	4.5	6.8	3.9	5.9	3.5	5.3	2.7	4.1
	5.3	8.0	5.0	7.5	4.4	6.6	4.0	6.0	3.1	4.7