



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
COPEAG - COORD. DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENG. AGRÍCOLA



PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

Dissertação de Mestrado

EFEITOS DE DIFERENTES FONTES E NÍVEIS E MATÉRIA
ORGÂNICA EM ALGUMAS PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS
DO SOLO: USO DA APROXIMAÇÃO FRACTAL

FRANCISCO JARDEL RODRIGUES DA PAIXÃO

Campina Grande
Paraíba

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

Dissertação Apresentada na Área de Irrigação e Drenagem

**EFEITOS DE DIFERENTES FONTES E NÍVEIS DE MATÉRIA
ORGÂNICA EM ALGUMAS PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS
DO SOLO: USO DA APROXIMAÇÃO FRACTAL**

FRANCISCO JARDEL RODRIGUES DA PAIXÃO

CAMPINA GRANDE-PB

MARÇO, 2006

FRANCISCO JARDEL RODRIGUES DA PAIXÃO

**EFEITOS DE DIFERENTES FONTES E NÍVEIS DE MATÉRIA
ORGÂNICA EM ALGUMAS PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS
DO SOLO: USO DA APROXIMAÇÃO FRACTAL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, PB, em cumprimento as exigências para obtenção do Grau de Mestre.

CAMPINA GRANDE-PB

MARÇO, 2006



FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCC

P149e Paixão, Francisco Jardel Rodrigues da
2005 Efeitos de diferentes fontes e níveis de matéria orgânica em algumas propriedades físico-hídricas do solo: uso da aproximação fractal / Francisco Jardel Rodrigues da Paixão. — Campina Grande, 2005.
90fs. il.

Inclui bibliografia.

Mestrado (Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Campina Grande.
Orientadores: Carlos Alberto Vieira de Azevedo e Antônio Ricardo dos Santos de Andrade.

I— Irrigação 2— Manejo 3 Movimento de água no solo I— Título

CDU 631.67

PARECER FINAL DO JULGAMENTO DA DISSERTAÇÃO DO MESTRANDO

FRANCISCO JARDEL RODRIGUES DA PAIXÃO

**EFEITO DE DIFERENTES FONTES E NÍVEIS DE MATÉRIA ORGÂNICA EM
ALGUMAS PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DO SOLO: USO DA
APROXIMAÇÃO FRACTAL**

BANCA EXAMINADORA

PARECER



Dr. Carlos Alberto Vieira de Azevedo-Orientador



Dr. Carlos Alberto Vieira de Azevedo-Orientador



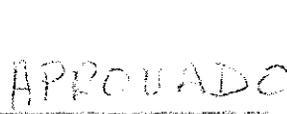
Dr. Antônio Ricardo dos Santos Andrade-Orientador



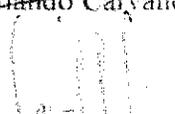
Dr. Antônio Ricardo dos Santos Andrade-Orientador



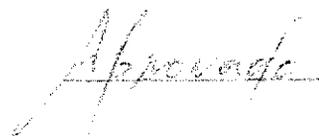
Dr. Hugo Orlando Cayallo Guerra-Examinador



Dr. Hugo Orlando Cayallo Guerra-Examinador



Dr. Everaldo Mariano Gomes-Examinador



Dr. Everaldo Mariano Gomes-Examinador

MARÇO - 2006

*Dedico a Deus e a meus pais, que
sempre estiveram ao meu lado, como
referencial de moral e ética.*

AGRADECIMENTOS

A Deus e a minha família, meu Pai Francisco Adonilson da Paixão e minha mãe, Valdeniza Rodrigues da Paixão, meus incentivadores constantes.

A minha noiva, Ticiane Leite Costa, que desde minha graduação tem sido minha grande companheira e incentivadora na vida acadêmica e profissional.

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Antônio Ricardo Santos de Andrade e Prof. Dr. Carlos Alberto V. de Azevedo, pela atenção e transmissão de conhecimentos. Aos Professores da Unidade Acadêmica de Engenharia Agrícola José Dantas Neto, Vera Lúcia Antunes, Hans Haj Gheyi, Hugo Orllando C. Guerra e Josivanda Palmeira Gomes (1º. Prof. do DEAg que conheci) pela atenção, amizade e contribuição durante o curso.

À Universidade Federal de Campina Grande que possibilitou a realização do curso de Mestrado, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo financiamento da bolsa de estudos; à Empresa de Pesquisa Agropecuária da Paraíba – EMEPA, na pessoa do pesquisador Msc. Walter C. Carolino e ao Centro Nacional de Pesquisa do Algodão na pessoa do pesquisador José Renato C. Bezerra, pelo condicionamento da área de realização deste trabalho, aquisição de equipamentos e transporte.

A todos os funcionários e técnicos do DEAg, em especial aos do Laboratório de Irrigação e Salinidade (MSc. José Maria da Silva, DSc. Adilson David Barros, Sr. Pedro, Chico, Wilson e Doutor) que sempre estiveram prontos para me auxiliar.

Aos meus colegas Valfísio, Cláudio, Daniel, Cira, Frederico e Elieser, pelos momentos de discussões e descontração extremamente proveitosas e engrandecedoras; em especial à Luciana Façanha Marques, por não ter sido não apenas colega e, sim, uma grande amiga.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS	xiii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	Xv
1. INTRODUÇÃO	15
1.1. Objetivos	17
1.1.1. Objetivo geral	17
1.1.2. Objetivos específicos	17
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
2.1. Textura e extura	18
2.2. Infiltração da água no solo	19
2.3. Condutividade hidráulica do solo	21
2.3.1. Determinação da condutividade hidráulica	22
2.4. Curva de retenção de água no solo	23
2.5. Modelos matemáticos para descrição da condutividade hidráulica do solo saturado e da curva de retenção de água no solo	24
2.6. Modelos matemáticos para descrição do processo de infiltração	25
2.6.1. Modelos empíricos	25
2.6.2. Modelos de regressões não lineares	27
2.7. Água disponível para as plantas (AD)	27
2.8. Matéria orgânica	28
2.9. Geometria fractal	29
2.10. Uso da teoria dos fractais em estudos de física do solo	31
2.10.1. Ajuste da curva de retenção com uso da aproximação fractal (D_{SWRC} e D_{PSD})	32
3. MATERIAL E MÉTODOS	34
3.1. Localização e caracterização da área experimental	34

3.2. Área e delineamento experimental	34
3.3. Condução do experimento	36
3.4. Medições de campo da infiltração	37
3.5. Condutividade hidráulica do solo saturado	38
3.5.1 Método de campo	38
3.5.2. Método indireto	39
3.6 Curva de retenção de água no solo	39
3.7 Análise granulométrica	40
3.8 Densidade do solo	40
3.9 Água disponível para as plantas	40
3.10 Determinação da dimensão fractal	40
3.11 Método PSD	41
3.12. Método SWRC	41
3.13. Análise estatística	44
4.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO	46
4.1. Análise descritiva dos parâmetros físico-hídricos do solo	46
4.1.1. Textura do solo	46
4.1.2. Ajustes da taxa de infiltração	47
4.1.3. Medições da taxa de infiltração	50
4.1.4. Densidade do solo e água disponível	52
4.2. Influência da matéria orgânica sem a dimensão fractal	54
4.2.1. Atributos físico-hídricos e teor de matéria orgânica do solo	54
4.3. Determinação da dimensão fractal	57
4.3.1. Estimativa da dimensão fractal pelo método D_{PSD}	58
4.3.2. Estimativa da dimensão fractal pelo método D_{SWRC}	59
4.3.3. Ajuste da curva de retenção com base na aproximação fractal	60
4.3.4. Estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado	64
4.3.5. Estimativa da água disponível	65
4.3.6. Influencia da matereia organica na dimenssao fractal (D) do solo	67
5. CONCLUSÃO	70
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Resumo estatístico dos separados texturais do solo nas profundidades estudadas e nos pontos de coleta, Campina Grande, PB, 2006	46
Tabela 2.	Valores dos parâmetros e coeficientes de determinação das regressões não lineares e dos modelos empíricos de Kostiakov, Horton e Kostiakov-Lewis (médias dos 36 testes realizados em campo), Campina Grande, PB, 2006.	48
Tabela 3.	Momentos estatísticos dos dados da velocidade de infiltração medida nos 36 testes e da infiltração acumulada de água no solo, Campina Grande, PB, 2006.	51
Tabela 4.	Resumo estatístico referente às taxas de infiltração de água no solo, obtidas nos 32 testes de campo, para as quatro quantidades de torta de mamona de algodão e a testemunha, Campina Grande, PB, 2006.	52
Tabela 5.	Resumo estatístico da densidade do solo (D_s) e água disponível (AD) nas três profundidades estudadas, Campina Grande, PB, 2006	53
Tabela 6.	Análise de variância da velocidade básica de infiltração de água no solo (VIB), densidade do solo (D_s), água disponível (AD) e teor de matéria orgânica (MO), submetidos aos diferentes tratamentos, Campina Grande, PB, 2006	54
Tabela 7.	Valores médios da velocidade básica de infiltração de água no solo (VIB), densidade do solo (D_s), água disponível (AD), submetidas aos diferentes tratamentos, Campina Grande, PB, 2006	55
Tabela 8.	Resumo estatístico da dimensão fractal do solo determinada pelo método baseado na distribuição do tamanho de partículas (D_{PSD}), Campina Grande, PB, 2006	58
Tabela 9.	Resumo estatístico da dimensão fractal do solo determinada pelo método baseado na curva de retenção de água do solo (D_{SWRC}), Campina Grande, PB, 2006.	59
Tabela	Resumo estatístico dos valores médios da umidade volumétrica ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) do solo nas respectivas profundidades estudadas em função do potencial	

	matricial aplicado, Campina Grande, PB, 2006	61
Tabela	Erro padrão de estimativa para os modelos de ajustes da curva de retenção de água no solo nas três profundidades estudadas, Campina Grande, PB, 2006	62
Tabela 12.	Valores médios experimentais e estimados da condutividade hidráulica do solo saturado, para as três profundidades do solo, Campina Grande, PB, 2006 . .	65
Tabela 13.	Resumo estatístico da água disponível determinada pelo método de laboratório (Câmara e pressão), estimada pela dimensão Eq. de Brooks e corey com fractal (D_{PSD} e D_{SWRC}) e sem a dimensão fractal, profundidades em estudo	66
Tabela 14.	Análise da variância da dimensão fractal determinada com base na curva de retenção e com base na curva de distribuição do tamanho das partículas do solo, submetidas aos diferentes tratamentos. Campina Grande, PB, 2006	68
Tabela 15.	Valores médios da dimensão fractal determinada com base na curva de retenção e com base na curva de distribuição do tamanho das partículas do solo submetidas aos diferentes tratamentos. Campina Grande, PB, 2006 . . .	69

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Figura 1. Imagem fractal de uma planta e da matriz do solo	30
Figura 2. Croqui da área experimental e diagrama esquemático das parcelas	35
Figura 3. Vista parcial da área e respectivas divisões das parcelas experimentais	36
Figura 4. Cilindro infiltrômetro com bóia reguladora do nível da água (A), reservatório de alimentação para manter o nível constante no cilindro interno, conservando-se uma coluna média de 15 cm de altura em relação à superfície do solo (B), régua graduada para medida do nível da água dentro do reservatório (C)	37
Figura 5. Histograma de frequência das classes texturais para as três profundidades do solo estudadas, Campina Grande, PB, 2006. AF – areia fina, AMF – areia muito fina	47
Figura 6. Curva dos valores médios de velocidade de infiltração obtidos em campo e os calculados pelos modelos empíricos (A), valores médios de velocidade de infiltração obtidos em campo e os calculados pela regressão não linear (B), Campina Grande, PB, 2005	49
Figura 7. Valores médios das taxas de infiltração medidas e calculadas pelos modelos empíricos (A) e valores médios das taxas de infiltração medidas e calculadas pelos modelos empíricos (B), Campina Grande, PB, 2005	50
Figura 8. Curva dos valores médios da velocidade de infiltração e infiltração acumulada medidas em campo, Campina Grande, PB, 2006	51
Figura 9. Diferentes momentos estatísticos da densidade do solo e água disponível, em função das três profundidades estudadas. Campina Grande, PB, 2006	54
Figura 10. Valores médios de velocidade de infiltração básica da água no solo (VIB), densidade do solo (Ds), água disponível (AD) teor de matéria orgânica (MO) estudados quando o solo foi submetido as diferentes quantidades de torta de mamona e de algodão, Campina Grande, PB, 2006	57
Figura 11. Curvas de retenção de água no solo ajustadas pelos três modelos avaliados, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-60 cm, Campina Grande, PB, 2006	63
Figura 12. Histograma de frequência de água disponível, nas três profundidades, Campina Grande, PB, 2006	67

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

t -	tempo, h
Ψ_m -	Potencial matricial do solo, kPa
ψ_o -	Potencial osmótico, kPa
μ_{10} -	Porosidade drenável do solo na tensão de 10 kPa
θ_s -	Umidade de saturação, $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
θ_R -	Umidade residual, $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
V_T -	Volume total da amostra de solo, cm^3
V_0 -	Volume total de poros quando o poro de raio mínimo se aproxima de zero, cm^3
h_0 -	Valor absoluto da tensão de água no ponto de entrada de ar, ou seja, tensão de borbulhamento (crítica) a partir da qual a água começa a ser drenada no solo
$\theta(h)$ -	umidade do solo em base de volume, na tensão h
BC -	modelo de Brooks e Corey
D -	Dimensão fractal
D_{SWRC} -	Dimensão baseada na curva de retenção de água no solo
D_{PSD} -	Dimensão baseada na curva de distribuição de partículas
r_{min} -	Raio mínimo de poros
E -	representa a dimensão euclidiana
W(R) -	massa acumulativa das partículas do solo
R -	raio médio das partículas do solo, cm
V_b -	velocidade de infiltração básica de água no solo, cm h^{-1}
L -	profundidade do anel enterrado no solo, cm
h -	carga hidráulica, cm
K_s -	condutividade hidráulica saturada, cm h^{-1}
$K_{(\theta)}$ -	condutividade hidráulica não saturada, cm h^{-1}

Efeitos de diferentes fontes de matéria orgânica nas propriedades físico-hídricas do solo, determinadas através da teoria fractal

RESUMO: Objetivando-se avaliar o efeito de diferentes fontes e quantidades de matéria orgânica nas propriedades físico-hídricas do solo, determinadas pela teoria fractal conduziu-se, na estação experimental da Empresa Estadual de Pesquisas Agropecuárias da Paraíba, EMEPA-Lagoa Seca, um experimento de campo em blocos casualizados com quatro repetições e nove tratamentos compostos de torta de mamona (TM1 = 3.000, TM2 = 6.000, TM3 = 10.000 e TM4 = 13.000 kg ha⁻¹), torta de algodão (TA1 = 4.000, TA2 = 8.000, TA3 = 12.000 e TA4 = 16.000 kg ha⁻¹), e a testemunha (ST - sem matéria orgânica). A curva de retenção de água no solo foi estimada através dos modelos de Brooks e Corey, Brooks e Corey modificado para a dimensão fractal estabelecidas a partir das medições, em laboratório, da curva de retenção de água no solo, e Brooks e Corey definida para a dimensão fractal determinada a partir da curva de distribuição de partículas do solo determinada em laboratório. A condutividade hidráulica saturada foi estimada pela dimensão fractal do solo. Constataram-se em todos os tratamentos com matéria orgânica, diferenças significativas nos valores da velocidade de infiltração básica e da água disponível, em relação ao tratamento sem matéria orgânica não havendo, entretanto, diferenças significativas nessas variáveis e na densidade do solo nos tratamentos com matéria orgânica. Para o tratamento sem matéria orgânica, a densidade do solo diferiu apenas do tratamento com torta de algodão, na quantidade de 16.000 kg ha⁻¹. Quanto ao teor de matéria orgânica, os tratamentos com matéria orgânica nas quantidades de 13.000 kg ha⁻¹ de torta de mamona e de 12.000 e 16.000 kg ha⁻¹ de torta de algodão, apresentaram diferenças significativas em relação ao tratamento sem matéria orgânica e aos demais tratamentos com matéria orgânica; entretanto, os tratamentos com 13.000 kg ha⁻¹ de torta de mamona e com 12.000 kg ha⁻¹ de torta de algodão foram estatisticamente iguais. O uso da dimensão fractal nas estimativas da condutividade hidráulica saturada e da curva de retenção de água no solo, permitiu avaliar satisfatoriamente essas propriedades.

Palavras-chave: matéria orgânica, física do solo, dimensão fractal

**Effects of different sources of organic matter on soil hydric and physical properties
determined through the fractal theory**

ABSTRACT: Aiming to evaluate the effects of different sources and amounts of organic matter on soil hydric and physical properties, determined by fractal theory, a field experiment was conducted at the experimental station of the State Company of Agricultural Researches of Paraíba state, Brazil, in randomized blocks with four replications and nine treatments composed of castor oil plant pie (TM1 = 3,000, TM2 = 6,000, TM3 = 10,000 and TM4 = 13,000 kg ha⁻¹), cotton pie (TA1 = 4,000, TA2 = 8,000, TA3 = 12,000 and TA4 = 16,000 kg ha⁻¹), and the control (ST - without organic matter). The soil water retention curve was estimated through the models of Brooks and Corey, Brooks and Corey modified for the fractal dimension based on laboratory measurements of the soil water retention curve, and Brooks and Corey modified for the fractal dimension based on soil particles distribution curve determined at laboratory. The saturated hydraulic conductivity was estimated by the soil fractal dimension. It was verified that in all treatments with organic matter happened significant differences in the values of the basic infiltration velocity and of the available water, in relation to the treatment without organic matter; not having, however, significant differences in those variables and in the soil density in the treatments with organic matter. For the treatment without organic matter the soil density differed only from the treatment with cotton pie in the amount of 16,000 kg ha⁻¹. Regarding the organic matter content, the treatments with organic matter in the amounts of 13,000 kg ha⁻¹ of castor oil plant pie and of 12,000 and 16,000 kg ha⁻¹ of cotton pie presented significant differences in relation to the treatment without organic matter and to the other treatments with organic matter; however, the treatments with 13,000 kg ha⁻¹ of castor oil plant pie and with 12,000 kg ha⁻¹ of cotton pie were statistically equals. The use of the fractal dimension in the estimates of the saturated hydraulic conductivity and of the soil water retention curve allowed evaluating those properties satisfactorily.

Key words: organic matter, soil physics, fractal dimension

1.0. INTRODUÇÃO

Em virtude das dimensões continentais e por apresentar grande diversidade de climas, solos e sistemas agrícolas, o Brasil possui 30 milhões de hectares irrigáveis em terras de várzeas, dos quais 10 milhões se encontram próximos aos grandes centros urbanos constituindo, portanto, comprovado potencial para exploração agrícola. Dos cerca de 2,87 milhões de hectares irrigados, a irrigação por superfície continua sendo a mais utilizada, com 59%, além de predominante nas regiões Norte e Sul do País (CHRISTOFIDIS, 1999).

O solo e a água são dois recursos fundamentais para a agricultura. A necessidade de explorá-los e manejá-los eficientemente tem-se tornado uma das mais importantes tarefas nos anos recentes, sendo necessário aprofundar os conhecimentos relativos às propriedades do solo devido à sua relação direta com o desenvolvimento das culturas. O estudo das propriedades físico-hídricas de um solo é de grande significância, visto que afeta grandemente o seu próprio uso.

A exploração racional e econômica de áreas irrigadas, seja em regiões áridas e/ou semi-áridas, requer a elaboração de um criterioso dimensionamento e manejo adequados dos sistemas de irrigação e drenagem levando-se, então, em consideração, as alterações das características físico-hídricas do solo, como forma de atender satisfatoriamente às necessidades hídricas das plantas, prevenindo e identificando a evolução do problema de déficit hídrico, o qual pode influenciar negativamente na produtividade.

A dinâmica da água no solo está diretamente relacionada à produção agrícola; seu conhecimento é, portanto, de interesse fundamental para qualquer tomada de decisão sobre a atividade agrícola dos solos, assumindo um papel importantíssimo no entendimento do movimento de água no solo, sobretudo durante os processos de infiltração, redistribuição e fornecimento de água para as plantas; desta forma, a caracterização dos fatores que afetam, de algum modo, o movimento da água no sistema solo-planta, torna-se imprescindível a uma agricultura com índices de produtividade desejáveis.

Todas as propriedades físico-hídricas do solo afetam, de algum modo, o dimensionamento e o manejo dos sistemas de irrigação e drenagem, sobremaneira aquelas relacionadas ao movimento da água em solo não saturado. Em particular, para fins de irrigação, a taxa de infiltração, a condutividade hidráulica e a curva de retenção

de água no solo, são propriedades de maior interesse devido à sua fundamental importância na resolução de problemas ligados ao movimento, redistribuição e conservação da água no solo e, ainda, capacidade deste em reter água. Informações relativas a essas propriedades são comumente utilizadas nas equações de dimensionamento dos sistemas de irrigação e drenagem como, por exemplo, em estudo de validação de modelos matemáticos para estimativas da quantidade de água no solo, porém a taxa de infiltração e a condutividade hidráulica que geralmente apresentam variabilidade tanto espacial como temporal em virtude dos sistemas de uso e manejo do solo são, então, propriedades de difícil monitoramento, por consumirem muito tempo para suas determinações em campo e exigirem equipamentos laboratoriais e áreas experimentais de custos elevados.

A necessidade de atender à demanda nutricional das plantas vem sendo um impasse constante na agricultura moderna, especialmente de nitrogênio, um dos macronutrientes mais imprescindíveis ao desenvolvimento das culturas, estando intimamente ligado à formação de proteínas; no entanto, a produção desse elemento requer um alto custo de energia e o como alternativa, tem-se a utilização de matéria orgânica como fonte de nutrientes e também como excelente condicionador do solo, capaz de alterar as características químicas, físicas, biológicas e hídricas do solo, fornecendo macro e micronutrientes para as plantas além de favorecer a microfauna do solo; além do mais, seu uso progressivo melhora a capacidade de infiltração da água em solos argilosos, aumenta a capacidade de retenção de água e reduz a densidade dos solos de granulométrica arenosa.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo geral

Ante o exposto, com esta pesquisa se objetivou avaliar os efeitos da aplicação no solo de diferentes quantidades de matéria orgânica advindas da torta de mamona e de algodão, nas propriedades físico-hídricas do solo, estimadas através da aproximação fractal.

1.1.2 Objetivos específicos

- 1) Comparação de ajustes da curva de infiltração através de modelos empíricos e de regressão não linear.
- 2) Avaliação dos efeitos das diferentes fontes e quantidades de matéria orgânica sobre algumas propriedades físico-hídricas e teor de matéria orgânica do solo.
- 3) Determinação da dimensão fractal do solo por meio da distribuição das partículas (PSD) e dos valores da curva de retenção de água no solo (SWRC), obtidas em laboratório.
- 4) Verificar a adequabilidade dos métodos da dimensão fractal na estimativa da curva de retenção de água no solo e da condutividade hidráulica saturada.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Textura e estrutura

Segundo KIEHL (1979) a parte sólida do solo é constituída de material inorgânico e orgânico, intimamente ligados. Em certos solos, o material inorgânico sólido se compõe de partículas grosseiras, dando-lhes aspecto cascalhento ou arenoso; em outros, predominam as partículas minerais coloidais, apresentando ao solo características argilosas. A argila, a matéria orgânica, o calcário, os sesquióxidos de ferro e alumínio, funcionam como agentes cimentantes, agregando as demais partículas de diâmetros superiores.

A textura se refere ao modo como as partículas se encontram distribuídas no perfil do solo, de acordo com seu tamanho, envolvendo conotações quantitativas e qualitativas, em que a escala de tamanho sofre variações que vão desde o cascalho até as partículas diminutas, como os colóides do solo, impossíveis de serem vistos a olho nu. O tamanho das partículas é de suma importância já que ele determina o número de partículas por unidade de volume ou de peso e a superfície a que estas se expõem (REICHARDT, 1990; KLAR, 1991).

A textura do solo é estudada pela análise granulométrica, a qual permite classificar os componentes do solo em classes, de acordo com seus diâmetros. Para uma mesma classe há um limite superior, segundo a escala adotada. As partículas de uma mesma classe de diâmetro apresentam estrutura e composição química diferentes, variando de tamanho e forma, podendo ser cristalizadas ou amorfas e são expressas unicamente pelas classes de tamanho de partículas, dentro de determinadas amplitudes de variação, englobando materiais com diferentes composições e características (KIEHL, 1979), sendo denominadas areia, limo ou silte e argila; portanto, a textura do solo pode ser definida como sendo a proporção relativa dos diferentes grupos de partículas primárias nele existentes.

Para a Sociedade Americana da Ciência do Solo (SSSA, 1965) a distribuição das partículas do solo pelos seus tamanhos, como a quantidade dos distintos separados texturais em uma amostra de solo, geralmente é expressa em percentagem de peso. A distribuição das partículas é uma característica importante na retenção de água do solo, enquanto sua determinação é denominada, comumente, análise físico-mecânica, análise granulométrica, análise de distribuição do tamanho das partículas ou, simplesmente,

análise mecânica, que constitui uma das operações mais importantes destinadas à caracterização dos solos.

Outros pesquisadores BAVER et al. (1938) e PEREIRA (1971) têm demonstrado a influência da distribuição do tamanho das partículas nas propriedades físicas dos solos, tais como: densidade global, porosidade total, capacidade de retenção de água, infiltração e condutividade hidráulica do solo e têm estudado ainda, a influência da distribuição do tamanho das partículas em propriedades químicas do solo, como a capacidade de troca de cátions e o conteúdo de potássio, além de diversos outros cátions (BATISTA, 1977).

A estrutura de um solo pode ser definida como o resultado da agregação das suas partículas primárias, originando formas definidas. As partículas primárias (areia, silte e argila) e mais outros componentes do solo, como a matéria orgânica, o calcário e sais, podem reunir-se em massas distintas, compondo os agregados estáveis, também chamados elementos estruturais ou unidades estruturais, porém os solos arenosos que não formam agregados estáveis são classificados como solos sem estrutura ou solos com estrutura de grãos simples, sendo mais recomendável a expressão estrutura de grãos simples. Nas proximidades da superfície a estrutura do solo é afetada pelo manejo e tipo de vegetação sendo que, nos horizontes mais profundos, ela pouco varia. O conceito de estrutura é qualitativo e descritivo dada dificuldade de se medir e fornecer um número para esta característica.

Em 1960 GROHMANN, citado por AMÉRICO (1979) encontrou, ao estudar diferentes solos, que a porosidade total nos solos argilosos é superior à dos solos arenosos e que os solos argilosos têm alta capacidade de retenção de água e baixa condutividade hidráulica devido à presença de grande quantidade de poros pequenos; por outro lado, a presença de grande proporção de macroporos nos solos arenosos diminui a capacidade de retenção de água e, conseqüentemente, lhe confere alta condutividade hidráulica.

2.2. Infiltração da água no solo

A infiltração é caracterizada por se tratar de um processo dinâmico de penetração vertical da água, através da superfície do solo, no sentido de cima para baixo, sendo a máxima capacidade de água que o solo pode absorver em certas condições físico-hídricas e, em determinado tempo, absorver água (HORTON, 1940).

A determinação de parâmetros relativos à infiltração da água no solo é de grande importância quando se pretende elaborar qualquer projeto de irrigação e drenagem, no que

se refere ao tempo e intensidade de irrigação, escolha do método de irrigação e drenagem, controle à erosão e para estimar as necessidades de revestimento em canais de drenagem (ANTONIO e DORFMAN, 1986; BRANDÃO, 2003).

O processo de infiltração de água no solo ocorre logo após uma chuva ou irrigação, isto é, quando a água do solo tem potencial total (Ψ_T) aproximadamente nulo e esta, por sua vez, o tem negativo, ou seja, tanto mais negativo quanto mais seco o solo se encontrar. Estabelece-se um gradiente de potencial total (∇_{Ψ_T}) que é a soma do gradiente gravitacional (∇_g) e do potencial matricial (∇_{ψ_m}).

No início da infiltração, quando o solo ainda está relativamente seco, o gradiente é muito grande e forças gravitacionais predominam sobre as matriciais mas depois de longo tempo de infiltração, as forças gravitacionais vão perdendo importância em favor das forças matriciais, até que o potencial total passa a ser igual ao matricial, que são as que, finalmente, dominam todo o processo, razão por que a infiltração se caracteriza pelo fato de se tratar de um processo de desaceleração, rápido no início porém decaindo com o tempo. Quando a intensidade de aplicação de água na superfície do solo é alta, a taxa de infiltração decresce mais rapidamente com o tempo, atingindo um valor constante, denominado taxa de infiltração final ou básica (REICHARDT e TIMM, 2004).

Segundo VAUCLIN et al. (1969), para uma infiltração vertical o fluxo de água tende a ser governado pela gravidade e, de forma geral, depende do tempo de início da irrigação, umidade inicial do solo, condutividade hidráulica, condições da superfície e presença de camadas impermeáveis no solo.

VERME e TOOGOOD (1969), afirmam que, à medida que o sistema radicular da planta se desenvolve, aumenta a percentagem de poros do perfil do solo e, portanto, a taxa de infiltração. WISLER e BRATER, citados por AURÉLIO (1992) estudaram os fatores que afetam a infiltração em doze diferentes tipos de solo e observaram que o efeito da cobertura do solo é mais significativo que, propriamente, o tipo do solo. Um dos fatores que não somente influenciam a taxa de infiltração mas, também, a quantidade de água que o solo pode absorver, é seu conteúdo inicial de umidade. PHILIP (1957) afirma que no início da infiltração elevados conteúdos de umidade reduzem a taxa de infiltração porém, incrementam a velocidade de infiltração na frente de molhamento. REICHARDT e TIMM (2004) afirmam que a velocidade com que a água se movimenta no solo não é única e varia muito com o diâmetro e a geometria dos poros do solo; além disso, em situações de campo e/ou em estudos hidrológicos, este processo é extremamente complicado devido às

condições limites de aplicação de água e características, no qual ambos variam no tempo e no espaço.

2.3. Condutividade hidráulica do solo

A condutividade hidráulica do solo é o coeficiente de proporcionalidade entre a velocidade do fluxo e o gradiente hidráulico; também pode ser referida como a propriedade do solo que descreve sua capacidade em transmitir água (GUERRA, 2000); portanto, é um parâmetro do solo capaz de traduzir a rapidez com que ele conduz a água; além disso, é uma função da umidade do solo, sendo tanto maior quanto maior for o conteúdo de umidade do solo, atingindo seu valor máximo na saturação do solo, ou seja, $K(\theta)$ é tanto maior quanto mais úmido for o solo; para o solo saturado ($\theta = \theta_s$), o valor da sua condutividade hidráulica é máximo, diminuindo normalmente na forma exponencial sempre que a umidade diminui. Quando o solo está saturado, este parâmetro se denomina condutividade hidráulica do solo saturado (K_s); ele é, também, uma função do arranjo poroso do solo, razão por que varia de solo para solo e para um mesmo solo, com a sua porosidade e grau de compactação; assim sendo, em dado perfil de solo a condutividade hidráulica pode variar de horizonte para horizonte.

A condutividade hidráulica do solo não saturado é uma das mais importantes propriedades necessárias para a avaliação da redistribuição da água no perfil do solo, sendo esta uma função da umidade e das características físicas do solo e, junto com a curva de retenção de água no solo, se faz necessária na elaboração de projetos de irrigação e drenagem (CRUCIANI, 1983).

O entendimento e a previsão satisfatórios do fluxo de água no solo são essenciais para o planejamento da irrigação e da drenagem, no que se refere ao armazenamento, disponibilidade de água no solo, transporte de nutrientes e controle da infiltração e do escoamento superficial. O uso de modelos numéricos para simular o fluxo de água em solo não saturado tem sido progressivamente difundido; são exemplos os métodos das diferenças finitas (KLUTE, 1986) e os elementos finitos (NEUMAN, 1973; OKA, 1983). Qualquer que seja o método, há necessidade de informações relativas às propriedades hidráulicas do solo, como potencial matricial (ψ_m) em função da umidade θ e da condutividade hidráulica do solo não saturado [$K(\theta)$].

A primeira equação que possibilitou a quantificação do movimento da água em meios porosos saturados foi apresentada por Darcy. Em meios porosos não saturados, a primeira modificação da equação de Darcy foi feita por Buckingham, envolvendo o conhecimento de que a condutividade é função da área do espaço poroso do solo não ocupado por ar, tornando-se dependente, portanto, do conteúdo de água ou do potencial matricial do meio. A equação diferencial geral, entretanto, que descreve o movimento da água em meios porosos, foi apresentada por RICHARDS (1947), e é simplesmente aquela oriunda da substituição da equação de Darcy na equação da continuidade.

Seja para meios porosos saturados ou para os não saturados, a maior dificuldade na quantificação do fluxo da água reside na determinação da condutividade hidráulica. A partir da equação de Richards, vários pesquisadores têm desenvolvido métodos de campo de determinação da $K(\theta)$, com base na técnica do perfil instantâneo; neste sentido, destacam-se os trabalhos de RICHARDS et al. (1956), NIELSEN et al. (1964), PREVEDELLO et al. (1981), PAULETTO et al. (1978) e, com maior evidência, o de HILLEL et al. (1972).

Uma vez que medidas confiáveis da condutividade hidráulica do solo não saturado são difíceis de serem obtidas em condições de campo, em virtude da variabilidade espacial, ao custo de amostragem ou pela demanda de tempo das medidas, muitos pesquisadores têm procurado estabelecer modelos físico-empíricos para se estimar essas propriedades a partir de outra de mais fácil determinação como, por exemplo, a curva de retenção de água no solo (GUERRA, 2000; REICHARDT e TIMM, 2004).

2.3.1 Determinação da condutividade hidráulica

As determinações da condutividade hidráulica do solo saturado (K_S) e não saturado ($K_{(\theta)}$) podem ser realizadas em laboratório, ou diretamente no campo. Dentre os métodos mais utilizados em laboratório se destacam os permeômetros de carga constante e carga variável para quantificação de $K_{(\theta)}$; sob condições de campo, o método mais utilizado de estimativa da função $K_{(\theta)}$ é o método do perfil instantâneo (LIBARDI, 2000 e CARVALHO, 2002).

Problemas metodológicos envolvidos na obtenção da K_0 , desde a amostragem até a sua determinação em laboratório e também em campo, podem levar a uma elevada variabilidade e altos valores dos desvios entre os valores determinados (PREVEDELO, 1996).

Estudos nos quais se comparam diferentes metodologias de determinação de K_0 mostram diferenças significativas entre os valores obtidos, o que pode ser devido a limitações experimentais ou metodológicas assumidas pelos métodos. Diversos pesquisadores propuseram modelos matemáticos para expressar a condutividade hidráulica dos solos destacando-se os trabalhos de HILLEL et al. (1972) e VAN GENUCHIEN (1980), entre outros.

2.4. Curva de retenção de água no solo

Quando o solo está saturado, seu potencial matricial é zero, ao passo que, quando este está seco, o valor pode apresentar até dezenas de atmosferas (negativo). Observa-se, para um intervalo pequeno de umidade, que o potencial matricial tem enorme variação, razão pela qual é comum apresentar as curvas características em gráficos semi-log. A curva característica do solo é determinada apenas uma vez e, sempre que se precise de valores de seu potencial matricial, indica-se a umidade do solo e, através da curva, estima-se o valor do potencial matricial do solo, mas a curva de retenção tem suas limitações; ela varia bastante com pequenas variações de textura, de compactação, da estrutura etc (MELLO et al., 2005).

Em geral, é determinada em laboratório com amostras deformadas, muitas vezes peneiradas com estruturas bem diferentes das que se encontram em campo. Variações de densidade global e de textura de um horizonte para outro dentro do mesmo perfil de solo, podem determinar a necessidade do uso de distintas curvas de retenção de água para cada horizonte, razão por que as curvas de retenção devem ser usadas com muito critério (REICHARDT e TIMM, 2004).

A curva de retenção da água no solo relaciona o potencial matricial e a umidade do solo, a qual pode ser medida à base de massa ou volume. LIBARDI (2000) define de forma mais explicativa, a curva de retenção como sendo a relação funcional entre a quantidade de solução em um volume do solo, em equilíbrio com a tensão aplicada; esta relação parte do princípio de que a água ocupa os espaços porosos do solo sob determinada tensão; e esta tensão é dependente da composição granulométrica e do arranjo estrutural do solo, sendo o conteúdo de umidade do solo inversamente proporcional ao seu potencial matricial.

Existem atributos físico-hídricos cuja determinação é feita em laboratório por meio da determinação do conteúdo de água do solo, onde é realizado o equilíbrio do solo úmido com uma sucessão de potenciais ou sucções conhecidas e se determina o conteúdo de água

do solo a cada vez em que se aplica um potencial matricial diferente (LIBARDI, 2000 e GUERRA, 2002).

De posse da curva característica de água do solo são possíveis inúmeras aplicações práticas e científicas, destacando-se a porosidade drenável, capacidade de campo, ponto de murcha permanente, água disponível, condutividade hidráulica não-saturada, além de balanço hídrico, determinando-se a variabilidade do armazenamento de água no solo (CENTURION e ANDRIOLI, 2000; MELLO et al., 2005).

2.5. Modelos matemáticos para descrição da condutividade hidráulica do solo saturado e da curva de retenção de água no solo

Os modelos matemáticos através dos quais se descrevem a condutividade hidráulica do solo saturado e a curva de retenção de água no solo, tanto empíricos quanto aqueles baseados em princípios físicos, necessitam ser avaliados e/ou calibrados para determinada condição do solo, antes de serem extensivamente utilizados para previsão, tornando-se de fundamental importância uma verificação da aplicabilidade do modelo proposto nesta pesquisa, com uso da aproximação fractal para as condições do solo da região, uma vez que o desenvolvimento de um modelo é bastante oneroso, em termos de tempo e de recursos, devido não apenas à coleta de dados em campo mas, também, quanto aos diversos âmbitos do conhecimento que envolve essas duas propriedades do solo, de fundamental significância no dimensionamento e manejo de sistemas de irrigação e drenagem.

Os modelos matemáticos propostos para se estimar a condutividade hidráulica do solo são, na sua maioria, equações empíricas; esses modelos têm a desvantagem de que os parâmetros de cada um deles são constantes empíricas, aos quais faltam significados físicos específicos; por outro lado, nos modelos desenvolvidos matematicamente com uso da geometria fractal, leva-se em consideração a estrutura porosa do solo, através da dimensão fractal D_{PSD} (dimensão fractal baseada na distribuição do tamanho das partículas do solo) e a sinuosidade dos poros D_{SWRC} (dimensão fractal baseada na curva de retenção de água no solo) permitindo, desta forma, que se introduzam vários modelos físicos com base na relação funcional com a curva de retenção de água no solo (TYLER e WHEATCRAFT, 1990; RIEU e SPOSITO, 1991; PACHEPSKY et al., 1995; PERRIER et al., 1996; PERFECT et al., 1996). Alguns modelos em que se estima a curva de retenção

do solo a cada vez em que se aplica um potencial matricial diferente (LIBARDI, 2000 e GUERRA, 2002).

De posse da curva característica de água do solo são possíveis inúmeras aplicações práticas e científicas, destacando-se a porosidade drenável, capacidade de campo, ponto de murcha permanente, água disponível, condutividade hidráulica não-saturada, além de balanço hídrico, determinando-se a variabilidade do armazenamento de água no solo (CENTURION e ANDRIOLI, 2000; MELLO et al., 2005).

2.5. Modelos matemáticos para descrição da condutividade hidráulica do solo saturado e da curva de retenção de água no solo

Os modelos matemáticos através dos quais se descrevem a condutividade hidráulica do solo saturado e a curva de retenção de água no solo, tanto empíricos quanto aqueles baseados em princípios físicos, necessitam ser avaliados e/ou calibrados para determinada condição do solo, antes de serem extensivamente utilizados para previsão, tornando-se de fundamental importância uma verificação da aplicabilidade do modelo proposto nesta pesquisa, com uso da aproximação fractal para as condições do solo da região, uma vez que o desenvolvimento de um modelo é bastante oneroso, em termos de tempo e de recursos, devido não apenas à coleta de dados em campo mas, também, quanto aos diversos âmbitos do conhecimento que envolve essas duas propriedades do solo, de fundamental significância no dimensionamento e manejo de sistemas de irrigação e drenagem.

Os modelos matemáticos propostos para se estimar a condutividade hidráulica do solo são, na sua maioria, equações empíricas; esses modelos têm a desvantagem de que os parâmetros de cada um deles são constantes empíricas, aos quais faltam significados físicos específicos; por outro lado, nos modelos desenvolvidos matematicamente com uso da geometria fractal, leva-se em consideração a estrutura porosa do solo, através da dimensão fractal D_{PSD} (dimensão fractal baseada na distribuição do tamanho das partículas do solo) e a sinuosidade dos poros D_{SWRC} (dimensão fractal baseada na curva de retenção de água no solo) permitindo, desta forma, que se introduzam vários modelos físicos com base na relação funcional com a curva de retenção de água no solo (TYLER e WHEATCRAFT, 1990; RIEU e SPOSITO, 1991; PACHEPSKY et al., 1995; PERRIER et al., 1996; PERFECT et al., 1996). Alguns modelos em que se estima a curva de retenção

de água no solo em função da dimensão fractal $[\theta(\psi_m, D)]$ no sentido de prever a condutividade hidráulica do solo saturado $[K(\theta, D)]$, vêm sendo estudados por vários pesquisadores, nas últimas décadas. Entre os modelos mais conhecidos na literatura, destacam-se os de: BARTOLI et al. (1991); PERFECT et. al. (1992); TYLER e WHEATCROFT (1992); AGNESE et al. (1994); RAWLS e BROKENSISK (1995); e BIRD et al. (1996).

O modelo de TYLER e WHEATCROFT (1992) destacado em virtude de apresentar uma forma analítica de determinação da $K(\theta)$, partindo apenas do conhecimento da curva de retenção de água no solo obtida com aproximação fractal (relação funcional entre D e as propriedades do solo: θ e ψ_m). Com o uso de um programa de otimização de funções não-lineares pelo método dos quadrados mínimos, os parâmetros das equações propostas pelos autores são estimados e utilizados para determinação das relações entre a umidade do solo, potencial matricial e a dimensão fractal $[\theta(\psi_m, D)]$ e entre a condutividade hidráulica, o teor de água e a dimensão fractal $[K(\theta, D)]$ ou, ainda, a condutividade hidráulica, o potencial matricial e a dimensão fractal $[K(\psi_m, D)]$.

2.6. Modelos matemáticos para descrição da infiltração

2.6.1. Modelos empíricos

Os modelos empíricos de KOSTIAKOV (1932), HORTON (1940) e Kostiakov-Lewis, que descrevem a evolução do volume infiltrado em função do tempo de infiltração, são escritos, respectivamente, assim:

a) Modelo de Horton

$$V = V_o + (V_o - V_f).exp(-K_f.t) \quad (1)$$

b) Modelo de Kostiakov

$$V = V_o.t^b \quad (2)$$

c) Modelo de Kostiakov-Lewis

$$V = V_0.t^b + V_f.t \quad (3)$$

Nessas equações V representa a taxa de infiltração em um tempo t (h) após o empoçamento; V_0 e V_f são, respectivamente, as taxas de infiltração inicial e final; b e V_0 são constantes de proporcionalidade e dependem do tipo do solo e da intensidade de precipitação. Os valores K_f , V_0 e V_f podem ser obtidos experimentalmente, sendo V_f apenas a assíntota do gráfico V versus t de infiltração, K_f a declividade da reta do gráfico $(V_0 - V_f)$ versus t , e $V_0 - V_f$ o intercepto da ordenada, quando $t = 0$.

O modelo de Kostiakov é uma equação empírica em que os dois parâmetros, V_0 e b , são determinados a partir do ajuste de dados provenientes de medições de campo; segundo PHILIP (1957) sua aplicação é limitada para um tempo muito longo de infiltração. O modelo de HORTON (1940) é um modelo que não se baseia em nenhuma teoria física e que, de acordo com PHILIP (1957) é relativamente inadequado para representar um decréscimo muito rápido da taxa de infiltração; entretanto, para tempo longo ele representa melhor a infiltração se comparado com o modelo de Kostiakov (PREVEDELO 1996; LIBARDI, 2000); já o modelo de Philip tem a vantagem de explicar a lei da infiltração pelo fato de se basear em teoria física de escoamento em meio poroso, sendo descrito pela equação de Darcy- Buckingham (LIBARDI, 2000).

Por outro lado, existem modelos de estrutura não aleatória, desenvolvidos a partir de equações de escoamento em uma ou mais dimensões, como os de GREEN e AMPT (1911) e EDWARDS e LARSON (1969), que apresentam maior precisão na estimativa da taxa de infiltração mas precisam de inúmeros parâmetros dinâmicos na sua aplicação.

2.6.2. Modelos de regressão não linear

a) Potencial (PT)

$$V = at^b \quad (4)$$

b) Exponencial (EXP1)

$$V = a + b \exp(-kt) \quad (5)$$

c) Exponencial (EXP2)

$$V = Y_0 + b \exp\left(-\frac{k}{t}\right) \quad (6)$$

sendo V a taxa de infiltração em um tempo t (cm h^{-1}) e Y_0 , a , b , e k coeficientes de ajuste, obtidos por meio de regressão não linear, através da técnica dos quadrados mínimos, conforme BUSSAB e MORETTIN (2004).

2.7. Água disponível para as plantas (AD)

A quantidade de água armazenada pelo solo é dada por suas características físico-hídricas e no processo de irrigação a água armazenada é medida por uma "altura de água", expressa em volume por unidade de área; portanto, despeja-se um litro de água sobre uma superfície de solo de um metro quadrado, ter-se-á uma lâmina de um milímetro (REICHARDT, 1991). Por esta razão, sendo o solo um reservatório sem fundo, quanto maior a profundidade considerada maior também a quantidade armazenada, embora nem toda água aplicada no solo seja por ele retida. Devido à ação da gravidade, parte da água se move verticalmente para baixo, saindo da zona radicular e indo para recarga dos reservatórios subterrâneos, razão pela qual, ao se definir o armazenamento de água de um solo, é necessário se estabelecer a sua profundidade; normalmente, toma-se para cálculo a profundidade explorada pela maior parte do sistema radicular da cultura; assim, para a cultura do algodão usam-se 60 cm, sendo que a distribuição radicular da planta depende do sistema de plantio, tipo de solo, variedade, preparo do solo, profundidade de calagem etc. (REICHARDT e TIMM, 2004).

Ao se definir o estado de energia da água no solo é conveniente considerar vários campos de força, não só o gravitacional. Trata-se de campos de força responsáveis pelos fenômenos de tensão superficial, capilaridade, absorção etc; ditos fenômenos são o resultado da interação entre as partículas sólidas do solo, organizadas em dada estrutura, e a água. Quanto menores forem os poros do solo e quanto mais ativas as partículas sólidas

do solo, tanto menor será a energia potencial da água associada ao solo mas é quase impossível separar esses fenômenos para realizar uma análise detalhada; eles são tratados em conjunto como sendo o potencial matricial de água do solo (GUERRA, 2000 e REICHARDT e TIMM, 2004).

Então, o fenômeno da matriz do solo confere um estado negativo de energia à água nele existente e esta energia negativa, ou tensão negativa, é a componente matricial, que sofre influência da capilaridade e da absorção (REICHARDT, 1990).

Para um solo saturado, com todos os poros cheios de água, não existem meniscos e, conseqüentemente, a absorção será nula; com a saída da água do solo porem se inicia a formação de meniscos e a capilaridade começa a atuar; posteriormente, a componente matricial começa a ficar negativa já que a água sempre vai ocupar os poros menores, nos quais a energia é mais negativa (KLAR, 1991; REICHARDT, 1990).

2.8. Matéria orgânica

Segundo KIEHL (1985), a expressão popular no meio agrícola de que “a matéria orgânica aduba o solo e a planta” provém da sua influência sobre as propriedades físicas, químicas, físico-químicas e biológicas do solo, revertendo tudo no aumento da produção. A matéria orgânica, segundo este autor, se constitui uma importante fonte de nutrientes para as plantas, principalmente nitrogênio, fósforo, enxofre e micronutrientes. É importante saber que a eficiência da adubação orgânica, qualquer que seja a fonte utilizada, depende do conhecimento sobre a sua transformação, o destino e a interação de seus subprodutos e as principais mudanças causadas no solo. A chamada adubação orgânica é interpretada, na agricultura moderna, como forma de substituir os fertilizantes minerais solúveis; no entanto, nem sempre tal objetivo é alcançado (BEZERRA, 1994).

Para MELLO et al. (1989) a matéria orgânica é um importante componente da fertilidade do solo, já que seus benefícios sobre as propriedades físicas, químicas e biológicas do solo são evidentes, melhorando suas características e aumentando a produtividade das culturas. A matéria orgânica do solo é constituída, basicamente por restos vegetais e animais em distintos estados de decomposição e a forma de húmus, que sendo o resultado final da decomposição, torna-se um material efetivamente capaz de modificar as características do solo. Embora seja de grande importância, a matéria orgânica

do solo constitui-se em uma pequena fração sólida, variando de menos de 1% nos solos arenosos pobres em matéria orgânica a 20%, para solos orgânicos.

A prática da adubação orgânica, além de fornecer nutrientes para as plantas, proporciona melhoria em varias propriedades físico-hídricas do solo, por exemplo, aumenta a porosidade, facilita a infiltração e melhora na capacidade de retenção de água, bem como na condutividade hidráulica próxima a saturação, diminui a suscetibilidade à erosão, melhorando a drenagem e dificultando as variações de temperatura, além de favorecer o controle biológico de pragas e doenças, devido a maior população microbiana (AYRS e WESTCOT, 1991).

Sendo capaz de fornecer diversos nutrientes essenciais para o crescimento e desenvolvimento das plantas, tais como nitrogênio, fósforo, enxofre e micronutrientes, tem, como principal função o fornecimento desses nutrientes na correção de toxidez, melhorador e condicionador das características físico-químicas e biológicas das plantas. A matéria orgânica também atua diretamente na biologia do solo, constituindo uma fonte de energia e de nutrientes para os organismos que participam de seu ciclo biológico.

2.9. Geometria fractal

A geometria fractal foi introduzida, nos anos 70, por Benoit Mandelbrot, matemático polonês, que propôs, através dela, uma maneira que possibilitasse melhor capacidade de representar estruturas complexas e irregulares da natureza. Ao contrário da geometria euclidiana, a fractal se apresenta como ferramenta eficientemente capaz de quantificar e qualificar série de dados temporais e espaciais descrevendo, com maior exatidão, a sua complexidade.

Pela definição de MANDELBROT (1982) citado por REICHARDT e TIMM (2004) e HOTT (2005), o termo fractal provém do latim *fractus*, que significa fragmentar, quebrar as partes, opostamente ao termo álgebra, que se refere à junção das partes, ou seja, fractais são objetos cujos valores de suas dimensões são números reais não inteiros; no entanto, a dimensão fractal descrita por Mandelbrot é uma medida do grau de irregularidade do objeto considerado em todas as escalas de observação, sendo que uma estrutura fractal é toda aquela em que partes dela se assemelham ao todo, ou seja, existem partes auto-similares, estatisticamente dentro da estrutura global.

A teoria dos fractais tem sido amplamente usada para descrever a rugosidade das superfícies terrestres devido à sua eficiência na sensibilidade em áreas de texturas diferentes, sendo útil também na classificação de imagens, definições das diversidades de paisagens (Figura 1), determinação de escala operacional dos fenômenos naturais em imagens digitais, efeitos na conversão de dados em sistemas de informações geográficas e, ainda, no escalonamento aplicado às variabilidades espaciais em sensoriamento remoto para interferência na administração, evolução, ecologia, amostragem dos recursos e simulação (LAUX e PEREIRA, 2005).

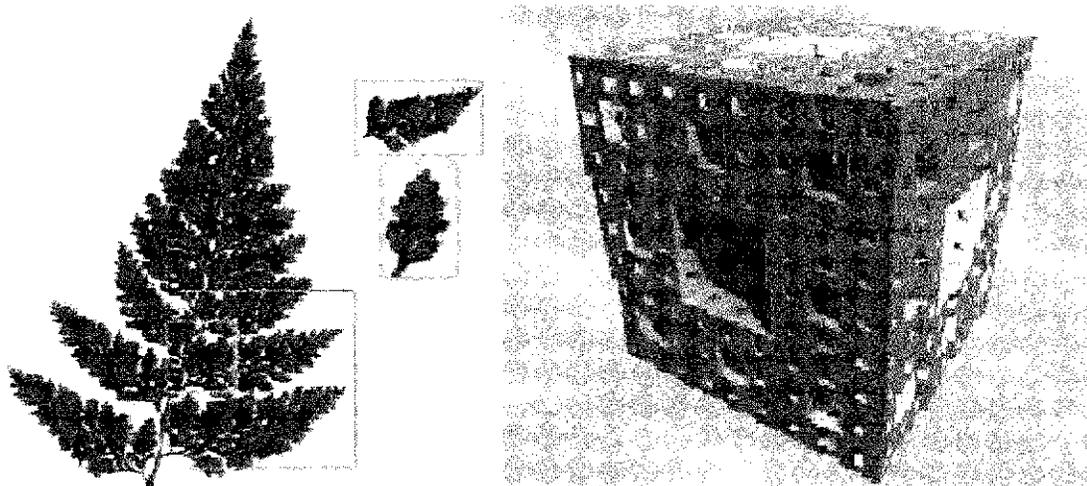


Figura 1. Imagem fractal de uma planta e da matriz do solo. Fonte: REICHARDT e TIMM (2004)

Em ciências do solo, os fractais (Figura 1) são utilizados para descrição do percurso de infiltração e redistribuição da água, além de modelar, de forma eficiente, a ocorrência de fenômenos durante esses dois processos, uma vez que o solo é um corpo tridimensional. A dimensão fractal pode ser determinada com alguns atributos físicos do solo, permitindo estudos com novas abordagens fundamentadas em parâmetros físicos, passando a ocupar o espaço de estudos utilizando-se parâmetros puramente empíricos (HOTT et al., 2005).

A água do solo avança em frentes irregulares e em todos os sentidos, razão pela qual se tem utilizado métodos para medir a dimensão fractal desta frente de molhamento, para identificar algumas propriedades físico-hídricas específicas do solo, como condutividade hidráulica saturada e não saturada e correlacioná-las com a porosidade drenável etc.

2.10. Uso da teoria dos fractais em estudos de física do solo

Conforme CARVALHO et al. (2004), uma das grandes preocupações dos cientistas que trabalham com física dos solos é encontrar uma única propriedade capaz de caracterizar a maior parte das informações importantes referentes à determinada mancha de solo que se está estudando; usualmente, as pesquisas nesta área são relacionadas para distribuição do tamanho dos poros e dos agregados. Recentemente, uma nova ferramenta matemática, a geometria fractal, tem sido aplicada na ciência do solo resultando no desenvolvimento de modelos físico-empíricos baseados na dimensão fractal (D) e na sua relação funcional entre a umidade volumétrica (θ) e o potencial matricial de água no solo (ψ_m).

É possível estimar a condutividade hidráulica do solo saturado e não saturado, com base nos dados da curva de retenção de água no solo, através de modelo matemático físico que envolve uma das principais características da geometria fractal, a “dimensão fractal (D)”, com emprego de sua relação funcional com a umidade volumétrica (θ) e o potencial matricial de água no solo (ψ_m), sendo a dimensão fractal (D) determinada com base na distribuição do tamanho das partículas (PSD) a qual através, desta relação funcional, que se estimem, com precisão, os valores da condutividade hidráulica do solo saturado e não saturado e da curva de retenção de água no solo (ANDRADE, 2002).

Outro método que possibilita a estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado e não saturado é a aplicação da dimensão fractal [$K(\theta, D)$], através de um modelo matemático prático que envolve dados da curva de retenção de água no solo [$\theta(\psi_m, D)$] com fundamentos teóricos e exige, para sua estimativa, não mais que a umidade volumétrica (θ) e a dimensão fractal (D) fornecendo, desta forma, informações sobre a movimentação e a distribuição de água no solo e a capacidade de retenção da água no solo.

Existem modelos matemáticos de linhas, volumes e superfícies fractais, para se descrever aspectos relacionados às propriedades físico-hídricas do solo saturado e não saturado; no segundo caso, pode-se citar a equação de VAN GENUCHTEN (1980). A dimensão fractal com base na distribuição dos tamanhos dos poros e das partículas do solo é de fundamental importância para a compreensão do comportamento da variabilidade das propriedades físicas do solo, que constitui uma descontinuidade da estrutura do solo

ocorrendo, conseqüentemente, implicações na dinâmica da água do solo (ZHUANG et al., 2001, citado por ANDRADE, 2002).

A dimensão fractal tem sido aplicada em solos levando-se em conta a distribuição das partículas e a tortuosidade dos poros do solo, com o objetivo de caracterizar o espaço poroso referente às propriedades de condução e retenção de água do solo, podendo-se avaliá-las pela dimensão fractal da distribuição das partículas (BACCHIET et al., 1996).

Uma vez que as medidas confiáveis da distribuição dos poros são mais difíceis, seja pelo custo e/ou pela demanda de tempo das medidas, procura-se estabelecer modificações ou substabelecer expressões para estimar o tamanho de poros que contêm maior quantidade de água em um solo, a partir de outras propriedades mais fáceis de serem determinadas, como é o caso da distribuição do tamanho das partículas do solo, ou seja, a análise granulométrica, conhecida como o tamanho médio das partículas do solo (PSD) (ANTÔNIO et al., 2004).

2.10.1 Ajuste da curva de retenção com uso da aproximação fractal (D_{SWRC} e D_{PSD})

Recentemente, PERRIER et al. (1996) ajustaram os dados da curva de retenção a partir de funções não-lineares estabelecidas com base na Geometria Fractal e com uso de relações físicas entre a dimensão fractal e o comportamento funcional das propriedades do solo, através do modelo proposto por Brooks e Corey, que foi modificado por esses autores, mediante procedimento que envolve dois passos:

- 1) O estabelecimento de relações não-lineares entre a dimensão fractal (D) e as propriedades do solo: umidade de água na saturação (θ_s), umidade residual (θ_r), potencial matricial de água no solo (ψ_m) e o valor absoluto do potencial de entrada de ar no solo (ψ_o).
- 2) Estimativa simultânea dos valores de θ_s , θ_r e ψ_m pela aplicação da técnica dos mínimos quadrados para ajuste de funções não-lineares e, logo após, a substituição desses valores no modelo de BROOKS e COREY modificado com uso da aproximação fractal, que estima a curva de retenção de água no solo. Esta abordagem é chamada de ENR (Extended Non-Linear Regression).

Para utilizar a curva de retenção em estudos de modelagem, é necessário que a curva seja descrita por funções matemáticas cujos parâmetros sejam possíveis de interpretação física; para isto, se utilizam normalmente, várias funções matemáticas, como a descrita por RIEU e SPOSITO (1991) e as inúmeras variações do modelo de BROOKS e COREY (1964), como a proposta por PERRIER et al. (1996). Para se descrever a curva próximo, à saturação, o modelo de BROOKS e COREY é o preferido (PERFECT et al., 1992; TYLER e WHEATCROFT, 1992; PERRIER et al., 1996), já que o modelo proposto por RIEU e SPOSITO (1991) apresenta descontinuidade no ψ_m em que ocorre a entrada de ar no solo (ψ_0). Apesar de mais complexa, a função de BROOKS e COREY tem sido amplamente utilizada em razão de ajustar melhor os dados experimentais (VAZ et al., 2005; AGNESE et al., 1994; RAWLS, 1982; BIRD et al., 1996; PERRIER et al., 1996).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Localização e caracterização da área experimental

O experimento foi conduzido na Área Experimental da Empresa Estadual de Pesquisas Agropecuárias – EMEPA, localizada no município de Lagoa Seca, Estado da Paraíba, a uma altitude média de 335 m, apresentando as coordenadas geográficas de 07° 13' S; 35° 52' W.

O clima, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Aw'i (clima tropical úmido com estação seca da primavera a início do verão); a temperatura média anual é de 23,3 °C e a precipitação média anual de 764,3 mm, com período chuvoso se estendendo de outubro a março; o trimestre mais chuvoso vai de dezembro a fevereiro e o mais seco de junho a agosto, com umidade relativa média de 82,7%. O solo da área é classificado como um Neosolo Reolítico (EMBRAPA, 1999).

3.2. Área e delineamento experimental

A área do experimento era cultivada com gergelim e irrigada com sistema de irrigação por aspersão convencional. O experimento foi conduzido em blocos casualizados, cada bloco com uma área de 126 m² (3,5 x 36 m), que foi dividida em 9 parcelas experimentais de 14 m² (4 x 3,5 m) cada uma. Com quatro repetições, a área total do experimento foi de 504 m², os blocos foram separados entre eles em 0,70 m. O espaçamento da cultura foi de 0,70 m entre fileiras e 0,10 entre plantas, havendo por bloco cinco fileiras, dos quais as duas mais externas foram disponibilizadas para o efeito bordadura. Os tratamentos corresponderam a quatro doses de matéria orgânica advindas da torta de mamona (TM1 = 3.000, TM2 = 6.000, TM3 = 10.000 e TM4 = 13.000 kg ha⁻¹) e quatro provenientes da torta de algodão (TA1 = 4.000, TA2 = 8.000, TA3 = 12.000 e TA4 = 16.000 kg ha⁻¹), que foram incorporadas ao solo manualmente, mais a testemunha, que foi sem a aplicação de nenhuma torta, (ST) (Figuras 2 e 3).

(carga de água) no cilindro interno, sendo os tempos de cada leitura 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150 e 160 min até o instante dessa diferença se tornar nula, repetindo-se a leitura mais três vezes.

Para avaliar o desempenho do ajuste dos valores da infiltração obtidos em campo através das regressões não lineares e dos modelos empíricos de Kostiaikov, Horton e Kostiaikov-Lewis, para os 36 testes de infiltração, realizaram-se análises comparativas dos resultados através do método gráfico de MONTGOMERY & RUNGER (2003) e, estatisticamente, por meio do coeficiente de determinação (R^2) (BUSSAB e MORETTIN, 2004).

3.5. Condutividade hidráulica do solo saturado

3.5.1 Método de campo

A condutividade hidráulica do solo saturado (K_s) na parcela experimental, foi determinada através de medidas de infiltração de água, pelo método do Infiltrômetro de anel, conforme metodologia descrita por LIBARDI (2000), permitindo-se monitorar a velocidade de infiltração até sua estabilização ao longo do tempo, assumindo um valor constante denominado velocidade de infiltração básica, donde se calcula a condutividade hidráulica saturada (K_s), através da Eq. 9. Esta velocidade básica de infiltração (V_b) é tão somente o valor da assíntota da velocidade de infiltração final (V_f) na curva de infiltração:

$$K_s = \frac{V_b L}{(L + h)} \quad (9)$$

Donde:

V_b - Velocidade de infiltração básica de água no solo (cm h^{-1})

L - Profundidade do anel enterrado no solo (cm)

h - Carga hidráulica (cm)

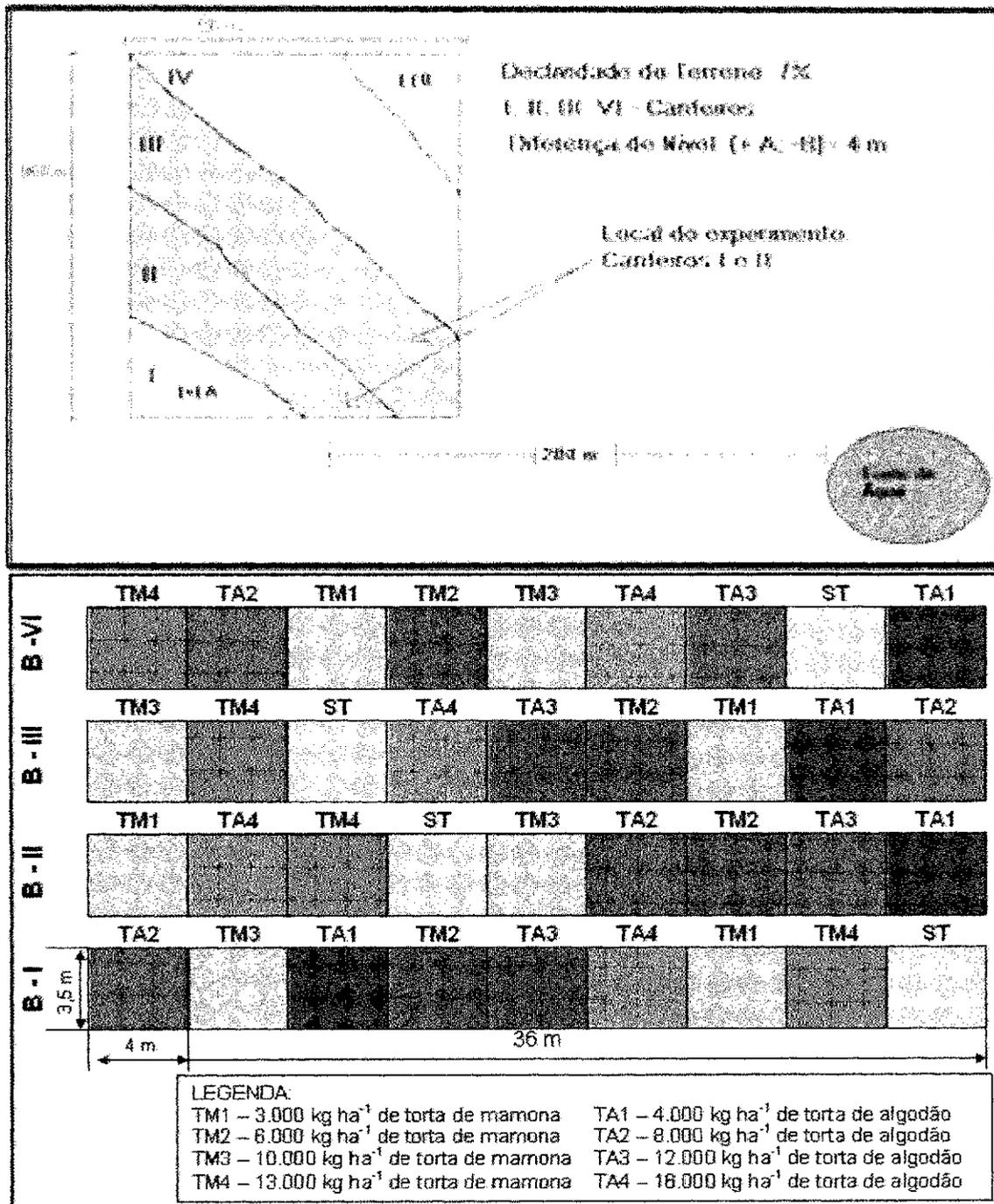


Figura 2. Croqui da área experimental e diagrama esquemático das parcelas

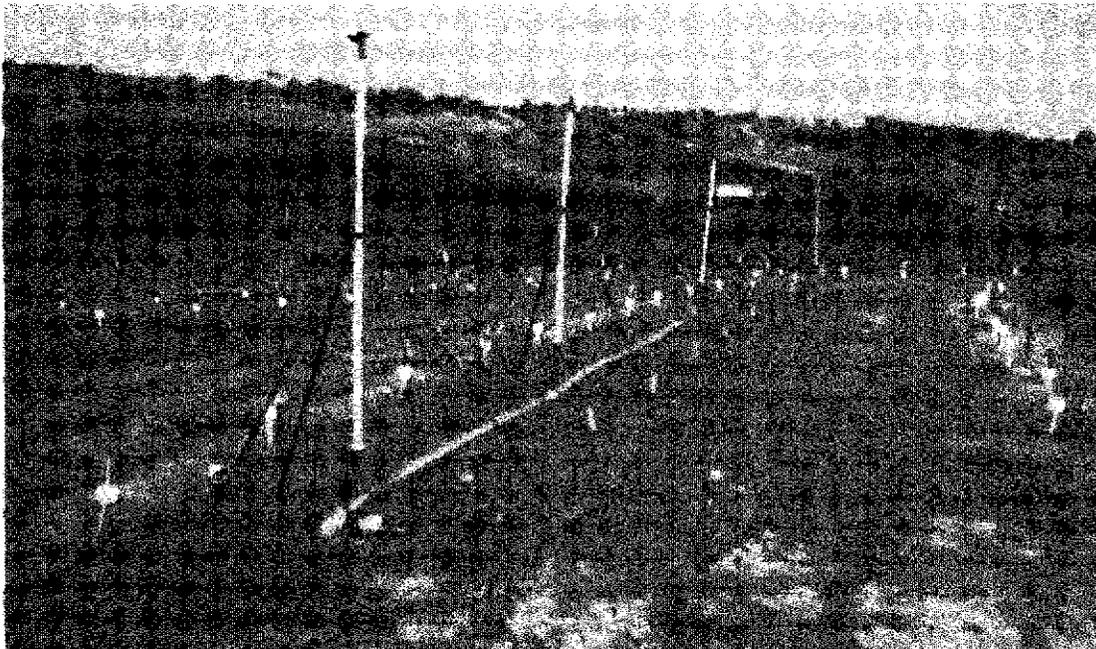


Figura 3. Vista parcial da área e respectivas divisões das parcelas experimentais

3.3. Condução do experimento

Os pontos amostrais para determinação da taxa de infiltração, condutividade hidráulica, curva de retenção, densidade do solo, água disponível e matéria orgânica, foram definidos de modo a permitir uma realização de testes de campo e coleta de solo, nas profundidades de 0-20, 20-40 e de 40-60 cm de profundidade, no centro de cada parcela experimental, totalizando 36 pontos amostrais.

Após 90 dias que as doses de matéria orgânica foram incorporadas (manualmente) ao solo, procederam-se às determinações da taxa de infiltração, condutividade hidráulica de saturação (K_s), curva de retenção e as demais propriedades físico-hídricas do solo.

Nos locais de realização dos testes de infiltração e da condutividade hidráulica de água do solo, foram coletadas amostras de solo, na profundidade de 0-20, em um total de 18 por bloco, ou seja, duas por parcela, uma com estrutura indeformada e outra deformada, objetivando-se a caracterização físico-hídrica do solo. Para a coleta das amostras indeformadas utilizaram-se anéis volumétricos de bordos cortantes de 10 cm de altura e 5 cm de diâmetro. O amostrador empregado foi do tipo Uhland, conforme GUERRA (2000).

3.4. Medições de campo da infiltração

Para determinação da taxa de infiltração realizaram-se testes através do método do infiltrômetro (Figura 4), de acordo com metodologia proposta pela EMBRAPA (1997), cujas medições de campo foram ajustadas às funções não lineares, propostas por Kostiakov, Horton, e Kostiakov-Lewis. Antes e após a realização de cada teste de infiltração, determina-se a umidade do solo, através do método gravimétrico.

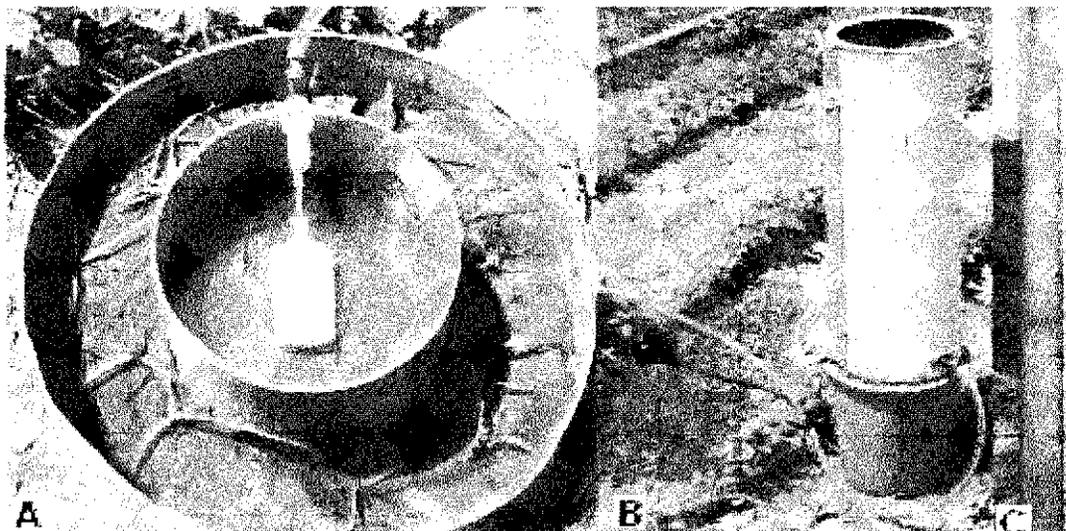


Figura 4. Cilindro infiltrômetro com bóia reguladora do nível da água (A), reservatório de alimentação para manter o nível constante no cilindro interno, conservando-se uma coluna média de 15 cm de altura em relação à superfície do solo (B), régua graduada para medida do nível da água dentro do reservatório (C)

O infiltrômetro consiste de dois cilindros concêntricos com altura de 40 cm e diâmetro de 30 e 50 cm para os anéis interno e externo, respectivamente (Figura 4). Os dois cilindros foram posicionados a 15 cm de profundidade e, durante a realização dos testes dentro do cilindro interno, manteve-se uma carga de água constante de aproximadamente 15 cm em relação à superfície do solo, a qual foi mantida por controle manual através de um registro de ação rápida, devidamente ajustado a uma mangueira que alimenta o cilindro interno; o externo foi abastecido manualmente.

A taxa de infiltração no campo (cm h^{-1}) para os 36 testes realizados na área experimental, foi definida pela diferença entre os valores seqüenciais de cada leitura

3.5.2. Método indireto

A equação empírica capaz de estimar K_s neste trabalho se baseia na tortuosidade dos poros do solo, na qual foi proposta por POULSEN et al. (1999) e modificada por ANDRADE (2002) com uso da aproximação fractal na qual será usada neste trabalho, ficando da seguinte forma:

$$K_s = 8,64 \cdot 10^{-6} \frac{\rho_{H_2O} g}{\eta} \left(\frac{0,45 r^2 (\mu_{10})^D}{8\theta_s^2} \right)^{(3-D)} \quad (10)$$

Em que:

ρ_{H_2O} - densidade da água ($1 \cdot 10^6 \text{ g m}^{-3}$)

g - aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-1}$)

η - viscosidade da água (1.005 m s^{-2})

μ_{10} - porosidade drenável na tensão de 10 Kpa

θ_s - umidade do solo na saturação ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)

D - corresponde a dimensão fractal do solo determinada pela distribuição do tamanho das partículas sólidas do solo (D_{PSD}) (adimensional)

r - tamanho médio do raio de poros do solo.

Para se estimar K_s usando-se a Eq. (15), é necessário determinar os parâmetros D , μ_{10} , θ_s e r , em que D foi estimada com base na distribuição granulométrica das partículas sólidas do solo, denominado de método; D_{PSD} e com base na curva de retenção de água no solo, D_{SWRC} .

3.6 Curva de retenção de água no solo

Como já definido, esta curva relaciona determinada tensão (potencial matricial) e a umidade do solo, refletindo a distribuição do tamanho dos poros do solo e sua sinuosidade, razão por que em sua determinação, é imprescindível utilizar metodologias que reproduzam a verdadeira condição estrutural do solo, desta forma foi utilizado

indireto e ajustado por meio do modelo proposto por Broocks e Correy e modificado com o uso da aproximação fractal (PIERRER et al., 1996) expressa pela Eq. 11.

No presente trabalho a curva de retenção de água do solo foi determinada em laboratório usando-se o Extrator de Umidade de Reichardt, nas tensões de 10, 33, 100, 300, 500, 1000 e 1500 kPa, segundo a metodologia descrita por GUERRA (2000).

3.7 Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada pelo Método do Hidrômetro, como recomendado por BOUYOUCOS (1951). Na análise textural, a dispersão foi obtida mecânica (agitação) e quimicamente utilizando-se, como dispersante, o hidróxido de sódio IN.

3.8 Densidade do solo

A densidade do solo foi definida pelo Método do Anel Volumétrico, de acordo com o procedimento citado pela EMBRAPA (1997).

3.9 Água disponível para as plantas

A disponibilidade de água no solo para as plantas foi calculada pela diferença de umidade gravimétrica entre a capacidade de campo (10–30 kPa) e o ponto de murcha permanente (1500 kPa), com o qual se trabalhou, neste experimento, usando-se o conteúdo de umidade do solo relacionado ao potencial matricial de 100 kPa (REICHARDT e TIMM, 2004; EMBRAPA, 1997).

3.10 Determinação da dimensão fractal

A estimativa da dimensão fractal (D) usada nos modelos matemáticos da curva de retenção de água e da condutividade hidráulica do solo saturado, foi estimada com base nos dados da propriedade de distribuição do tamanho das partículas do solo (composição granulométrica dos dados experimentais) e na curva de retenção de água no solo.

3.11 Método PSD

Uma das metodologias capazes de determinar a dimensão fractal do solo se baseia na distribuição do tamanho médio das partículas sólidas do solo uma vez que o tamanho médio das partículas do solo e a dimensão fractal, estão à estrutura do solo e podem ser estimados através da Eq. 11.

$$W(R) = c R^{\frac{3D^2 - 13D + 14}{D^2 - 5D + 4} + 1} \quad (11)$$

Donde:

$W(R)$ – massa acumulativa das partículas do solo

c – constante

R – raio médio das partículas do solo

D – dimensão fractal

A Eq. (11) é a expressão através da qual se estima o percentual da massa acumulativa das partículas, em função dos raios das partículas do solo. No sentido de se estimar D , aplica-se o processo de linearização multiplicando-se o logaritmo natural (\ln) em ambos os membros da Eq. (11) finalmente a dimensão fractal (D) pode ser obtida confeccionando-se um gráfico de $\ln[W(R)]$ vs. $\ln R$; em seguida, usa-se, habitualmente, o denominado “método dos mínimos quadrados”, para obtenção dos coeficientes da reta linearizada e por via de consequência da própria dimensão fractal (D).

A dimensão fractal D , obtida por este procedimento, resulta na dimensão fractal de superfície (baseada na distribuição do tamanho das partículas do solo) representada por D_{PSD} . Com base na equação proposta por BROOKS e COREY (1964) e PERRIER et al., (1996) modificada por PIERRER et al. (1996), aplica-se o processo de regressão não linear, aos dados de tensão de água no solo.

3.12. Método SWRC

FRISEN e MIKULA (1987) derivaram uma equação que relaciona o incremento entre o volume de poros e o diâmetro dos raios com uso da dimensão fractal, dada por:

$$-\frac{dV(\geq r)}{dr} \propto r^{2-D} \quad (12)$$

em que: $V(\geq r)$ é o volume de poros com raio maior ou igual a r e D representa a dimensão fractal que descreve a superfície dos poros que, por sua vez, formam as partículas do solo. Uma maneira mais específica entre o volume de poros e o seu raio, foi encontrada por PERRIE et al. (1996) e se escreve da seguinte forma:

$$-\frac{dV(\geq r)}{dr} = \beta(E-D)r^{E-D-1} \quad (13)$$

em que :

E - representa a dimensão euclidiana

β - uma constante

A curva de retenção de água no solo pode ser obtida integrando a Eq. (12) da seguinte maneira:

$$\theta(r) = \int_{r_{\min}}^r r^{2-D} dr \quad (14)$$

Onde:

$\theta(r)$ - corresponde ao conteúdo de água nos poros de raio r

r - raio do poro

r_{\min} - raio mínimo de poros

No sentido de se usar a Eq. (12) para estimar o teor de água no solo, assume-se que o valor em que o raio de poro é inversamente proporcional ao potencial hidráulico h , assim como $h=A/r$, em que A é uma constante. Tradicionalmente, usam-se valores absolutos das tensões de água no solo, em lugar de tensões negativas. A Eq. (14) é muito usada para se estimar a curva de retenção de água no solo mesmo havendo outras formas de se correlacionar os poros do solo, com as tensões da água (TYLER e WHEATCRAFT, 1990; BIRD et al., 1996).

O modelo para se estimar a curva de retenção de água proveniente das equações (12) e (14) apresenta uma rígida relação com uma lei física, ou seja, o conteúdo de água do solo e a tensão com que esta água se encontra retida entre as partículas sólidas do solo (PIERRER et al., 1996, citados por ANDRADE, 2002).

Com base na Eq. (12), PIERRER et al. (1996) desenvolveram o seguinte modelo:

$$\theta(h) = \theta_s - \frac{V_0}{V_T} \left[1 - \left(\frac{h_0}{h} \right)^{3-D} \right] \quad (15)$$

sendo: $\theta(h)$ - umidade do solo em base de volume, na tensão h

θ_s - umidade do solo em base de volume na saturação

V_T - volume total da amostra de solo

V_0 - volume total de poros quando o poro de raio mínimo se aproxima de zero

h_0 - valor absoluto da tensão de água no ponto de entrada de ar, ou seja, tensão de borbulhamento (crítica) a partir da qual a água começa a ser drenada no solo previamente saturado

D - dimensão fractal

Esta pressão de borbulhamento é a causa da descontinuidade, algumas vezes tanto nas curvas de retenção como na condutividade hidráulica, em função da pressão da água em algum meio poroso (PREVEDELLO, 1996).

Se fizer a substituição de V_0/V_T por $\theta_s - \theta_r$ sendo θ_r a umidade residual do solo (correspondente ao ponto de murcha permanente), com a junção da Eq. 11, ter-se-á o modelo de BROOKS e COREY (1964) com a aproximação fractal, com excelente capacidade de descrição da curva de retenção da água no solo.

$$\theta_{(h)} = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_s}{h} \right)^{3-D} \quad (16)$$

que também pode ser escrita de forma adimensional:

$$S_R = \frac{\theta - \theta_R}{\theta_S - \theta_R} = \left(\frac{h_0}{h} \right)^{3-D} \quad (17)$$

Sendo: S_R a porcentagem de saturação da água no solo ou saturação efetiva; é uma função adimensional, que é tanto da umidade da água no solo como da tensão de água no solo. A porcentagem de saturação da água no solo (S_R) apresenta as seguintes características: varia entre o valor zero (para baixos valores de umidade de água no solo – solo seco) e o valor unitário (altos valores de umidade de água no solo, ou seja, na saturação, quando $\theta = \theta_S$). A relação entre S_R e a tensão de água no solo (h) expressa na Eq. (13) pode ser usada para se obter a condutividade hidráulica do solo não saturado. A relação inversa da função da curva de retenção de água no solo (SWRC) da Eq. (14), pode ser escrita assim:

$$h = h_0 S_R^{\frac{1}{D-3}} \quad (18)$$

Os valores de θ_R , θ_S e D na Eq. (12) são parâmetros independentes que podem ser simultaneamente conhecidos pela aplicação da técnica do mínimos quadrados para o ajuste de funções não lineares, desde que se conheça os valores experimentais da curva de retenção de água no solo e ajustá-la ao modelo que estima a curva de retenção de água no solo (12); esta metodologia adota a curva de retenção de água no solo (SWRC) como indicadora dos parâmetros da dimensão fractal e distribuição dos tamanhos de poros do solo, já que essa propriedade, bem como a dimensão fractal devem representar a tortuosidade dos poros do solo (ANDRADE, 2002).

3.13. Análise estatística

Os resultados dos efeitos dos tratamentos aplicados nas unidades experimentais, foram analisados estatisticamente mediante a análise de variância (Teste F) em relação a todas as propriedades física-hídricas analisadas e as medias submetidas ao teste de comparação de medias (Tukey) à 1 e a 5% de probabilidade, com relação aos fatores quantitativos também foram analisados estatisticamente por meio da análise de regressão.

Para os valores de dimensão fractal e análise dos modelos matemáticos para descrição da taxa de infiltração de água no solo aplicaram-se estatísticas descritivas com determinação da média (\bar{X}), variância (V), coeficiente de variação (CV), desvio padrão (DP), erro padrão de estimativa (ER), valor máximo (V.Max) e valor mínimo (V.Min).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Análise descritiva dos parâmetros físico-hídricos do solo

4.1.1. Textura do solo

O resumo estatístico dos valores das porcentagens dos separados texturais do solo (média, desvio padrão e coeficiente de variação) para as três profundidades estudadas (0-20, 20-40 e 40-60 cm) é apresentado na Tabela 1. Usando-se os valores médios percentuais de areia fina, areia muito fina, argila e silte, conforme o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (EMBRAPA, 1999), observou-se que o solo da área experimental apresenta textura franco-arenosa nas profundidades em estudo.

Constataram-se altos valores de areia muito fina e moderados valores de areia fina (Tabela 1) e um acréscimo gradual dos percentuais de silte e argila, com a elevação da profundidade, porém este aumento não alterou a classificação textural do solo nas respectivas profundidades.

Tabela 1. Resumo estatístico dos separados texturais do solo nas profundidades estudadas e nos pontos de coleta, Campina Grande, PB, 2006⁽¹⁾

Profundidades (cm)	Parâmetro	Areia		Silte	Argila	Classe textural
		AF ⁽²⁾	AMF ⁽³⁾			
0-20	Média (%)	22,962	54,562	12,736	9,739	Franco arenoso
	CV (%)	0,269	0,329	1,267	0,704	
	Variância (%)	2,484	4,236	4,012	2,188	
20-40	Média (%)	24,105	51,102	15,092	9,800	Franco arenoso
	CV (%)	0,285	0,678	1,079	1,708	
	Variância (%)	2,623	5,886	4,036	4,689	
40-60	Média (%)	21,227	53,981	15,887	8,903	Franco arenoso
	CV (%)	0,414	0,541	1,089	0,094	
	Variância (%)	2,966	5,403	4,161	0,913	

⁽¹⁾Análise realizada no Laboratório de Irrigação e Salinidade da UFCG, ⁽²⁾Areia fina, ⁽³⁾Areia muito fina

Os parâmetros estatísticos (desvio padrão e coeficiente de variação) apresentaram baixos valores, indicando uma pequena variabilidade espacial dos separados texturais, exceto para os valores de silte e areia muito fina, que apresentaram altos valores de desvio padrão e coeficiente de variação nas profundidades estudadas, respectivamente; possivelmente, esta baixa variabilidade dos demais separados texturais

do solo (areia fina e argila) pode ser explicada, pela proximidade com que foram coletadas as amostras.

Para melhor visualização do comportamento dos separados texturais em função das profundidades estudadas e a classificação granulométrica do solo, construiu-se o histograma de frequência (Figura 5), obtido a partir dos dados disponíveis confirmando, assim, os resultados da Tabela 1, que apresentam uma textura franco-arenosa para as profundidades estudadas com acréscimo dos percentuais de areia muito fina e silte, nas profundidades de 20-40 e 40-60 cm.

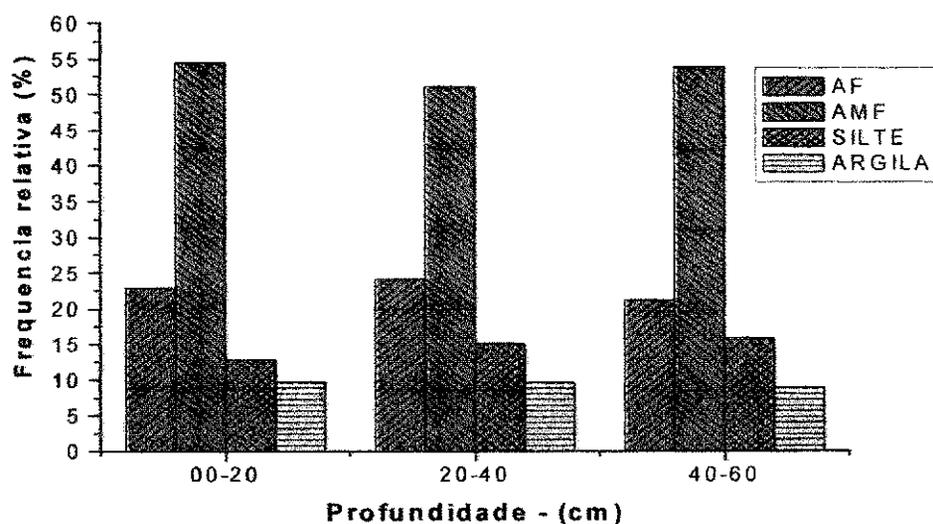


Figura 5. Histograma de frequência das classes texturais para as três profundidades do solo estudadas, Campina Grande, PB, 2006. AF – Areia Fina, AMF – Areia Muito Fina

4.1.2. Ajustes da taxa de infiltração

No geral, observa-se na Tabela 2, que os coeficientes de determinação dos ajustes dos valores médios da velocidade de infiltração medida em campo, foram superiores a 0,950, indicando que todos os modelos utilizados nesta pesquisa são satisfatórios na previsão da taxa de infiltração da água do solo. Os altos valores de determinação (R^2) verificados para todos os modelos analisados indicam que a pequena proporção da variância dos dados se deveu aos erros presentes nas estimativas dos parâmetros dos modelos; nota-se, ainda, concordância de resultados dos coeficientes de determinação entre os modelos propostos.

Tabela 2. Valores dos parâmetros e coeficientes de determinação das regressões não lineares e dos modelos empíricos de Kostiakov, Horton e Kostiakov-Lewis (médias dos 36 testes realizados em campo), Campina Grande, PB, 2006

Modelos	Parâmetros						
	V_o	V_f	K_f	b	R^2	VIB	EP ⁽¹⁾
	(cm h ⁻¹)						
Horton (HT)	39,61	0,70	2,677	-----	0,991	1,248	0,033
Kostiakov (K)	39,61	-----	-----	1,212	0,957	1,514	0,071
Kostiakov-Lewis(KL)	39,61	0,70	-----	1,212	0,957	1,514	0,071
Regressão não linear	Parâmetros						
	A	B	K	Y_o	R^2	VIB	EP ⁽¹⁾
Potencial (PT)	2,71	1,212	-----	-----	0,957	1,0719	0,031
Exponencial (EXP1)	2,02	321,31	12,879	-----	0,990	1,043	0,042
Exponencial (EXP2)	-----	200,63	0,102	0	0,989	1,045	0,041

1 - Erro padrão de estimativa

O alto coeficiente de determinação, de valor 0.991, indica que o melhor modelo para o cálculo da velocidade de infiltração de toda a área em estudo, é dado pelo modelo de Horton, seguido pelo ajuste da função potencial com $R^2 = 0,990$. Os modelos de Kostiakov (K), Kostiakov-Lewis (KL) e potencial (PT) apresentaram igualdades entre os coeficientes de determinação decorrentes da semelhança de metodologia na obtenção dos parâmetros de suas equações.

Observando-se as Figuras 6A e 6B, verifica-se que as maiores diferenças entre os valores médios da taxa de infiltração obtidos em campo e os calculados pelos modelos ocorrem nos primeiros instantes do processo de infiltração, denotando que os modelos tanto empíricos como de regressões não lineares, favorecem um prognóstico melhor para tempos mais longos de infiltração.

A explicação para o melhor desempenho do modelo proposto por Horton é a incorporação do coeficiente K_f , ao tipo de solo utilizado (franco arenoso); logo no início do processo de infiltração (até aos 20 min) este modelo subestima os valores da infiltração e os superestima (Figura 6A) nos tempos de 20 a 60 min, porém nos tempos superiores aos 60 min o modelo HT o estimou com excelente precisão. Observa-se, ainda, que os dois modelos, K e KL, tendem a superestimar valores no início do processo de infiltração com maior intensidade para os tempos de infiltração que vão de 0 a 60 min, demonstrando boa capacidade desses modelos para estimar a taxa de infiltração para tempos longos. ANDRADE (1997) trabalhando com solos argilosos do

Perímetro Irrigado de São Gonçalo em Souza, PB, também obteve bons ajustes para a equação de HT, K e KL para tempos longos de infiltração.

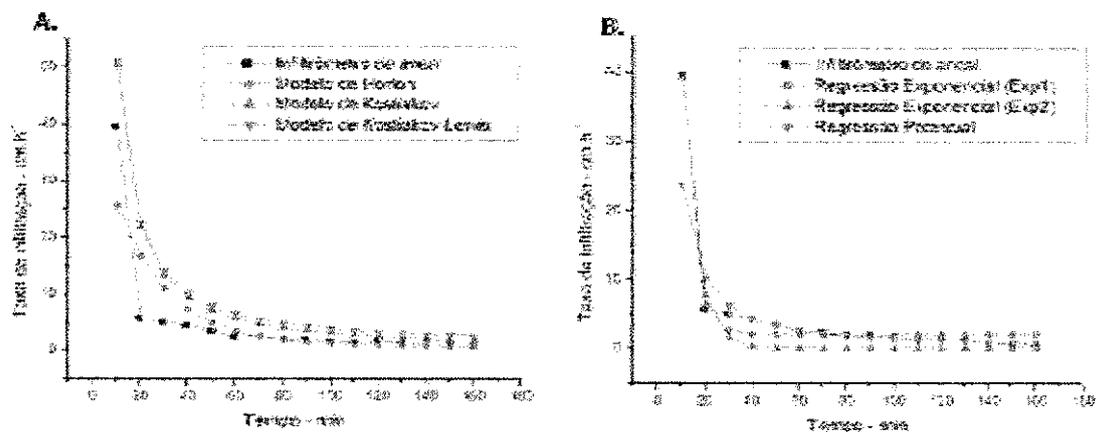


Figura 6. Curva dos valores médios de velocidade de infiltração obtidos em campo e os calculados pelos modelos empíricos (A), valores médios de velocidade de infiltração obtidos em campo e os calculados pela regressão não linear (B), Campina Grande, PB, 2005

Para confirmação dos resultados, construíram-se as Figuras 7A e B, que mostra, os valores médios da velocidade de infiltração calculados pelos modelos empíricos e pelas regressões não lineares versus os valores médios observados em campo. Com esta figura, pode-se observar o melhor desempenho do modelo de Horton (HT), quando comparado com os demais, pela melhor aderência dos pontos à reta ideal. Semelhante desempenho foi encontrado para a regressão não linear potencial (PT) (Figura 7B). Quando se comparam os dois modelos K e KL, verificam-se desempenhos semelhantes no cálculo da taxa de infiltração (Figura 7A).

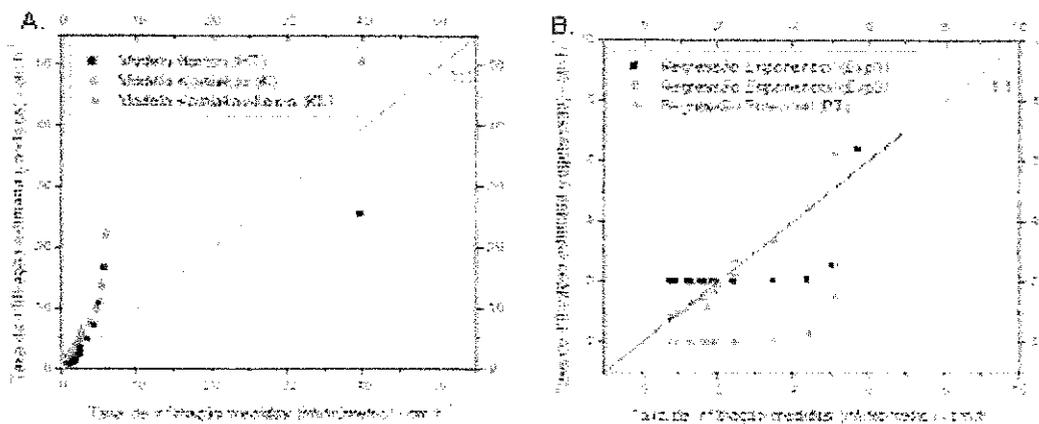


Figura 7. Valores médios das taxas de infiltração medidas e calculadas pelos modelos empíricos (A) e valores médios das taxas de infiltração medidas e calculadas pelos modelos empíricos (B), Campina Grande, PB, 2005

Os valores médios das taxas de infiltração calculadas pelo ajuste da função PT através da regressão não linear, apresentam boa aderência ao longo de toda a reta; o inverso ocorre com os modelos de EXP1 e EXP2 que, nos primeiros instantes da infiltração tendem, respectivamente, a superestimar e subestimar valores médios de infiltração. O método gráfico de comparação do desempenho dos ajustes apresentado na Figura 7A e 7B, é mais informativo que o coeficiente de determinação (BUSSAB & MORETTIN, 2004). Por este método, constata-se que o melhor procedimento para cálculo da taxa de infiltração de água do solo para toda a área em estudo, corresponde ao ajuste da função potencial (PT), através da regressão não linear.

4.1.3. Medições da taxa de infiltração

A Tabela 3 e a Figura 8 mostram o comportamento da velocidade de infiltração do solo em relação ao tempo, em que no início do teste a taxa de infiltração é alta (39,61 cm h⁻¹) e, à medida que o tempo aumenta, a infiltração diminui, estabilizando-se no tempo de aproximadamente 160 min um valor constante de 0,71 cm h⁻¹, denominado velocidade de infiltração básica (VIB). O oposto do comportamento da velocidade de infiltração pode ser visto com a infiltração acumulada da água no solo. O valor médio da velocidade de infiltração básica, representativa para toda a área em estudo, foi obtido tomando-se como referência a curva da equação dos valores médios da velocidade de infiltração. Comumente, define-se a infiltração básica de um solo como sendo aquela

que corresponde ao instante em que a declividade (assintótica horizontal) da curva equivale a $-0,01 \text{ cm h}^{-1}$ (PREVEDELO, 1996).

Tabela 3. Momentos estatísticos dos dados da velocidade de infiltração medida nos 36 testes e da infiltração acumulada de água no solo, Campina Grande, PB, 2006

Tempo (min)	$V_i (\text{cm h}^{-1})$		$I_a (\text{cm})$	
	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão
10	39,61	11,91	5,99	1,63
20	5,73	1,76	6,87	1,90
30	5,05	1,62	7,65	2,05
40	4,37	1,58	8,31	2,28
50	3,46	1,48	8,82	2,41
60	2,42	0,69	9,19	2,48
70	2,42	1,01	9,55	2,59
80	1,93	0,79	9,84	2,66
90	1,86	0,76	10,11	2,67
100	1,54	0,70	10,37	2,75
110	1,30	0,69	10,59	2,83
120	1,67	1,42	10,86	2,92
130	1,18	0,42	11,06	2,93
140	0,89	0,28	11,21	2,95
150	0,83	0,21	11,35	2,97
160	0,70	0,27	11,46	2,97

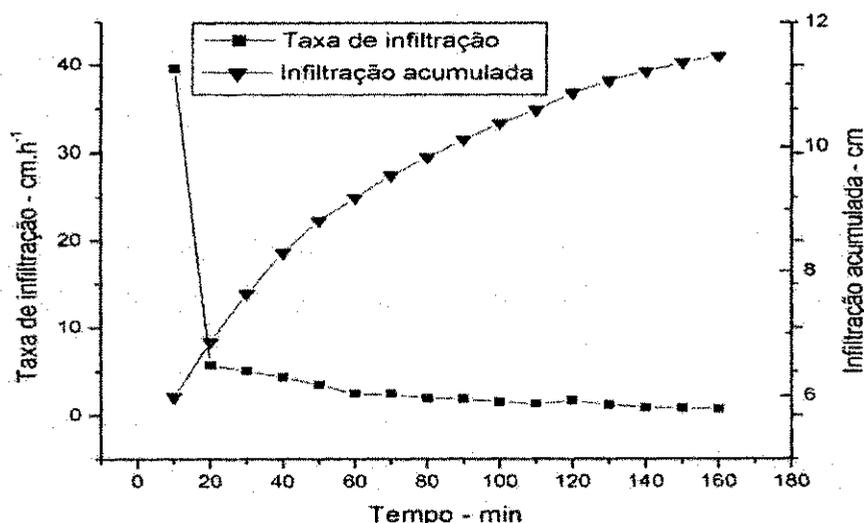


Figura 8. Curva dos valores médios da velocidade de infiltração e infiltração acumulada medidas em campo, Campina Grande, PB, 2006

Observa-se na Tabela 4 observam-se diferenças acentuadas no processo de infiltração entre os tratamentos, tanto para os tempos iniciais (1 min) como para os tempos finais (160 min). Essas diferenças são devidas, possivelmente, devidas à

infiltração lateral, presença de camadas heterogêneas, porosidade do solo e, principalmente, às mudanças ocorridas na estrutura do solo provadas pelas aplicações das crescentes quantidades de matéria orgânica advindas das tortas de mamona e algodão.

Tabela 4. Resumo estatístico referente às taxas de infiltração de água no solo, obtidas nos 32 testes de campo, para as quatro quantidades de torta de mamona de algodão e a testemunha, Campina Grande, PB, 2006

Tempo (min)	\bar{X}	DP	\bar{X}	DP	\bar{X}	DP	\bar{X}	DP
	Torta de mamona (kg ha ⁻¹)							
	3000		6.000		10.000		13.000	
1	30,00	23,17	22,00	19,57	16,00	31,11	22,00	12,44
160	0,33	0,25	0,67	0,29	0,77	0,37	0,33	0,21
	Torta de algodão (kg ha ⁻¹)							
	4.000		8.000		12.000		16.000	
1	42,90	30,65	8,49	15,00	7,75	34,12	24,00	8,49
160	0,59	0,44	0,55	0,07	0,35	0,13	0,53	0,09
	Testemunha (Sem torta)							
1	54,00	-----	54,00	-----	42,00	-----	78,00	-----
180	3,70	-----	4,10	-----	2,50	-----	4,20	-----

\bar{X} - média; DP - desvio padrão

De modo geral, os menores valores da taxa de infiltração são atribuídos à aplicação dos tratamentos com torta de algodão, que, possivelmente, tenha aumentada a microporosidade do solo, enquanto os maiores valores foram observados na ausência de matéria orgânica (testemunha). Tais resultados podem está refletindo o fato de existir um aumento no teor de matéria orgânica (Tabela 7), tendo-se, conseqüentemente, capacidade melhor de retenção de água no solo e de infiltração, pelo aumento da porosidade total e diminuição da densidade em solo arenoso (BARBOSA et al., 2004).

4.1.4. Densidade do solo e água disponível

Na Tabela 5, consta o resumo estatístico referente à água disponível (AD) e densidade do solo (Ds) para as três profundidades amostradas. De acordo com os limites do CV (%) proposto por WARRICK e NIELSIN (1980), nota-se variabilidade média para AD e Ds, pois são menores que 60% e superiores a 12% em todas as profundidades estudadas.

Observa-se também que a Ds apresentou baixa dispersão dos dados, o que pode ser constatado pelos valores do desvio padrão de 6,40, 7,30 e 8,50 e da amplitude total

de 0,474, 0,473 e 0,548 g cm⁻³, respectivamente, para as profundidades estudadas de 0-20, 20-40 e 40-60 cm.

Constata-se que, para a densidade do solo os valores de CV aumentaram quando a profundidade cresceu, enquanto para a água disponível diminuíram; o maior valor para o CV se deu para a água disponível na profundidade do solo de 0-20 cm; verifica-se também que os valores médios da AD nas três profundidades variam de acordo com os teores médios de argila e silte, apresentados na Tabela 1.

Tabela 5. Resumo estatístico da densidade do solo (Ds) e água disponível (AD) nas três profundidades estudadas, Campina Grande, PB, 2006

Parâmetro estatístico	Densidade do solo (g cm ⁻³)			Água disponível (cm ³ cm ⁻³)		
	Profundidade (cm)					
	0-20	20-40	40-60	0-20	20-40	40-60
Média	1,525	1,478	1,453	9,40	9,60	9,80
CV	6,40	7,300	8,500	20,20	19,70	18,40
Desvio padrão	0,098	0,108	0,124	1,90	1,90	1,80
Valor máximo	1,721	1,734	1,661	13,60	13,20	12,80
Menor Valor	1,247	1,261	1,113	5,30	4,70	6,00
Amplitude total	0,474	0,473	0,548	8,3	8,50	6,80

Objetivando uma melhor visualização do comportamento dos valores médios da água disponível (AD) e da densidade do solo (Ds) em função das três profundidades estudadas, confeccionou-se o histograma de frequência média apresentado na Figura 9, na qual é possível constatar um pequeno aumento dos valores médios de AD e Ds em função do acréscimo da profundidade, o que pode ser corroborado pelos valores médios de areia, argila e silte (Tabela 1), uma vez em que o valor da AD e Ds variam de acordo com a composição granulométrica do solo (REICHARDS e TIMM, 2004).

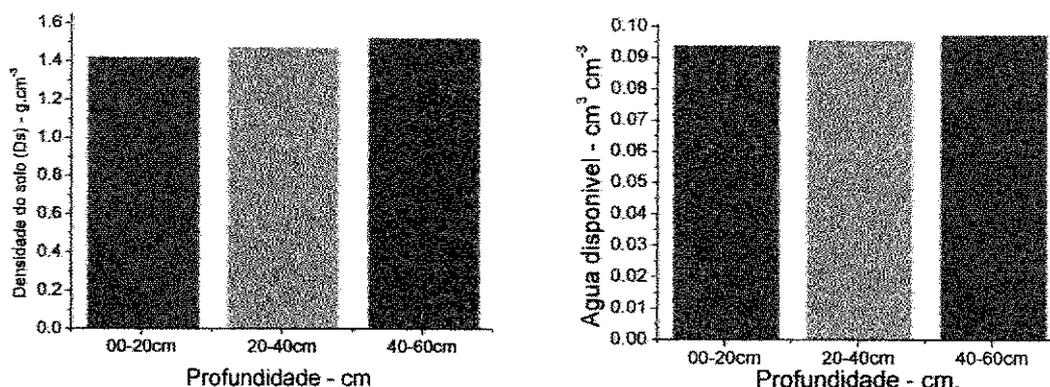


Figura 9. Diferentes momentos estatísticos da densidade do solo e água disponível, em função das três profundidades estudadas. Campina Grande, PB, 2006

4.2. Influência da matéria orgânica sem a dimensão fractal

4.2.1. Atributos físico-hídricos

Na Tabela 6 estão discriminados os resultados da análise de variância dos valores dos atributos físico-hídricos do solo: velocidade de infiltração básica (VIB); densidade do solo (D_s); água disponível (AD); e teor de matéria orgânica (MO). Através do teste F pode-se verificar que a aplicação dos tratamentos proporcionou diferenças estatisticamente significativas ($p < 0,01$) a 1% de probabilidade para todos os atributos físicos, exceto para a densidade do solo que foi significativa a 5%, como também para o teor de matéria orgânica a 1% de probabilidade.

Tabela 6. Análise de variância da velocidade básica de infiltração de água no solo (VIB), densidade do solo (D_s), água disponível (AD) e teor de matéria orgânica (MO), submetidos aos diferentes tratamentos, Campina Grande, PB, 2006

Fonte de variação	GL	Quadrado médio		
		VIB	D_s	AD
Tratamentos	8	2,071**	0,0125*	45,704**
Blocos	3	0,153ns	0,003ns	0,606ns
Resíduo	24	0,134	0,005	2,098
CV (%)		33,48	4,75	16,23

** , * e ns, respectivamente, significativo a 1 e 5% e não significativo

Com aplicação do teste de Tukey (Tabela 7) constatou-se que houve diferenças estatísticas entre os valores da velocidade de infiltração básica (VIB), densidade do solo (D_s) e água disponível (AD) submetidos aos tratamentos TM e TA em relação a

qualquer uma das quantidades aplicadas por meio das duas fontes, quando comparadas com o tratamento testemunha (ST).

Observa-se na Tabela 7 que houve diferença estatisticamente significativa entre os tratamentos de forma mais acentuada quando estes são comparados com o tratamento testemunha (sem adição de torta) para os atributos VIB, Ds, AD e MO, indicando que as quantidades de matéria orgânica aplicadas ao solo por meio das duas fontes, foram capazes de melhorar a estrutura do solo.

Observa-se com a Figura 10A, que os valores médios da VIB se diferenciaram estatisticamente do tratamento testemunha, muito embora não tenham diferenciados entre si. Os valores médios da VIB foram melhores para o tratamento TM4 e TA4, sendo o que proporcionou a maior redução da velocidade de infiltração básica foi o tratamento TA4, possivelmente devido o que incorporou maior quantidade de matéria orgânica no solo; nota-se ainda observando a Figura 10A, que o valor da VIB tende se reduzir a partir dos tratamentos TM1 e TA1.

Tabela 7. Valores médios da velocidade básica de infiltração de água no solo (VIB), densidade do solo (Ds), água disponível (AD), submetidas aos diferentes tratamentos, Campina Grande, PB, 2006

Tratamentos	Variáveis		
	VIB	Ds	AD
	(cm h ⁻¹)	(g cm ⁻³)	(%)
3.000 kg ha ⁻¹ de torta de mamona (TM ₁)	1,245 a	1,585 ab	9,245 b
6.000 kg ha ⁻¹ de torta de mamona (TM ₂)	0,915 a	1,581 ab	9,297 b
10.000 kg ha ⁻¹ de torta de mamona (TM ₃)	1,062 a	1,556 ab	10,072 b
13.000 kg ha ⁻¹ de torta de mamona (TM ₄)	0,763 a	1,539 ab	10,473 b
4.000 kg ha ⁻¹ de torta de algodão (TA ₁)	0,701 a	1,553 ab	9,476 b
8.000 kg ha ⁻¹ de torta de algodão (TA ₂)	1,310 a	1,517 ab	9,677 b
12.000 kg ha ⁻¹ de torta de algodão (TA ₃)	0,461 a	1,536 ab	11,127 b
16.000 kg ha ⁻¹ de torta de algodão (TA ₄)	0,560 a	1,439a	10,846 b
Sem aplicação de torta (ST)	2,852 b	1,645b	9,10 a

Embora os valores médios das variáveis analisados na Tabela 7 não se tenham diferenciados estatisticamente entre si, realizou-se uma análise de regressão (Figura 10) com objetivo verificar as tendências e o comportamento da velocidade de infiltração básica (VIB), densidade do solo (Ds), água disponível (AD) e teor de matéria orgânica (MO).

Porem, com relação à densidade do solo, não ocorreram diferenças significativas entre os tratamentos com matéria orgânica e o tratamento sem matéria orgânica diferiu

estatisticamente ao nível de 1% de probabilidade apenas do tratamento com torta de algodão na quantidade TA4 (16.000 kg ha⁻¹ de torta de algodão).

É possível observar nas Figuras 10A e 10B, que quando foram aplicadas ao solo tortas de algodão e de mamona, a VIB e a Ds tenderam a decrescer com um comportamento polinomial, indicando maior sensibilidade da Ds para o tratamento (TA4), tratamento este que forneceu maior quantidade de matéria orgânica ao solo (Figura 10B).

A água disponível (AD) e o teor de matéria orgânica (MO) aumentaram de forma linear positiva quando o solo foi submetido aos tratamentos com torta de algodão (TA) e de forma exponencial, também positiva, quando se aplicaram os tratamentos com torta de mamona (TM). O maior incremento da AD ocorreu quando o solo foi submetido ao tratamento TA3 (Figura 10C), enquanto para o teor de matéria orgânica o maior acréscimo aconteceu na presença do tratamento TA4 (Figura 10D).

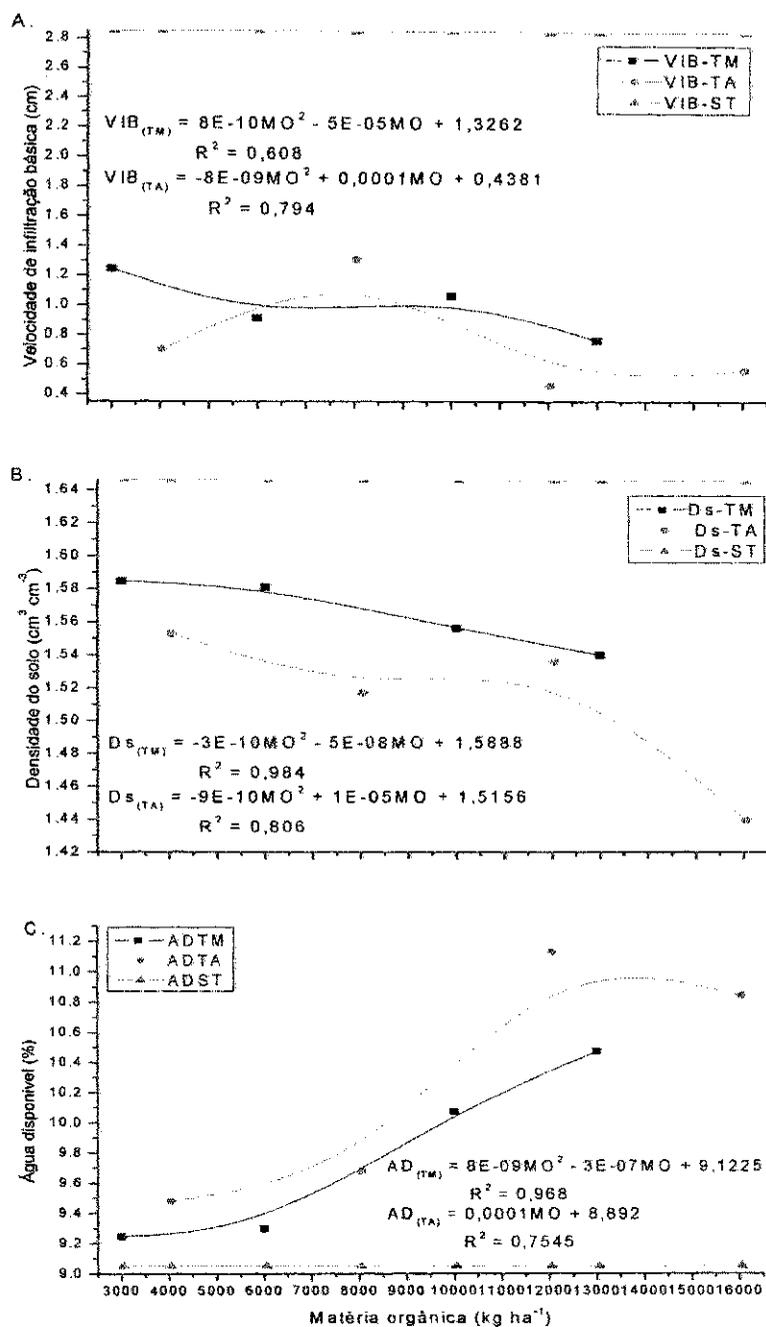


Figura 10. Valores médios de velocidade de infiltração básica da água no solo (VIB), densidade do solo (Ds), água disponível (AD) teor de matéria orgânica (MO) estudados quando o solo foi submetido as diferentes quantidades de torta de mamona e de algodão, Campina Grande, PB, 2006

4.3. Determinação da dimensão fractal

Os valores da dimensão fractal (D) calculados pelos dois métodos usados nesta pesquisa, foram analisados por meio da estatística descritiva, objetivando-se a obtenção dos valores de média, desvio padrão, coeficiente de variação (CV %), variância, valor

máximo e mínimo, amplitude total e coeficiente de determinação, tanto para o método D_{PSD} (distribuição média do tamanho das partículas) quanto para o método D_{SWRC} (com base na curva de retenção de água no solo), nas três profundidades do solo em estudo (0-20, 20-40, 40-60 cm).

4.3.1. Estimativa da dimensão fractal pelo método D_{PSD}

Inicialmente, determinaram-se as dimensões fractais, através do método D_{PSD} , pelo ajuste da curva de distribuição de partículas, nas profundidades 0-20, 20-40, 40-60 cm. Na Tabela 8, encontra-se o resumo estatístico dos valores de D_{PSD} e do coeficiente de determinação (R^2) nas três profundidades estudadas.

Estatisticamente constata-se que os valores de D_{PSD} apresentaram pequena variabilidade nas profundidades estudadas, fato este mostrado pelos baixos valores dos parâmetros estatísticos (Tabela 8). Os resultados variam de 2,841 a 2,751 (00-20 cm), 2,857 a 2,782 (20-40 cm) e 2,863 a 2,782 (40-60 cm), respectivamente, com valores médios de 2,811, 2,829 e 2,834 e amplitude total de 0,098, 0,085 e 0,081.

ANDRADE (2002) e CARVALHO et al. (2002) estudando solos de textura média, também encontraram valores com baixas variabilidades da dimensão fractal e coeficiente de correlação (R^2), através do método D_{PSD} .

Tabela 8. Resumo estatístico da dimensão fractal do solo determinada pelo método baseado na distribuição do tamanho de partículas (D_{PSD}), Campina Grande, PB, 2006

Parâmetro estatístico	Dimensão fractal do solo (D_{PSD})		
	Profundidade (cm)		
	00-20	20-40	40-60
Média	2,811	2,829	2,834
Variância	0,0013	0,00093	0,00083
CV (%)	0,013	0,011	0,010
Desvio padrão	0,035	0,030	0,029
Valor máximo	2,841	2,857	2,863
Valor mínimo	2,751	2,772	2,782
Amplitude total	0,098	0,085	0,081

Os menores valores de D_{PSD} foram encontrados na profundidade de 0-20 cm e os maiores na de 40-60 cm que corresponde aos solos que indicando um acréscimo nos valores de areia muito fina e silte (Tabela 1), estando coerentes com os valores mencionados por KRAVCHENKO (1997) e KRAVCHENKO (2000). RAWLS e

BRAKESEIK (1995) obtiveram valores de D_{PSD} de 2,42 em solos arenosos e de 2,87 para solos argilosos e ANDRADE (2002) trabalhando com solos de textura média encontrou valores de D_{PSD} que variaram de 2,700 a 2,970, também com baixos valores dos parâmetros estatísticos.

4.3.2. Estimativa da dimensão fractal pelo método D_{SWRC}

Posteriormente, realizaram-se as determinações dos valores de D_{SWRC} com o ajuste dos dados experimentais da curva de retenção de água no solo para as três profundidades em estudo. O resumo estatístico de D_{SWRC} encontra-se na Tabela 9 para as três profundidades estudadas e o resumo estatístico dos dados experimentais da curva de retenção de água no solo, determinada através das placas de Reichardt, está descrita na Tabela 10.

Tabela 9. Resumo estatístico da dimensão fractal do solo determinada pelo método baseado na curva de retenção de água do solo (D_{SWRC}), Campina Grande, PB, 2006

Parâmetro estatístico	Dimensão fractal (D_{SWRC})		
	Profundidade (cm)		
	00-20	20-40	40-60
Média	2,863	2,864	2,837
Variância	0,00016	0,00008	0,00045
CV (%)	0,005	0,003	0,007
Desvio padrão	0,013	0,009	0,021
Valor máximo	2,880	2,875	2,873
Valor mínimo	2,845	2,854	2,807
Amplitude total	0,035	0,021	0,066

Os valores de D_{SWRC} , apresentados na Tabela 9, são superiores aos valores de D_{PSD} . ANDRADE (2002), trabalhando com solos de textura franco argilosa no Estado de São Paulo também encontrou valores de D_{PSD} inferiores aos determinados pelo método D_{SWRC} ; ainda na Tabela 9, pode-se observar que nos valores de D_{SWRC} , ocorreram uma variabilidade menor dos dados, uma vez que os parâmetros estatísticos de D_{SWRC} foram inferiores aos de D_{PSD} , com exceção do valor da variância na profundidade de 0-20 cm, superior pelo método D_{SWRC} (0,00016).

Com relação aos demais parâmetros estatísticos analisados, o método D_{SWRC} foi o que se mostrou mais coerente, devido à menor variação dos valores dos parâmetros

analisados, que foi de 2,880 a 2,845 (00-20 cm), 2,875 a 2,854 (20-40 cm) e 2,873 a 2,807 (40-60 cm), respectivamente, com uma amplitude total média de 0,035, 0,021 e 0,066. Os desvios padrões indicaram uma menor variação dos dados (Tabela 9). De forma geral, os menores valores dos parâmetros estatísticos da D_{SWRC} indicam que quando comparados com os de D_{PSD} , para as três profundidades estudadas, pode ter sido possivelmente em decorrência das pequenas variabilidades das características físicas nos horizontes texturais do solo. A grande importância de se obter uma dimensão fractal o mais confiável possível deve-se ao fato de que essa propriedade é usada como parâmetro para determinação de propriedades físico-hídricas de extrema importância para irrigação e drenagem, cuja determinação das mesmas é difícil e/ou dispendiosa com os métodos tradicionais, como condutividade hidráulica saturada e não saturada.

4.3.3. Ajuste da curva de retenção com base na aproximação fractal

Com a obtenção dos valores da dimensão fractal pelos dois métodos usados nesta pesquisa (D_{PSD} e D_{SWRC}), esses valores foram incorporados aos valores oriundos da curva de retenção de água do solo através do modelo proposto por Books e Corey modificado por ANDRADE (2002), capaz de ajustar a curva de retenção, estimando os teores de água no solo em função do potencial matricial.

Na Tabela 10 encontra-se o resumo estatístico das curvas de retenção de água no solo. Os baixos valores de desvio padrão (DP) e coeficiente de variação (CV) indicam uma baixa variabilidade dos valores médios dos teores de água no solo em função do potencial matricial. Os maiores valores de CV (%) e DP foram constatados na profundidade de 40-60 cm. Verifica-se para as três profundidades estudadas que o CV teve um acentuado acréscimo para os conteúdos de umidades correspondentes aos maiores potenciais matriciais de água no solo (superiores a 300 kPa). Ao se observar a Figura 11, pode-se constatar que os maiores erros relacionados com as estimativas dos modelos usados, foram para as umidades referentes aos maiores potenciais matriciais.

Tabela 10. Resumo estatístico dos valores médios da umidade volumétrica ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) do solo nas respectivas profundidades estudadas em função do potencial matricial aplicado, Campina Grande, PB, 2006

Ψ_m (kPa)	\bar{X}	DP	CV	\bar{X}	DP	CV	\bar{X}	DP	CV	\bar{X}	DP	CV
	Observados	BCD _{SWRC}			BCD _{PSD}			Brooks e Corey				
0-20 cm de profundidade												
0,01	0,41	0,00	0,00	0,43	0,03	6,88	0,39	0,0008	0,0297	0,41	0,00	0,00
10	0,17	0,02	14,50	0,17	0,02	14,50	0,23	0,0012	0,0354	0,18	0,02	14,27
30	0,16	0,02	13,80	0,15	0,02	15,85	0,19	0,0002	0,0161	0,15	0,02	14,83
100	0,14	0,02	16,10	0,13	0,02	17,33	0,16	0,0004	0,0210	0,13	0,02	15,06
300	0,12	0,02	17,62	0,11	0,02	18,70	0,13	0,0001	0,0104	0,11	0,01	15,13
500	0,10	0,01	16,44	0,10	0,02	19,34	0,12	0,0001	0,0122	0,11	0,01	14,90
1000	0,09	0,01	16,35	0,09	0,02	20,20	0,11	0,0001	0,0123	0,10	0,01	14,87
1500	0,08	0,01	12,68	0,09	0,01	20,71	0,09	0,0008	0,0092	0,10	0,01	14,89
20-40 cm profundidade												
0,01	0,43	0,00	0,00	0,44	0,02	5,90	0,36	0,0007	0,027	0,43	0,00	0,00
10	0,17	0,01	9,24	0,17	0,01	9,24	0,23	0,00211	0,0459	0,18	0,01	8,09
30	0,16	0,01	7,03	0,15	0,01	9,96	0,20	0,0008	0,0293	0,15	0,01	8,20
100	0,14	0,01	8,29	0,12	0,01	10,79	0,17	0,00052	0,0229	0,12	0,01	8,24
300	0,12	0,01	10,07	0,11	0,01	11,56	0,18	0,00474	0,068	0,11	0,01	8,69
500	0,10	0,01	11,96	0,10	0,01	11,93	0,16	0,00371	0,0609	0,10	0,00	8,63
1000	0,09	0,01	8,21	0,09	0,01	12,43	0,12	0,00019	0,0139	0,10	0,00	9,05
1500	0,08	0,01	9,82	0,08	0,01	12,73	0,11	0,00033	0,0182	0,10	0,00	9,01
40-60 cm profundidade												
0,01	0,49	0,00	0,00	0,44	0,02	4,94	0,36	0,0009	0,030	0,49	0,00	0,00
10	0,18	0,05	31,58	0,14	0,02	18,24	0,24	0,00137	0,0371	0,19	0,06	35,45
30	0,15	0,05	31,57	0,12	0,02	20,61	0,21	0,00040	0,0202	0,14	0,044	30,01
100	0,13	0,04	35,12	0,10	0,02	23,24	0,19	0,00036	0,0191	0,11	0,03	27,35
300	0,10	0,03	29,75	0,08	0,02	25,67	0,17	0,00047	0,021	0,10	0,02	26,49
500	0,09	0,01	21,32	0,07	0,02	26,80	0,13	0,00022	0,0149	0,09	0,02	27,17
1000	0,08	0,01	23,40	0,07	0,02	28,35	0,11	0,00023	0,0154	0,09	0,02	26,47
1500	0,07	0,01	24,99	0,06	0,01	29,26	0,10	0,00011	0,0107	0,08	0,02	26,17

BCD_{SWRC} – com base na curva de retenção de água no solo, BCD_{PSD} – com base na curva de distribuição do tamanho de partículas,

\bar{X} - média, DP – desvio padrão e CV – coeficiente de variação

Destacam-se os melhores valores para o modelo de Brooks e Corey com aproximação fractal baseada na curva de retenção de água no solo (BCD_{SWRC}), mostrando-se satisfatórios quando comparados com os dados experimentais; desta forma, o modelo BCD_{SWRC} apresenta-se adequado para estimativa da curva de retenção de água no solo, com um erro padrão de estimativa de 0,0136, 0,0124 e 0,0435%, respectivamente, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-60 cm (Tabela 11).

Tabela 11. Erro padrão de estimativa para os modelos de ajustes da curva de retenção de água no solo nas três profundidades estudadas, Campina Grande, PB, 2006

Modelos	Erro padrão de estimativa		
	Profundidade (cm)		
	00-20	20-40	40-60
BCD _{SWRC}	0,0136	0,0124	0,0435
BCD _{PSD}	1,1416	2,3275	1,5336
Brooks e Corey (BC)	0,0107	0,0105	0,0420

Como se observa na Figura 11, os modelos Brooks e Corey e BCD_{SWRC} tiveram desempenhos semelhantes, uma vez que estimaram valores de umidade bem próximos dos valores experimentais; já o modelo BCD_{PSD} subestimou os valores de umidade quando o solo foi submetido a baixas tensões e os superestimou quando em altos potenciais matriciais, indicando que para o estudo de movimento de água no solo é mais adequado levar em consideração a geometria e o diâmetro médio dos poros do solo (ANDRADE, 2002).

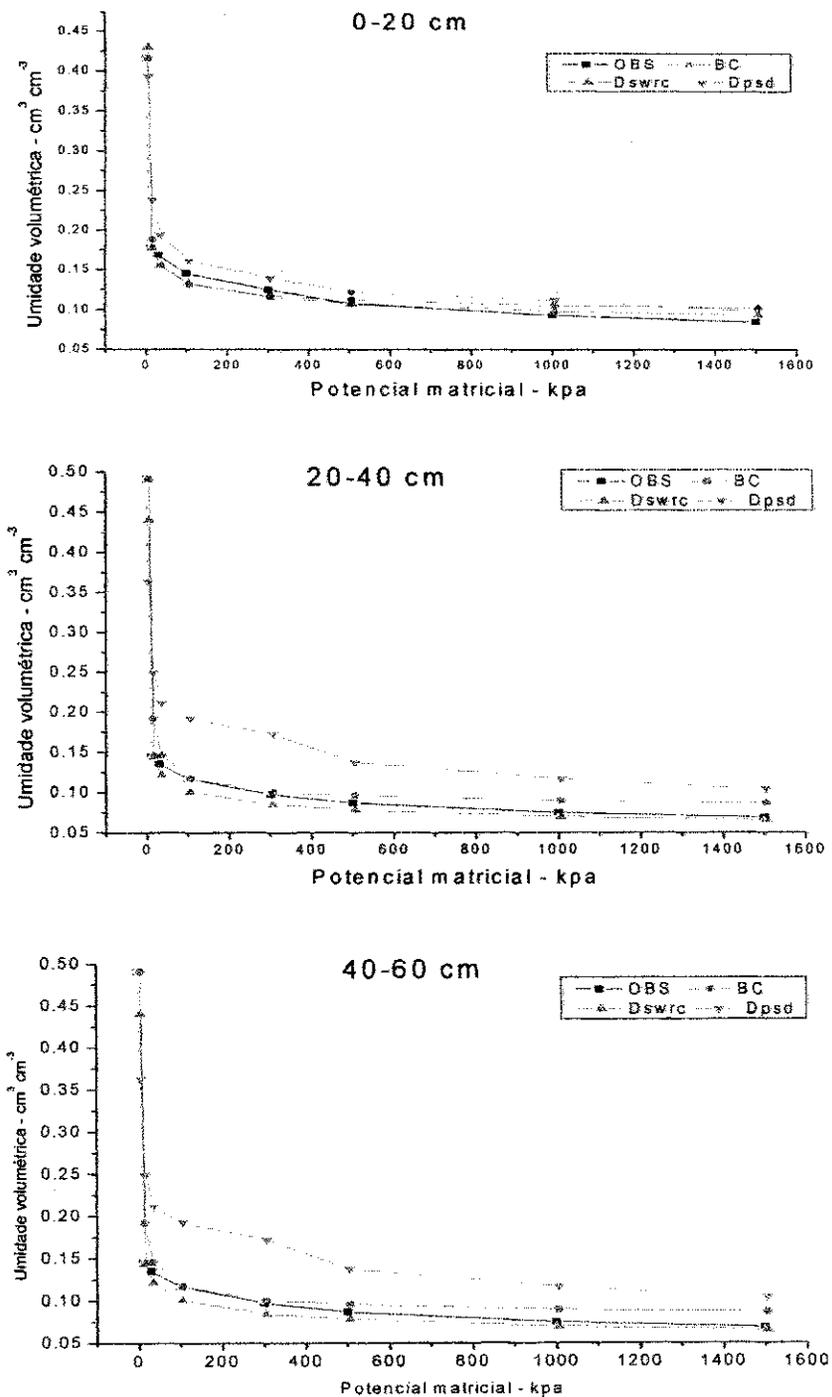


Figura 11. Curvas de retenção de água no solo ajustadas pelos três modelos avaliados, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-60 cm, Campina Grande, PB, 2006

Verifica-se ainda pela Figura 11 que nos potenciais matriciais de 0 até 100 kPa, os modelos BC e BCD_{SWRC} mostraram-se adequados com excelentes estimativas, porém, o modelo BC tende a subestimar os valores de θ com o acréscimo do potencial matricial, já o modelo BCD_{SWRC} subestima os valores de θ no intervalo de 100 a 300 kPa, estimando, entretanto, com boa precisão o conteúdo de umidade do solo em

quando comparada com a K_s medida em campo ($E_r = 8,082$). Entretanto, ANDRADE (2000), trabalhando com solos de textura franco argilosa do estado de São obteve bons resultados da K_s com a aplicação do método baseado na dimensão fractal obtida pela curva de retenção de água no solo (D_{SWRC}).

Tabela 12. Valores médios experimentais e estimados da condutividade hidráulica do solo saturado, para as três profundidades do solo, Campina Grande, PB, 2006

Parâmetros estatísticos	Condutividade hidráulica do solo saturado (cm h^{-1})		
	K_s - Infiltrômetro	K_s - D_{SWRC}	K_s - D_{PSD}
Média	0,50074	0,14738	0,17250
Variância	0,09885	0,00438	0,00773
Desvio padrão	31,440	6,621	8,794
Coef. de variação - CV (%)	63,123	55,82465	81,90016
Valor máximo	1,26022	0,28969	0,49005
Menor valor	0,06471	0,07025	0,06882
Amplitude total	1,19551	0,21943	0,42123
Erro padrão de estimativa (E_r)	-----	8,082	7,387
Coef. de assimetria	0,38186	0,98770	1,81928
Coef. de curtose	-0,66241	-0,19633	4,20031

4.3.5. Estimativa da água disponível

Estimar a água disponível (AD) no solo pelos três modelos usados nesta pesquisa e confrontá-los com os valores de AD medidas experimentalmente em laboratório (placas Richardt), é um dos objetivos desta pesquisa após a obtenção das curvas de retenção de água no solo por meio da dimensão fractal com base na curva e retenção (D_{SWRC} , D_{PSD} e modelo de Brooks e Corey).

Na Tabela 13, está descrito o resumo estatístico da água disponível para três profundidades estimadas nos três que; verifica-se que os valores médios da água disponível para as três profundidades apresentam normalidade e um crescente coeficiente de variação com o acréscimo da profundidade, para os três modelos estudados, porém dentro de uma faixa aceitável para solos.

Tabela 13. Resumo estatístico da água disponível determinada pelo método de laboratório (Câmara e pressão), estimada pela dimensão Eq. de Brooks e Corey com fractal (D_{PSD} e D_{SWRC}) e sem a dimensão fractal, profundidades em estudo

Parâmetro estatístico	Profundidade (cm)		
	0-20	20-40	40-60
OBSERVADOS (OBS)			
Média	9,242	9,305	10,978
Variância (% ²)	2,554	1,267	30,729
Desvio padrão (%)	1,598	1,126	5,543
Coef. de variação (%)	17,293	12,098	50,496
Amplitude total	4,372	3,235	16,204
Mínimo	7,360	7,447	5,974
Máximo	11,732	10,682	22,178
BCD_{SWRC}			
Média	8,371	8,622	7,949
Variância (% ²)	0,454	0,307	0,581
Desvio padrão (%)	0,674	0,554	0,762
Coef. de variação (%)	8,048	6,421	9,587
Amplitude total	1,836	1,601	2,571
Mínimo	7,423	7,756	6,575
Máximo	9,259	9,357	9,145
Erro padrão de estimativa (Er)	0,804	0,946	1,586
BCD_{PSD}			
Média	3,754	2,117	1,951
Variância (%)	0,297	0,038	0,440
Desvio padrão (%)	0,545	0,196	0,663
Coef. de variação (%)	14,508	9,240	33,978
Amplitude total	1,516	0,521	2,097
Mínimo	3,066	1,883	1,167
Máximo	4,582	2,404	3,264
Erro padrão de estimativa (Er)	7,889	10,243	14,337
BC original			
Média	8,525	8,538	10,325
Variância (%)	1,662	0,726	31,762
Desvio padrão (%)	1,289	0,852	5,636
Coef. de variação (%)	3,600	2,400	16,500
Amplitude total	6,700	7,200	5,400
Mínimo	10,300	9,600	21,900
Máximo	2,792	2,818	2,928
Erro padrão de estimativa (Er)	1,049	1,157	1,970

Estatisticamente, constata-se que os valores de AD apresentaram pequena variabilidade nas profundidades estudadas de 0-20 e 40-40 cm com acréscimo mais acentuado para a profundidade de 40-60 cm (50,496 %), para AD quando determinada pelo método de laboratório; para o método de Brooks e Corey com a dimensão fractal baseada na curva de retenção (BCD_{SWRC}) e Brooks e Corey original, verifica-se baixo coeficiente de variação e do desvio padrão para as três profundidades estudadas, porém para o modelo de Brooks e Corey com a dimensão fractal baseada na curva de

distribuição de partículas, verifica-se maior variabilidade de forma mais acentuada na última profundidade.

Verificando a Tabela 13 é possível observar os melhores valores para o modelo de Brooks e Corey com aproximação fractal baseada na curva de retenção de água no solo (BCD_{SWRC}), mostrando-se satisfatórios quando comparados com os dados experimentais; desta forma, o modelo BCD_{SWRC} apresenta-se adequado para estimativa da água disponível do solo, com um erro padrão de estimativa de 0,804, 0,946 e 1,586%, respectivamente, nas profundidades de 0-20, 20-40 e 40-60 cm (Tabela 13).

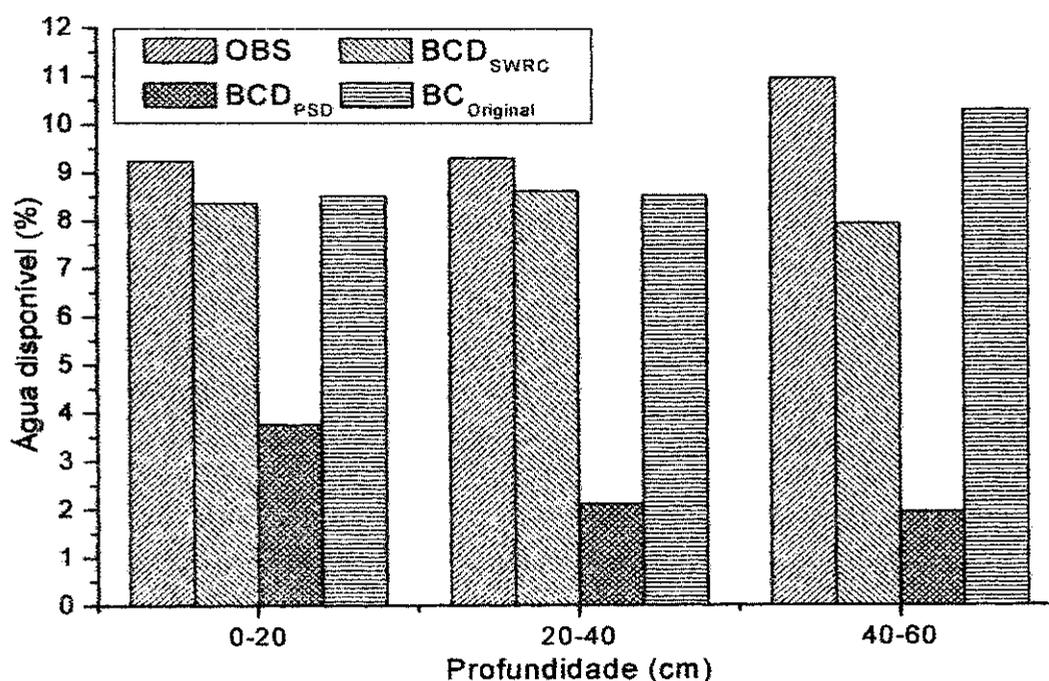


Figura 12. Histograma de frequência de água disponível, nas três profundidades, Campina Grande, PB, 2006

4.3.6. Influência da matéria orgânica na dimensão fractal (D) do solo

Como um dos objetivos desta pesquisa foi explorar a aplicabilidade da teoria dos fractais nas ciências agrárias, sendo uma de suas utilidades e/ou ferramenta descrever os agregados do solo, a geometria fractal tem sido proposta no estudo de determinação de modelos que melhor represente a distribuição do tamanho das partículas e poros do solo, em que a distribuição do tamanho dos agregados expressa em termos de massa e a distribuição dos poros expressa em forma de canais ou filmes (CARVALHO et al., 2004).

Sendo a dimensão fractal (D) uma das principais características da geometria fractal, representativa da fragmentação do solo (quanto maior seu valor maior a fragmentação do solo), a dimensão dos solos argilosos ($2,5 < D \leq 3$) é superior à dos solos arenosos.

Na Tabela 14 estão descritos os resultados da análise de variância dos valores do atributo dimensão fractal (D) do solo determinado pelos métodos: baseados na curva de retenção (D_{WSRC}) e curva de distribuição de partículas (D_{PSD}). Através do teste F verifica-se que a aplicação dos tratamentos proporcionou diferenças estatisticamente significativas ($p < 0,05$) a 5% de probabilidade para o atributo D_{WSRC} , e para a D_{PSD} significativa a 1%.

Tabela 14. Análise da variância da dimensão fractal determinada com base na curva de retenção e com base na curva de distribuição do tamanho das partículas do solo, submetidas aos diferentes tratamentos. Campina Grande, PB, 2006

Fonte de variação	GL	Quadrado médio	
		D_{WSRC}	D_{PSD}
Tratamentos	8	0,000595 *	0,002017 **
Resíduo	27	0,000175	0,000427
Total corrigido	35	-----	-----
CV		0,46	0,73

** , * e ns, respectivamente, significativo a 1 e 5% e não significativo

Com aplicação do teste de Tukey (Tabela 15) ocorreu diferenças estatísticas entre os valores da dimensão fractal do solo quando determinada com base na curva de retenção indicando que a matéria orgânica tende a elevar os valores da dimensão fractal do solo. Tais alterações foram encontrados quando o solo foi submetido ao tratamento com torta de algodão (TA4), e aos tratamentos TM1, TM2, TM4, TA1, TA2 e TA4; nas condições em que a pesquisa foi realizada, pode-se constatar que essas diferenças se devem ao fato da geometria dos poros do solo esta sendo alterada pela aplicação das doses de matéria orgânica e incorporação dos restos culturais da cultura que então estava sendo cultivada na área experimental.

Tabela 15. Valores médios da dimensão fractal determinada com base na curva de retenção e com base na curva de distribuição do tamanho das partículas do solo submetidas aos diferentes tratamentos. Campina Grande, PB, 2006

Tratamentos	Dimensão fractal (D)	
	D _{SWRC}	D _{PSD}
3.000 kg ha ⁻¹ de torta de mamona (TM1)	2,8687 ab	2,7975 a
6.000 kg ha ⁻¹ de torta de mamona (TM2)	2,8482 a	2,8303 b
10.000 kg ha ⁻¹ de torta de mamona (TM3)	2,8784 ab	2,8456 b
13.000 kg ha ⁻¹ de torta de mamona (TM4)	2,8735 ab	2,8099 ab
4.000 kg ha ⁻¹ de torta de algodão (TA1)	2,8634 ab	2,8309 b
8.000 kg ha ⁻¹ de torta de algodão (TA2)	2,8476 a	2,8340 b
12.000 kg ha ⁻¹ de torta de algodão (TA3)	2,8816 b	2,8271 b
16.000 kg ha ⁻¹ de torta de algodão (TA4)	2,8782 ab	2,8444 b
Sem aplicação de torta (ST)	2,8670 ab	2,8229 ab
Média geral	2,8683	2,8246

Para o método D_{PSD} somente o tratamento (TM1) apresentou um valor estatisticamente inferior a todos os demais; entretanto todos os outros tratamentos foram estatisticamente iguais, cujo resultado pode ser explicado pelo fato do método D_{PSD} determinar a dimensão fractal do (D) com base na análise textural, ou seja, na curva de distribuição de partículas; no entanto, a granulometria não sofre alterações com a aplicação da matéria orgânica.

5. CONCLUSÕES

1. Os modelos de Horton e de regressão não linear potencial foram os que apresentaram as melhores estimativas da taxa de infiltração d'água no solo.
2. Em todos os tratamentos com matéria orgânica ocorreram diferenças significativas nos valores médios da velocidade de infiltração básica e da água disponível, em relação ao tratamento sem matéria orgânica; entretanto, não ocorreram diferenças significativas nessas variáveis devido aos tratamentos com matéria orgânica.
3. Para a densidade do solo, não foram constatadas diferenças significativas entre os tratamentos com matéria orgânica; o tratamento sem matéria orgânica diferiu estatisticamente a nível de 1% de probabilidade apenas do tratamento com torta de algodão na quantidade de 16.000 kg ha⁻¹.
4. Dentre os três modelos testados, o modelo de Brooks e Corey, modificado para a dimensão fractal determinada a partir das medições em laboratório da curva de retenção de água no solo (BCD_{SWRC}), foi o que melhor estimou a referida curva, quando comparado com as medições de laboratório, seguido pelo modelo original de Brooks e Corey.
5. Observam-se valores elevados do parâmetro estatístico erro padrão de estimativa (ER), indicando erros na estimativa dos valores da condutividade hidráulica saturada (Ks), porém se justifica o uso da técnica da aproximação fractal tendo em vista a rapidez e o baixo custo com que se obtém essa propriedade hídrica do solo.
6. Os procedimentos dos modelos matemáticos propostos nesta pesquisa com uso da dimensão fractal nas estimativas da condutividade hidráulica saturada e da curva de retenção de água no solo, permitem avaliar satisfatoriamente essas propriedades, quando comparados com os procedimentos experimentais tradicionais, favorecendo a economia de tempo e de recursos financeiros despendidos em experimentações de campo.

7. A teoria fractal por meio da determinação da dimensão fractal (D) baseada na curva de retenção de água no solo, estimou com excelente precisão os valores de água disponível, seguida pelo modelos de Brooks e Corey;

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, A. R. S. de. Características físico-hídricas dos solos da estação experimental da Embrapa-algodão: Variabilidade espacial. Campina Grande, Universidade Federal da Paraíba, 1997. 78p. Dissertação (Mestrado em Eng. Agrícola) – UFPB, Universidade Federal da Paraíba, 1997.

ANDRADE, A. R. S. de. Aplicação da teoria fractal e da geoestatística na estimativa da condutividade hidráulica saturada e do espaçamento entre drenos. Botucatu, Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita” Faculdade de Ciências Agrônômicas Campus de Botucatu, Botucatu, SP, 2002. (Tese de Doutorado)

AMÉRICO, J.L. Características Físicas e fator de Erosibilidade de Quatro Solos Representativos do Município de São Mamede Paraíba-Areia. Departamento de Solos e Engenharia Rural, CCA/UFPB, 87 p 1979. (Dissertação de Mestrado).

ANDRADE, A. R. S. de; GUERRINI, I. A.; GARCIA, C. J. B.; KATEZ, I.; GUERRA, H. O. C. VARIABILIDADE ESPACIAL DA DENSIDADE DO SOLO SOB MANEJO DA IRRIGAÇÃO. Ciênc. agrotec., Lavras, v. 29, n. 2, p. 322-329, Lavras, MG., 2005.

AGNESE, C., CRESCIMANNO, G., LOVINO, M. On the possibility of predicting the hydrological characteristics of soil from the fractal structure of porous media. ANN. Geophys, 12, Suppl. II, 1994. 482p.

ANTONIO, F. C.; DORFMAN, R., Manual de ensaios de laboratórios e campo para irrigação e drenagem. Nobel, 125-146p. 1986.

AYERS, R. S. & WESTCOT, D.W. A qualidade da Água na Agricultura. Tradução: H, R, Gheyi e J. F. de Medeiros. Campina Grande, PB. UFPB/PRAI/CCT. 218p (Tradução de: Water Quality for Agriculture. FAO, Rome, 1985), 218p. 1991.

AURÉLIO, C. G. L., Estudo da variabilidade espacial da infiltração; aspectos técnicos e experimentais. Universidade Federal da Paraíba – UFPB, Curso de Pós-graduação em engenharia Cível, 142p (1992) (Dissertação de Mestrado).

BACCHI, O.O.S., REICHARDT, K., VILLA NOVA, N.A. Fractal scaling of particle and pore size distributions and its relation to soil hydraulic conductivity. *Sei. Agric.*, v.53, n.2, p. 1-9, 1996.

BARTOLI, F., OHILIPPY, R., DOIRISSE, M., NIQUET., S., DUBUILT, M. Silty and sandy soil structure and self-similarity: The fractal approach. *J. Soil Sci.*, v.42, p.167-185, 1991.

BARBOSA, G. M. C.; TAVARES FILHO, J.; FONSECA, I. C. B. Condutividade hidráulica saturada e não Saturada de um latossolo vermelho eutrófico tratado com lodo de esgoto. *Ver. Brás. de Ciências do solo*, Viçosa, MG, p.403-407, 2004. et al., 2004.

BERNARDO, S. Manual de Irrigação. 6. ed. Viçosa: UFV, p.20-39, 1995.

BEZERRA, J. R. C.; AMORIM NETO, M da. Irrigação do algodoeiro herbáceo. In: BELTRÃO, N. E. de M. (Org.). *O agronegócio do algodão no Brasil*. Brasília: Embrapa-SPI/Embrapa Algodão, v.1, p.619-682, 1999.

BARBOSA, G. M. C.; TAVARES FILHO, J.; FONSECA, I. C. B. Condutividade hidráulica saturada e não Saturada de um latossolo vermelho eutrófico tratado com lodo de esgoto. *Ver. Brás. de Ciências do solo*, Viçosa, MG, p.403-407, 2004. et al., 2004.

BATISTA, L. F., Aplicação de N, P e S35 e Seus efeitos na Cana-de-açúcar. Escola Superior de Agricultura-ESA, Luiz de Queiroz, Centro Nacional de Energia Nuclear Na Agricultura, Piracicaba, SP, 1977. (Dissertação de Mestrado)

BAVER, L. D, Soil permeability in Relation to Noncapillary Porosity. *Soil Sci.*, Inc. New York, U.S.A., 1938.

BIRD, N.R.A., BARTOLI, F. DEXTER, A.R. Water retention models for fractal soil structures. *J. Soil Sci.*, v.47, p.1-6, 1996.

BLACK, C.A. (Ed). Methods of soil analysis. Madison: American Society of Agronomy, 1965. v. 2. (Agronomy Monograph, 9).

BOUYOUCOS, G.J. The hydrometer method for studying. Soil Sei., v.5, n.25, p.367-371, 1951.

BRANDÃO, V. S.; PRUSKI, F. F., SILVA, D. D., Infiltração da água no solo. Editora Universidade Federal de Viçosa-UFV, Viçosa-MG, 2003.

BROOKS, R.H. & COREY, A.T. Hydrdraulic properties of porous media Hidrol. Pap. 3, Colorado State Univ. Fort Collins, 1964. 180p.

BUSSAB, W. de O. & MORETTIN, P.A. Estatística Básica. Editora Saraiva, 2004, 525 p.

Carvalho, José Ruy Porto de ; DECHEN, Sonia Carmela Falci ; Dufranc, Guido . Variabilidade espacial da agregação do solo avaliada pela geometria fractal e geoestatística.. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, MG, v. 28, n. 1, p. 1-9, 2004.

CARVALHO, J. R. P; DECHEN, S. C. F; DUFRANC, G. VARIABILIDADE ESPACIAL DA AGREGAÇÃO DO SOLO AVALIADA PELA GEOMETRIA FRACTAL E GEOESTATÍSTICA. Revista Brasileira de Ciências do Solo, 28:1-9p, 2004.

CARVALHO, J.R.P.; DECHEN, S.C.F. & DUFRANC, G. Uso da geometria fractal na avaliação da variabilidade espacial de parâmetros de agregação do solo em São Paulo. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE AGRICULTURA DE PRECISÃO, 2., Viçosa, 2002. Anais. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2002a. 5p. CD-ROM.

CARVALHO, J.R.P.; SILVEIRA, P.M. & VIEIRA, S.R. Geoestatística na determinação da variabilidade espacial de características químicas do solo sob diferentes preparos. Pesq. Agropec. Bras., 37:1151-1159, 2002b.

CENTURION, J.F.; ANDRIOLI, I. Regime hídrico de alguns solos de Jaboticabal. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.24, n.4, p.701-709, 2000.

CHRISTOFIDIS, D. Situação das áreas irrigadas: métodos e equipamentos de irrigação: Brasil. Brasília: UnB, 1999. 26 p.

CRUCIANI, D. E. A drenagem na agricultura 2º. Ed Nobel. São Paulo, SP, 1983.

DAKER, A. Irrigação e drenagem: a água na agricultura. 7.ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1988, 543p.

EDWARDS, W.M.; LARSON. W.E. Infiltration of water into soils as influenced surface seal development. Transactions of ASAE, v. 12, n. 4, p. 463-5;470, 1969.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análises de solos. Rio de Janeiro: CNPS, 1999. 412p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília, 1999. 412p.

FABIAM, A. J.; OTONI FILHO, T. B. Determinação da capacidade in situ através de equações de regressão. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, v.35, n.5, p.1029 – 1036, 2000.

FERNANDEZ, B.M. (1980). Relação Solo - Água-Planta. Programa de Treinamento e Capacitação de Recursos Humanos em Irrigação - Escola Superior de Agricultura de Mossoró - RN, 230 p. (Monografia-01)

FERNANDEZ, B.M. (1987). Prática de Física de Solo-Programa de Treinamento e Capacitação de Recurso Humanos em Agricultura Irrigada. Escola Superior de Agricultura de Mossoró - RN, 98 p.

FERREIRA, D.F. Análises estatísticas por meio do Sisvar para Windows versão 4.0. In: REUNIÃO ANUAL DA REGIÃO BRASILEIRA DA SOCIEDADE INTERNACIONAL DE BIOMETRIA, 45., 2000, São Carlos, SP. Programa e resumos... São Carlos: Região Brasileira da Sociedade Internacional de Biometria, p. 255-258, 2000.

FORSYTHE, W.M. Densidad de las Partículas del suelo, Metodo con água y con Kerosene. In: Curso de Física de Suelo-Turrialba, IICA, 14 p. 1973.

FRIESEN, W. J., MIKULA, R. J. Fractal dimensions of coal particles. J. Colloid Interface Sci., v.120, p263-271, 1987.

GREEN W.H. & AMPT, G. Studies of soil physics. Part I. The flow of water and air through soils. J. Agric. Sci., London, v.4, 1-24, 1991.

GUERRA, H.C. Física dos solos, 1 ed. Campina Grande: UFPB, 2000. 173 p.

Antonio C. D. A., RUIZ, Carlos F.; SOUZA, E. S. de, Distribuição probabilística do fator de escala de dois solos do Estado da Paraíba. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.8, n.2/3, p.220-224, Campina Grande, PB, DEAg/UFCG. Campina Grande, PB, 2004.

HILLEL, D.; KRENTOS, V.D. & STYLIANOU, Y. Procedure and test o fan internal method for measuring soil hydraulic condutivity characteristics in situ. Soil Sci., Baltimore, v.114, p.395-400, 1972.

HILLEL, D. (Ed.) Applications of Sois Physecs - New York: Academic Press, 1980. 288p.

HORTON, L.D. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, v.5, 399-417, 1940.

HOTT, M. C.; SOARES, V. P.; RIBEIRO, C. A. Á. S.; GRIFFITH, J. J. Análise fractal de textura usando um operador de Hurst em uma imagem TM/Landsat. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 4089-4093. IN. Anais.

irrigation scheduling. Carolina: North Carolina Cooperative Extension Service, 1996. (Disponível em <http://www.bae.ncsu.edu/programs/extension/evans/ag452-1.htm>, em 11/03/2004). MUNRO, J. M. Cotton. 2.ed. Singapore: Longman, cap.10, p.130-146, 1987.

KIEHL, E. J. Manual de edafologia. Ceres, São Paulo, 1979. N° Pag: 112-114 e 145-148, 262p.

KLAR, A. E. Irrigação: Frequência e quantidade de aplicação. Nobel, São Paulo, 1991 pag: 17-18, 156p.

KLUTE, A. Water retention: Laboratory methods. In: KLUTE, A. ed. Methods of soil analysis. 2ed. Madison, American Society of Agronomy, p.635-660, 1986.

KOSTIAKOV, A.N. On the dynamics of the coefficient of water - percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of ameliation. Trans. 6th comm. Intern. Soc. Soil Sci., Moscou, Part A., 17-21, 1932

KRAVCHENKO, A.N. Geostatistical and Fractal Analyses for Soil Hydraulic Properties. Department of Plant, Soil, and Insect Sciences, 1997. 143 p. Tese (Doctor of Philosophy in Soil Science) - University of Wyoming, 1997.

KRAVCHENKO, A.N., BULLOCK, D.G. Correlation of corn and soybean grain yield with topography and soil properties. Agron. J., v.92, p.75-82, 2000.

LAUX, P. R.; PEREIRA R. S. Revisão do Modelo de Geometria Fractal. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 4103-4110. IN. ANAIS

LIBARDI, P.L. Dinâmica da Água no Solo. Piracicaba – ESALQ, 2000, 497 p.

MELO, F.A.F.; BRASIL SOBRINHO, M. O. C.; ARZOLLA, S.; SILVEIRA, R. L.; COBRA NETTO, A.; KIEHL, J. C. Fertilidade do solo. São Paulo: Nobel, p. 7,8 e 23, 1989.

MELLO, C. R.; OLIVEIRA, C. G.; FERREIRA, D. F.; LIMA, J. M.; LOPES, D. Modelo para determinação dos parâmetros da equação de van Genuchten para um Cambissolo. Ver. Brasileira de Eng. Agrícola e Ambiental. v9. n1. p23-29. DEAg/UFCG., Campina grande, PB, 2005.

MELLO, C. R. DE; OLIVEIRA, G. C. DE; RESCK, D. V. S.; LIMA, J. M. DE; DIAS JÚNIOR, M. S.; Estimativa da capacidade de campo baseada no ponto de inflexão da curva característica Rv. Ciênc. agrotec., Lavras, v.26, n.4, p.836-841, jul./ago., 2002.

MONTGOMERY, D. C.; RUNGER, C. G. Estatística Aplicada e Probabilidade para Engenheiros. 2ª edição. Rio de Janeiro: LTC, 2003.

NIELSEN, D.R.; DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J.W.; MILLER, R.J. Water movement through Panoche Clay Laom Soil. Hilgardia, Berkeley, v.35, n.17, p.491-506, 1964.

NEUMAN, S.P. Saturated-unsaturated seepage by finite elements. J. Hydraulics Div., Proc. ASCE, New Cork, 99 (HY12): p.2233-2250, 1973.

NORTON, E. R.; SILVERTOOTH, J. C. Field determination of permanent The University of Arizona, 1998. (Disponível em <http://www.ag.arizona.edu/pubs/crops/az1006/az10065d.htm>, em 11/03/2004).

OKA, T. Soil moisture movement in a hilly watershed: observations and numerical análise. Annual, Disaster Prev. Res. Inst., Tokio Univ., Kyoto, 32 (B-2), p.213-224, 1983.

OLIVEIRA, L.B.; V. Estudo da disponibilidade de água em um solo da estação experimental de Itapirema, Pernambuco. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Série Agronômica, Rio de Janeiro, v.6p.31-37, 1971.

OLIVEIRA, L. B.; QUIROZ, E .N.; Curvas características de retenção de umidade de solo do Nordeste do Brasil. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.10, p.69-75, Série; Agronômica, Rio de Janeiro, 1975.

PACHEPSKY, Ya.A., POLUBESOVA, T.A., HAJNOS, M., SOKOLOWAKA, Z. Fractal parameters of pore surface area as influenced by simulated soil de gradation. Soil Sci. Am. J., v.59, p.6875, 1995.

PAULETTO, E.A. Estudo sobre dispersão de amostras de terra, Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 1978. 68p. (Tese de Mestrado)

PEREIRA, M. N., Caracterizacion Física de los suelos del área de Regadro del embalse Coihueero. Escuela de Agronomia. Universidade de Concepción-Chilán, Chile – Chile, 111p 1971 (Dissertação de mestrado).

PERRIER, E., RIEU, M. SPOSITO, G., MARSILY, Gh. Models of the water retention curve for soils with a fractal pore size distribution. Water resour. Res. V. 32, p. 3025-3031, 1996.

PERFECT, E., RASIAH, V., KAY, B.D. Fractal dimension of soil aggregate-size distributions calculated by number and mass. Soil Sci. Soc. Am. J., v.56, n.5, p.1407-1409, 1992.

PERFECT, E. McLAUGHLIN, N.B., KAY, B.D., G.C. An improved fractal equation for the soil water retention curve. Water Resour. Res., v.32, p.281-287, 1996.

POULSEN, T.G., MOLDRUP, P. YAMAGUCHI, T. JACOBSEN, O.H. Predicting saturated and unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils from soil water characteristics. Soil Sei., v. 164, n. 12, p.877-887, 1999.

PRADO, N. C.; LOPES, T. M. Programación del riego. In: CADAHIA, C. (Org.). Fertirrigación: cultivos horticolas y ornamentales. 2.ed., México:Mundi-Prenda, cap.7, p.267-271, 2000.

PREVEDELLO, B.M.S.; PREVEDELLO, C.L.; LIBARDI, P.L. Simplificação analítica do método do perfil instantâneo para a obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. Rev. Bras. Ci. Solo, Campinas, v.5, p.93-97, 1981.

PREVEDELLO, C. L. Física do solo com problemas resolvidos. 1º. ed. Curitiba: C.L., 1996. 446p.

PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D.; SANTOS, W.L.; RODRIGUES, L.N.; ANTTUNES, V.L. Infiltração de água no solo [S.l.:s.n], 1997. 26p. (Caderno didático, 25).

RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L.; SAXTON, K.E. Estimation of soil water properties. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., v.35, p.1316-1320, 1982.

RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L. Utilizing fractal principles for predicting soil hydraulic properties. J. Soil and Water Cons., v.50, p.463-465, 1995.

REICHARDT, K & TIMM, L. C. SOLO PLANTA E ATMOSFERA, Conceitos, processos e aplicações. Manole editora Piracicaba- São Paulo, 2004, 471p.

RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. Proc. Soil Sci. Am., Madison, v.20, p.310-314, 1956.

RICHARDS, L. A . Pressure-membrane apparatus, construction and use. Agronomy Engineering, Madison, n.28, p.451-454, 1947.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v.12, n.13, p.211-216, 1988.

REICHARDT, K. Água nos sistemas agrícolas. Piracicaba: Manole, 1990. 187p.

RIEU, M., SPOSITO, G. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: I. theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v.55, p.1231-1238, 1991.

SAINJU, U. M.; SINGH, B. P.; RAHMAN, S.; REDDY, V. R. Soil nitratennitrogen under tomato following tillage, cover cropping, and fertilization. *Journal of Environmental Quality*, Madison, v.28, n.6, p. 1837-1844, 1999.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Committee Report. Glossary of Soil Science Terms. *Soil Sci. Soc., Paragliding* 3(20): 330-51 1965.

TYLER, S.W., WHEATCRAFT, S.W. Fractal processes in soil water retention. *Water Resour. Res.*, v.26, p.1047-1054, 1990.

TYLER, S.W., WHEATCRAFT, S.W. Fractal scaling of soil particle-size distributions: Analysis and limitations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v.56, p.362-369, 1992.

VAUCLIN, N.; VIEIRA, S.R.; BERNARD, R.; HATFIELD, J.L. (1982). Spatial Variability of Surface Temperature along Two Transects of a bare Soil. *Water Resources Res.*, Washington, 18: 1677-1686.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H.; Methods of measuring Field Capacity and Wilting Wilting Percentagens of Soil Science, madison, v.68. p. 75 - 94. 1949.

PHILIP, J.R. The theory of Infiltration: 5. The Influence of the Initial Moisture Content. *Soil Science*, v.4, n.84, p.329-339, 1957.

PREVEDELLO, C. L. Física do solo com problemas resolvidos. 1º. ed. Curitiba: C.L, 1996. 446p.

PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D.; SANTOS, W.L.; RODRIGUES, L.N.; ANTTUNES, V.L. Infiltração de água no solo [S.l.:s.n], 1997. 26p. (Caderno didático, 25).

VALCLIN, N.; VIEIRA, S. R.; BERNARDO, R. HATFIELD J. L. Spatial Variability of Surface Temperature Along two Transects of Soil Science – Canadians, v.1, n.49, p.103-109, 1969.

VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society American Journal, v.44, p.892-898, 1980.

VERME, T. R.; TOOGOOD, J. A., Infiltration rate into soils of the eminent area and rainfall intensities. Journal Soil Science – Canadian, v.1, n.49, p.103-110, 1969.

WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. Special Variability of soil Physical Proprieties in the Field. In: Hilled, D. ed Aplicacion of Soil Physic, New York: Academic Press, 13: 139-4. 1980.