

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS

ENERGÉTICAS E NUCLEARES

**CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA DE SOLOS
EM CAMPO E EM LABORATÓRIO: ANÁLISE NUMÉRICA
E FRACTAL**

WILLAMES DE ALBUQUERQUE SOARES

**RECIFE - PERNAMBUCO – BRASIL
ABRIL DE 2004**

WILLAMES DE ALBUQUERQUE SOARES

**CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA DE SOLOS
EM CAMPO E EM LABORATÓRIO: ANÁLISE NUMÉRICA
E FRACTAL**

Dissertação submetida ao curso de Mestrado do programa de pós-graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, do Departamento de Energia Nuclear, da Universidade Federal de Pernambuco, para obtenção do título de Mestre em Tecnologias Energéticas e Nucleares, Área de concentração: Aplicação de radioisótopos / Física do Solo.

ORIENTADOR: ANTÔNIO CELSO DANTAS ANTONINO

CO-ORIENTADOR: CARLOS FUENTES RUIZ

**RECIFE - PERNAMBUCO – BRASIL
ABRIL DE 2004**

Soares, Willames de Albuquerque

Caracterização hidrodinâmica de solos em campo e em laboratório : análise numérica e fractal / Willames de Albuquerque Soares. - Recife : O Autor, 2004.

x, 88 folhas : il., fig., tab.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Tecnologias Energéticas e Nucleares, 2004.

Inclui bibliografia e anexos.

1. Solos – Caracterização hidrodinâmica. 2. Caracterização hidrodinâmica – Solos – Análise numérica e fractal. 3. Drenagem interna – Solos. 4. Física do solo. I. Título.

**556.142:519.633
631.430151**

**CDU (2.ed.)
CDD (21.ed.)**

**UFPE
BC2004-302**

CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA DE SOLOS EM CAMPO E EM LABORATÓRIO: ANÁLISE NUMÉRICA E FRACTAL

Willames de Albuquerque Soares

APROVADO EM: 04.05.2004.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Antônio Celso Dantas Antonino

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Fuentes Ruiz

COMISSÃO EXAMINADORA:



Prof. Dra. Suzana Maria Glen Lina Mantenegro – DECIVIL/UFPE



Prof. Dr. Edvane Borges da Silva – DEN/UFPE



Prof. Dr. Hélio Pereira Villar – CRCN/CNEN

Visto e permitida a impressão



Coordenador do PROTEN/DEN/UFPE

A minha família, ofereço.

**À minha esposa, Lucrecia, e a meu filho Apolo,
Dedico.**

AGRADECIMENTOS

A **Deus**, pelo dom da vida e por me permitir mais essa conquista.

Ao Professor **Antonio Celso Dantas Antonino**, pela orientação, dedicação e amizade demonstradas durante todas as etapas desse trabalho.

Ao Professor **Carlos Alberto Brayner de O. Lira**, coordenador do PROTEN, por toda a ajuda dispensada e pela busca incessante de apoio financeiro para a realização deste trabalho.

Ao Professor **André Maciel Netto**, pelas críticas e sugestões sempre oportunas.

As Professoras **Edvane Borges** e **Suzana Maria G. L. Montenegro**, pela participação na banca examinadora, através das críticas e sugestões.

Ao **CNPq**, pela concessão da bolsa de estudos, através do projeto **CT-HIDRO**, processo de número 132185/2002-4.

Ao doutorando **Adriano Márcio dos Santos** e as Professoras **Elisabete Andrade Cabral** e **Josinalva Estácio Menezes** pela força e incentivo.

Aos amigos de pesquisa **Mônica L. B. Milfont**, **José Romualdo S. Lima**, **Josilene Iara**, **Luciano José S. Lima**, **Eduardo S. Souza** e **Peter M. Fleming**, pelo apoio, companheirismo e amizade.

Aos amigos do laboratório de Física do Solo, **Paulo Vigberto**, **Antonio Marques**, **Paulo Vigberto Filho** e **Ricardo Paixão**, pela inestimável ajuda nas determinações de campo e de laboratório.

A todos que fazem parte do **Departamento de Energia Nuclear**, pelo excelente convívio.

E a todos que contribuíram de forma direta e indireta, para a realização desse trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	vi
LISTA DE SÍMBOLOS	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1 DINÂMICA DE ÁGUA NO SOLO	4
2.1.1. Equação de Buckingham-Darcy	4
2.1.2. Equação de Richards	5
2.2 PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS	5
2.2.1 Condutividade Hidráulica – Modelos Clássicos	7
2.2.2 Condutividade Hidráulica – Modelo Fractal	8
2.3 OBTENÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS	9
2.3.1 Métodos de Laboratório	9
a) Lisímetros	10
b) Placa porosa – Curva de retenção de água no solo	10
c) Permeâmetro de carga constante	11
2.3.2 Métodos de Campo	11
a) Drenagem Interna	11
b) Infiltrometria	14
i) Infiltrômetro a disco	15
ii) Infiltrômetro a simples anel	16
c) Método do Furo de Trado	17
2.3.3 Funções Hidropedológicas	18
2.3.4. Método Inverso	19
a) O modelo direto	20
b) Procedimento experimental	20
c) Estimativa dos parâmetros	21
3. MATERIAIS E MÉTODOS	24

3.1 OS SOLOS	24
3.2. DISPOSITIVO EXPERIMENTAL	24
3.2.1 LISÍMETRO	24
a) Instrumentação	24
b) Lisímetro como um Permeâmetro de carga constante para determinação de K_s	28
c) Drenagem Interna	29
3.2.2 ESTAÇÃO EXPERIMENTAL	31
a) Instrumentação	31
b) Infiltrômetro a simples anel para determinação de K_s	32
3.3 FUNÇÕES HIDROPEDOLÓGICAS	35
3.4. MÉTODO INVERSO	37
3.4.1 Solução da equação de Richards	40
3.4.2 Passo de Tempo	41
3.4.3 Comparações estatísticas dos resultados	42
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
4.1 Solos	44
a) Lisímetro	44
b) Estação experimental	45
c) Propriedades Físicas	45
4.2 LISÍMETRO	46
4.2.1 Condutividade Hidráulica Saturada K_s – Permeâmetro de carga constante	46
4.2.2 Drenagem Interna	46
a) Estoque acumulado de água no solo	46
b) Evolução dos potenciais totais	47
c) Curvas de retenção da água no solo e de condutividade hidráulica	49
4.3 ESTAÇÃO EXPERIMENTAL	49
4.3.1 Condutividade hidráulica saturada – Ensaio de infiltração da água no solo	49
4.4 FUNÇÕES HIDROPEDOLÓGICA	51
4.5 MÉTODO INVERSO	52
4.5.1 Lisímetro	52
a) Evolução da Umidade	53
b) Curva de retenção da água no solo $h(\theta)$	54

c) Condutividade hidráulica	56
d) Evolução do potencial	58
4.5.2 Estação experimental	59
a) Evolução da Umidade	60
b) Curva de retenção da água no solo $h(\theta)$	61
c) Condutividade hidráulica	63
d) Evolução dos potenciais	65
5. CONCLUSÃO	68
6. SUGESTÕES	70
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71
ANEXO A – CALIBRAÇÃO DE SENSORES	81
ANEXO B – FÓRMULAS FRACTAIS	83
ANEXO C – FUNÇÕES HIDROPEDOLÓGICAS	86

LISTA DE FIGURAS

FIGURAS	PÁGINAS
<i>Figura 1- a) Esquema de um tensiômetro e b) esquema de uma sonda de Nêutrons</i>	14
<i>Figura 2 – Representação esquemática de um infiltrômetro a disco</i>	16
<i>Figura 3 - Esquema do arranjo experimental do lisímetro</i>	25
<i>Figura 4 - Canais de drenagem na base do lisímetro</i>	26
<i>Figura 5 - Vista superior do interior do lisímetro. No detalhe é apresentado um dos canais de drenagem localizado na região central do lisímetro.</i>	27
<i>Figura 6 - Camada de brita e o bidim®</i>	27
<i>Figura 7 - Sensores automatizados para as medidas de umidade volumétrica e do potencial matricial</i>	27
<i>Figura 8 - Destaque dos sistemas automáticos de aquisição</i>	28
<i>Figura 9 – Esquema da determinação de K_s no lisímetro</i>	29
<i>Figura 10 - Estação Experimental do grupo de Física de Solos da UFPE</i>	31
<i>Figura 11 - Esquema do arranjo experimental de campo</i>	32
<i>Figura 12 – Ensaio de infiltração</i>	33
<i>Figura 13 - Esquema do arranjo experimental de infiltração</i>	33
<i>Figura 14 - Coleta de amostras de solo</i>	34
<i>Figura 15 - Fluxograma do método inverso</i>	38
<i>Figura 16 Evolução das pressões no solo do lisímetro à 10 e 30cm.</i>	39
<i>Figura 17 Evolução das pressões no solo na estação experimental à de 5 e 17 cm</i>	39
<i>Figura 18 – Malha da modelagem utilizada</i>	40
<i>Figura 19 - Curva granulométrica do solo no lisímetro</i>	44
<i>Figura 20 - Curva granulométrica do solo da estação experimental</i>	45
<i>Figura 21 – Curvas das evoluções dos estoques acumulados de água e curvas ajustadas para as profundidades de 10, 20 e 30 cm.</i>	47
<i>Figura 22 – Curva da evolução do potencial total e curvas ajustadas para as profundidades de 10, 20 e 30cm</i>	48
<i>Figura 23 – Curvas a) de retenção de água no solo e b) de condutividade hidráulica para o solo do lisímetro obtidas pela drenagem interna.</i>	49
<i>Figura 24 - Infiltração acumulada de água no solo (I) em função do tempo para o solo da estação experimental.</i>	50

<i>Figura 25 – Curvas das evoluções de umidade medida e calculadas para o solo do lisímetro, pelos modelos clássicos e fractais.</i>	53
<i>Figura 26 - Curva de retenção de água no solo para a areia do lisímetro a) medida e modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica.</i>	55
<i>Figura 27 - Curvas de condutividade hidráulica do solo areia a) medida e modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica</i>	56
<i>Figura 28 - Curvas de condutividade hidráulica relativa do solo areia a) medida e modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica</i>	57
<i>Figura 29- Curvas de evolução do potencial matricial do solo areia a) medida e modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica</i>	58
<i>Figura 30 - Evolução da umidade medida no solo da estação experimental.</i>	61
<i>Figura 31 - Curva de retenção de água no solo da estação experimental a) para os modelos clássicos e b) para os modelos fractais e função hidropedológica.</i>	62
<i>Figura 32 - Curva de condutividade hidráulica do solo da estação experimental a) modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica</i>	64
<i>Figura 33 - Curva de condutividade hidráulica relativa do solo da estação experimental a) modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica.</i>	65
<i>Figura 34- Evolução do potencial matricial no solo da estação experimental a) modelos clássicos e b) modelos fractais</i>	66
<i>Figura 35 - Sensor de Umidade, Modelo CS615 (Campbell Scientific)</i>	82

LISTA DE TABELAS

TABELAS	PÁGINAS
<i>Tabela 1 – Valores iniciais dos parâmetros α, n, K_s, c.</i>	37
<i>Tabela 2 - Propriedades físicas dos solos utilizados</i>	45
<i>Tabela 3 - Valores do tempo t, do volume V infiltrado de água coletado e da condutividade hidráulica saturada obtidos no lisímetro.</i>	46
<i>Tabela 4 - Coeficientes da função $y = A + B/(1 + (C.t)^U)^E$ resultantes dos ajustes dos estoques acumulados de água e dos potenciais totais com o tempo, em várias profundidades, com os respectivos valores dos coeficientes de determinação (R^2).</i>	48
<i>Tabela 5 - Valores da variação de umidade ($\Delta\theta$), condutividade hidráulica saturada (K_s), sorvidade (S), tempos de estabilização (t_{stab}), gravitacional (t_{grav}), geométrico modificado (t_{geomod}) e o raio característico de poros (λ_m).</i>	51
<i>Tabela 6 –Análise estatística referente a infiltração de água no solo franco (estação experimental)</i>	51
<i>Tabela 7 - Valores de α, n, K_s e c obtidos pelas funções hidropedológicas para o solo do lisímetro e o solo da estação experimental.</i>	52
<i>Tabela 8 - Valores de α, n, K_s e c obtidos pelo método inverso para o solo do lisímetro.</i>	53
<i>Tabela 9 - Análise estatística referentes a evolução do umidade na areia (lisímetro)</i>	54
<i>Tabela 10-Análise estatística resultante da curva de retenção de água no solo para a areia (lisímetro).</i>	55
<i>Tabela 11 - Análise estatística referentes a evolução do potencial matricial na areia (lisímetro)</i>	59
<i>Tabela 12-Valores de α, n, K_s e c obtidos pelo método inverso para o solo da estação experimental.</i>	60
<i>Tabela 13-Análise estatística resultante da evolução da umidade para a areia (lisímetro).</i>	61
<i>Tabela 14 - Análise estatística referentes a curva de retenção de água no solo franco (estação experimental).</i>	63
<i>Tabela 15 - Análise estatística referente a evolução do potencial matricial para o solo franco (estação experimental).</i>	67

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Dimensão
A	Área	L^2
age	Fração de argila	Adimensional
are	Fração de areia	Adimensional
b	Constante	Adimensional
c	Parâmetro de forma	Adimensional
C(h)	Capacidade capilar	L^{-1}
D_f	Dimensão fractal do solo	Adimensional
E	Dimensão Euclidiana do espaço físico	Adimensional
f	Parâmetro empírico	Adimensional
g	Aceleração da gravidade	$L.T^{-2}$
H	Potencial total	L
h	Potencial matricial do solo	L
h_b	Pressão de borbulhamento	L^{-1}
h_z	Potencial gravitacional	L
K	Condutividade hidráulica	$L.T^{-1}$
K_0	Condutividade hidráulica inicial	$L.T^{-1}$
Kr	Condutividade hidráulica relativa	Adimensional
K_s	Condutividade hidráulica saturada	$L.T^{-1}$
L	Comprimento	L
m	Parâmetro de forma da curva de retenção	Adimensional
n	Parâmetro de forma da curva de retenção	Adimensional
q	Densidade de fluxo	$L.T^{-1}$
r	Raio	L
S	Sorvidade	$L.T^{-1/2}$
s	D/E	Adimensional
Se	Saturação efetiva	Adimensional
t	Tempo	T
V	Volume	L^3
α	Parâmetro de ajuste	Adimensional

β	Constante	Adimensional
γ	Parâmetro	Adimensional
ζ	Parâmetro de interpolação	Adimensional
η	Viscosidade dinâmica	$M.L^{-1}.T^{-1}$
ϕ	Porosidade volumétrica total	$L^3.L^{-3}$
λ	Parâmetro característico do solo	Adimensional
λ_c	Comprimento capilar	L
λ_m	Raio característico de poros	L
ρ_a	Massa específica do solo !	$M.L^{-3}$
ρ_p	Massa específica das partículas	$M.L^{-3}$
ρ_w	Massa específica da água	$M.L^{-3}$
θ_i	Umidade volumétrica inicial	$L^3.L^{-3}$
θ_f	Umidade volumétrica final	$L^3.L^{-3}$
θ_r	Umidade volumétrica residual	$L^3.L^{-3}$
θ_s	Umidade volumétrica saturada	$L^3.L^{-3}$
θ	Umidade Volumétrica	$L^3.L^{-3}$
σ	Tensão superficial da água	$M.T^{-2}$
τ	Temperatura	°C

CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA DE SOLOS EM CAMPO E EM LABORATÓRIO: ANÁLISE NUMÉRICA E FRACTAL

Willames De Albuquerque Soares

Prof. Orientador: ANTÔNIO CELSO DANTAS ANTONINO

Prof. Co-orientador: CARLOS FUENTES RUIZ

RESUMO

A curva de retenção da água no solo $h(\theta)$ e a curva de condutividade hidráulica $K(\theta)$ são as características hidrodinâmicas do solo que se constituem nos principais dados de entrada de modelos numéricos da simulação do fluxo transitório da água e do transporte de contaminantes na zona não saturada do solo. Elas foram determinadas experimentalmente, por intermédio de ensaios de drenagem interna e de infiltração, e estimadas, utilizando o método inverso e funções hidropedológicas, para as camadas superficiais de dois solos: uma areia, num lisímetro, e um Neossolo Flúvico, de textura franca, localizado na estação experimental do Grupo de Física de Solo, DEN/UFPE. Para ambos os solos, a umidade e o potencial matricial foram obtidos de forma automatizada e armazenados em uma central de aquisição de dados. As funções hidráulicas utilizadas, para solução inversa, foram combinadas formando os chamados modelos VGBC(B) (van Genuchten-Burdine /Brooks & Corey), VGBC(M) (van Genuchten-Mualem /Brooks & Corey), VG(B) (van Genuchten-Burdine), VB(M) (van Genuchten-Mualem) e os modelos fractais MG (Média Geométrica do poro), PN (Poro Neutro) e PG (Poro Grande). As funções hidropedológicas utilizadas para $h(\theta)$ e $K(\theta)$ foram as propostas por Rawls & Brakensiek e por Cosby, respectivamente. A implementação do método inverso foi realizada combinando a sub-rotina DBCONF que minimiza uma função objeto usando o método quasi-Newton com o modelo hidrodinâmico, que resolve a equação de Richards. Os parâmetros foram obtidos minimizando-se a soma dos quadrados dos desvios entre a umidade medida e a calculada. Os pontos da curva de retenção da água no solo obtidos por intermédio da função hidropedológica foram bastante subestimados. A função hidropedológica forneceu valores satisfatórios apenas para $K(\theta)$ para a areia. Globalmente, como mostraram os resultados da análise estatística, para os solos estudados não ocorreram grandes diferenças na capacidade de descrever os dados experimentais a partir dos modelos “clássicos” e dos modelos fractais. Para ambos os solos, o melhor modelo clássico foi o VG(B) e o melhor modelo fractal foi o MG.

HYDRODYNAMIC CHARACTERIZATION OF SOILS IN THE FIELD AND IN LABORATORY: NUMERICAL AND FRACTAL ANALYSIS

ABSTRACT

The soil-water retention curve $h(\theta)$ and the hydraulic conductivity curve $K(\theta)$ were experimentally determined, from internal drainage and infiltration experiments, and estimated using the inverse method and pedo-transfer functions for a topsoil layer of two soils: a sandy soil contained in a lysimeter, and a Fluvent soil with loamy-sand texture, located in the experimental station of the Soil Physics group of the Department of Nuclear Energy - UFPE. For both soils, the volumetric water content and matric potential were obtained in an automated way and stored in a datalogger. In the inverse method, hydraulic functions were combined, thus forming the so-called classical models VGBC(B) (van Genuchten-Burdine /Brooks & Corey), VGBC(M) (van Genuchten-Mualem /Brooks & Corey), VG(B) (van Genuchten-Burdine) and VB(M) (van Genuchten-Mualem) and the fractal models: *geometric mean pore* (MG) model, *neutral pore* (PN) model, and *large pore* (PG) model proposed by Fuentes. The pedo-transfer functions used for $h(\theta)$ and $K(\theta)$ were those proposed by Rawls & Brakensiek and by Cosby, respectively. The implementation of the inverse method was accomplished by combining the hydrodynamic model, which solves the equation of Richards, with the sub-routine DBCONF that minimizes an objective function making use of the quasi-Newton method. The hydraulic function parameters were obtained by minimizing the sum of the squares of the deviations between the measured and the calculated volumetric water content. The soil-water retention curves predicted by pedo-transfer functions were considerably under estimated for both soils. The pedo-transfer functions provided satisfactory values for $K(\theta)$ only for the sandy soil. For the studied soils, the inverse method showed to be effective in the determination of the parameters for $h(\theta)$ and $K(\theta)$, with no significant differences in the ability to describe the experimental data from the classical models and fractal models. For both soils, the best classical model was VG(B) and the best fractal model was MG.

1. INTRODUÇÃO

A água é um recurso natural que o homem utiliza em seu benefício para vários fins, assumindo um aspecto cada vez de maior importância no âmbito mundial. A má utilização deste recurso tornou-se um problema gerador de grandes discussões ambientais, sendo os seus principais agentes poluidores os esgotos doméstico e industrial e os resíduos de origem agrícola (fertilizantes, inseticidas, pesticidas, herbicidas). A água utilizada na irrigação, se não controlada, pode provocar a salinização do perfil do solo tornando-o infértil, sendo necessário determinar a sua concentração em sais minerais tanto quantitativamente como qualitativamente (Reichardt, 1985; Bobba *et al.*, 2000).

Como a irrigação é um procedimento comum na agricultura, é extremamente importante definir: as práticas de manejo do solo a serem utilizadas, a disponibilidade de água e sua qualidade, como também determinar as características hidrodinâmicas dos solos utilizados, pois elas são de grande importância na aquisição de uma maior eficiência tanto da água como dos insumos utilizados na agricultura (Vieira *et al.*, 1986). A natureza do solo, a quantidade de material orgânico presente, a massa específica, a distribuição das partículas que formam o solo e a viscosidade do fluido, afetam diretamente essas propriedades (Prevedello 1996).

Na determinação dessas características, isto é $h(\theta)$ e $K(\theta)$, os métodos de campo são os mais representativos, porém, mais dispendiosos e que consomem mais tempo. Nos métodos de laboratório, considerando que as amostras testadas são pequenas em volume, a determinação é grandemente influenciada pela possível presença de orifícios provocados por raízes, rachaduras ou pedras (Codevasf, 2002). Uma maneira de se obter uma excelente representação dos processos de transferência da água no solo é através da utilização de lisímetros que podem ser empregados tanto em laboratório como no campo. Os lisímetros conseguem reproduzir condições próximas das de campo, com a vantagem de ser possível controlar as condições experimentais empregadas. Dentre as principais desvantagens dos lisímetros destacam-se o problema de se manter idênticas às condições dentro e fora do lisímetro para se evitar os efeitos oásis, área úmida circundada por área seca; e buquê, plantas maiores dentro do lisímetro (Santiago, 2001).

A dinâmica da solução do solo é um fenômeno complexo, pois as variações térmicas e mecânicas fazem com que as fases físicas presentes estejam sempre em constantes interações. Esse movimento num solo parcialmente saturado é descrito pela combinação das equações de conservação de massa e de transporte, conhecida também como equação de Richards (Libardi, 1995). Para resolver esta equação, faz-se necessário conhecer a curva de retenção de água no solo, $h(\theta)$, a condutividade hidráulica como função da umidade, $K(\theta)$, ou do potencial matricial, $K(h)$, a distribuição inicial dos potenciais matriciais ou das umidades, e as condições de fronteiras na superfície e na base do perfil (Eching *et al.*, 1994; Antonino *et al.*, 2001). A condutividade hidráulica não saturada é em geral estimada a partir do valor da condutividade hidráulica saturada e de modelos estabelecidos para a curva de retenção de água no solo. Estes modelos de predição são baseados nas leis de *Laplace* e de *Poiseuille*, as quais relacionam, respectivamente, a pressão da água e a velocidade média no poro com o tamanho do poro, sendo posteriormente melhorados com freqüentes correções adicionais proporcionadas pelas observações subseqüentes (Fuentes *et al.*, 1998).

Recentemente, Fuentes *et al.* (2001) utilizaram alguns conceitos da geometria fractal para justificar as correlações empíricas nos modelos clássicos da condutividade hidráulica e apresentaram um modelo conceitual, unificando-os. O modelo geral permite obter novos modelos particulares para a condutividade, quando são introduzidas algumas hipóteses adequadas na definição do tamanho do poro. Três equações fechadas foram determinadas, intituladas como: “*Média Geométrica*”, “*Poro Grande*” e “*Poro Neutro*”.

Nas últimas duas décadas, inúmeros estudos foram realizados para determinar $h(\theta)$ e $K(\theta)$ por meios mais fáceis e menos onerosos, os chamados *Métodos Indiretos*. Dentre eles, destacam-se: as **funções hidropedológica** (“*pedo transfer functions*”), que têm como argumentos básicos dados que são mais fáceis e mais rápidos de serem determinados em laboratórios, tais como as frações do tamanho das partículas, a densidade do solo e a quantidade de carbono orgânico presente, e fornecem como resultado a curva de retenção de água no solo e a curva de condutividade hidráulica (Tietje &

Kenhinrinchs, 1993); e o **método inverso**, que ajusta os valores obtidos numa simulação numérica da dinâmica da água no solo com os valores de umidade encontrados experimentalmente, através da minimização de uma função objeto (Kool *et al.*, 1985).

O método inverso tem sido muito utilizado por diversos pesquisadores para avaliar as propriedades hidrodinâmicas do solo (Simunek *et al.*, 1998; Eching *et al.*, 1994; Kosugi *et al.*, 2001; entre outros). Este método assume que as relações entre a umidade volumétrica θ , a condutividade hidráulica K e o potencial total h são descritos por expressões matemáticas conhecidas com um pequeno número de parâmetros a serem determinados e que existe uma única solução na inversão do problema (Parker *et al.*, 1985). Nesse método, os parâmetros desconhecidos são estimados minimizando os desvios entre os valores observados e os preditos numericamente (Zou *et al.*, 2001).

No início, essa técnica teve uma grande dificuldade de implementação devido ao tempo de operação computacional, mas com o advento dos novos computadores, esse problema foi solucionado. Quando comparado aos métodos baseados no estado estacionário (*steady-state*), e aos métodos que utilizam a saturação, o método inverso possui a vantagem de permitir qualquer combinação de condições inicial e de contorno, e estimar simultaneamente os parâmetros da curva de retenção de água no solo e da curva de condutividade hidráulica (Kool *et al.*, 1987; Chen, *et al.* 1999).

Para o emprego desse método, torna-se necessário: (1) um modelo numérico que represente fielmente o sistema; (2) um procedimento experimental, que determine as condições de contorno e inicial, e os valores para serem comparados com os valores numéricos e (3) a implementação de um método numérico para determinação dos parâmetros desconhecidos.

O objetivo deste estudo consiste em determinar e comparar, a partir de experimentos em laboratório (*permeâmetro de carga constante e drenagem interna*) e em campo (*infiltrômetro a anel*), a curva de retenção de água no solo e a curva de condutividade hidráulica, por intermédio dos modelos clássicos e fractais, fazendo uso dos procedimentos: *pedotransfer* e *método inverso*.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 DINÂMICA DE ÁGUA NO SOLO

O conhecimento do estado da energia da água no solo é muito importante em física do solo, pois permite saber se o líquido se encontra em equilíbrio ou movimentando-se segundo determinada direção. Os processos dinâmicos da água em solos não saturados fazem parte de problemas ligados à irrigação, ecologia, infiltração, redistribuição e evaporação de água pelos solos.

2.1.1. Equação de Buckingham-Darcy

A primeira experiência que possibilitou a quantificação da densidade de fluxo nos meios porosos saturados foi desenvolvida pelo engenheiro hidráulico Henry Darcy, em 1856, que realizou uma infiltração vertical de água em colunas de solo homogêneo. Ele verificou que a densidade de fluxo é diretamente proporcional ao gradiente de potencial hidráulico do solo, chegando a seguinte equação:

$$q = \frac{V}{At} = K_s \frac{\Delta h}{L} \quad (1)$$

Sendo q a densidade do fluxo, V o volume, A a área da secção transversal da coluna, t o tempo, L o comprimento da coluna, Δh a diferença de potencial em diferentes profundidades, e K_s a condutividade hidráulica saturada.

A sua forma diferencial, equação de Buckingham-Darcy, foi encontrada por Gardner & Widtsoe (1921), aperfeiçoando uma equação proposta por Buckingham (1907), em condições de não saturação, que considerava somente o gradiente de tensão nos capilares. A saber:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (2)$$

sendo $K(\theta)$ a condutividade hidráulica dos poros do solo em função da umidade

volumétrica, θ ; e $\partial H/\partial z$ o gradiente do potencial total, (Prevedello, 1995; Libardi, 1995).

2.1.2. Equação de Richards

Conhecer apenas o fluxo não é suficiente, o maior interesse está em determinar a variação da umidade com o tempo, num ponto qualquer. A combinação da equação da continuidade (equação 3), com a equação de Buckingham-Darcy (equação 2)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{q} \quad (3)$$

resulta na equação conhecida como Equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot [K(\theta) \vec{\nabla} h] \quad (4)$$

Para os casos em que a densidade de fluxo ocorre somente na direção vertical z , e que não ocorra extração pelas raízes, a equação (4) torna-se:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} - K(\theta) \right] \quad (5)$$

Sendo $C(h) = \partial \theta / \partial h$ a capacidade capilar, que expressa a facilidade com a qual um solo libera ou armazena água quando submetido a uma variação de potencial; h o potencial matricial. Nem sempre é possível estabelecer a solução analítica dessa equação, tornando-se necessários assumir várias simplificações para tal, sendo então as resoluções numéricas as mais utilizadas (Reichardt, 1985; Eching & Hopmans, 1993; Prevedello, 1996).

2.2 PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS

As propriedades do solo que afetam o comportamento do fluxo estão incorporadas em duas características fundamentais: à curva de retenção de água no solo, que descreve a relação entre a umidade volumétrica e o potencial matricial de água no solo; e a relação entre a umidade volumétrica (ou potencial matricial) e a condutividade

hidráulica.

A curva de retenção de água no solo geralmente não é unívoca, podendo ser obtida por dois métodos distintos, através da drenagem crescente de uma amostra inicialmente saturada (dessorção), ou do umedecimento gradual de uma amostra inicialmente seca (sorção) de solo. Para teores elevados de umidade, os fenômenos de capilaridade são de fundamental importância, pois nesta fase, o potencial matricial tem uma grande dependência do arranjo e das dimensões dos poros, sendo uma função da densidade global do solo e da porosidade (Reichardt, 1985). A condutividade hidráulica expressa a facilidade com que o solo pode conduzir a água e depende diretamente das propriedades do e da geometria do meio poroso, variando enormemente de solo para solo, devido às variações estruturais e compactação.

Embora não existam expressões analíticas que relacionem a umidade, o potencial matricial e a condutividade hidráulica, modelos matemáticos foram desenvolvidos. Estes modelos são divididos em dois grupos, o primeiro que está fundamentado em considerações probabilísticas (Purcell, 1949; Gates & Lietz, 1950; Childs & Collis-George, 1950), e o segundo que, além disso, utiliza correlações empíricas (Burdine, 1953; Fatt & Dykstra, 1951; Mualem, 1976).

A condutividade hidráulica não saturada é uma característica do solo que não pode ser medida diretamente, por ser extremamente dependente da extensão e organização dos poros, resultante da acomodação de suas partículas e de seus agregados (Haverkamp, *et al.*, 1999). Ela é em geral estimada a partir do valor da condutividade hidráulica saturada e de modelos estabelecidos para a curva de retenção de água no solo. Estes modelos de predição são baseados nas leis de *Laplace* e de *Poiseuille*, as quais relacionam respectivamente a pressão da água e a velocidade poral média com o tamanho de poros, sendo este considerado como tubos cilíndricos, fundamentados pela geometria de Euclides (Fuentes *et al.*, 2001).

2.2.1 Condutividade Hidráulica – Modelos Clássicos

Dentre os modelos mais utilizados nos últimos anos, e que podem ser chamados de clássicos, destacam-se:

i) As equações de van Genuchten (1980), que para a curva de retenção de água no solo propôs a seguinte relação:

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = \left[1 + |\alpha h|^n \right]^{-m} \quad (6)$$

Sendo S_e a saturação efetiva; θ_r e θ_s a umidade volumétrica residual e saturada, respectivamente; α um parâmetro de ajuste (aproximadamente o inverso da pressão de borbulhamento) e n e m parâmetros de forma. Para a condutividade hidráulica não saturada, utilizando a hipótese de Mualem (1976), ($\alpha > 0$; $n > 1$; $|h| \geq 0$; $0 < m < 1$ com $m = 1-1/n$), a seguinte equação é considerada:

$$K(S_e) = K_s S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m \right]^2 \quad (7)$$

e considerando a hipótese de Burdine (1953) ($\alpha > 0$; $n > 2$; $|h| \geq 0$; $0 < m < 0,5$ com $m = 1-2/n$):

$$K(S_e) = K_s S_e^2 \left[1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m \right] \quad (8)$$

ii) E as equações de Brooks e Corey (1964), que propuseram através de um grande número de dados experimentais em que a relação entre a umidade volumétrica e o potencial matricial pode ser fornecido pela expressão:

$$S_e = \left(\frac{h}{h_b} \right)^{-\lambda} \quad (9)$$

Sendo $S_e \leq 1$, h_b a pressão de borbulhamento, e λ um parâmetro característico do solo, que indica a distribuição do tamanho dos poros (Chen et al., 1999).

A curva de condutividade hidráulica pode ser obtida, utilizando a hipótese de Burdine ($\lambda = n-2$), através da equação:

$$K(S_e) = K_s S_e^c \quad (10)$$

sendo

$$c = 3 + \frac{2}{\lambda} \quad (11)$$

Ou utilizando a hipótese de Mualem ($\lambda = n-1$), pela expressão:

$$K(S_e) = K_s S_e^{c - \frac{1}{2}} \quad (12)$$

Sendo, em ambas, K_s a condutividade hidráulica saturada.

2.2.2 Condutividade Hidráulica – Modelo Fractal

Recentemente, Fuentes *et al.* (2001) utilizaram alguns conceitos da geometria fractal para justificar as correções empíricas nos modelos clássicos da condutividade hidráulica e apresentaram um modelo conceitual, unificando-os. Este assume algumas hipóteses sobre a maneira de definir o tamanho do poro e determina quatro modelos fractais particulares, já sendo determinadas as formas fechadas de três destes modelos, cujo significado físico e justificativas sobre seus nomes encontram-se em anexo (Anexo B). Estes modelos requerem como informação para a sua aplicação a curva de retenção de água no solo, a condutividade hidráulica saturada e um parâmetro s . As expressões correspondentes a condutividade hidráulica, assumindo para a relação $\theta(h)$ a expressão proposta por van Genuchten (1980), são:

Modelo “Média Geométrica”:

$$K(S_e) = K_s \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^{sm} \right]^2, \quad 0 < sm = 1 - 2s/n < 1 \quad (13)$$

Modelo “Poros Neutro”:

$$K(S_e) = K_s S_e^s \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^{sm} \right], \quad 0 < sm = 1 - 4s/n < 1 \quad (14)$$

Modelo “Poros Grande”:

$$K(S_e) = K_s \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^{2sm} \right], \quad 0 < s2m = 1 - 4s/n < 1 \quad (15)$$

O parâmetro $s = D_f/E$, sendo D_f a dimensão fractal do solo e $E = 3$ a dimensão euclidiana do espaço físico, é uma função da porosidade do solo (ϕ), definida de maneira implícita pela relação (Fuentes, *et al.*, 2001):

$$(1 - \phi)^s + \phi^{2s} = 1 \quad (16)$$

Os valores da porosidade variam de 0,3 a 0,6 sendo os solos de textura grosseira menos porosos do que os solos de textura fina, devido a sua estruturação. E sendo determinada pela relação:

$$\phi = 1 - \frac{\rho_a}{\rho_p} \quad (17)$$

sendo ρ_p a densidade das partículas do solo, que varia entre 2,60 a 2,75 g.cm⁻³ para solos minerais e ρ_a densidade do solo (Klar, 1988).

2.3 OBTENÇÃO DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS

2.3.1 Métodos de Laboratório

Nos experimentos em laboratórios, as amostras utilizadas podem estar deformadas ou em estado natural. Quando utilizadas amostras com solos deformados, os valores gerados resultam em dados irreais. Mesmo os dados obtidos com amostras em estado natural não refletem as condições de campo, pois as amostras de laboratórios possuem uma escala de pequena representatividade, quando comparadas ao campo. Assim,

as amostras utilizadas no laboratório dificilmente conseguem representar a presença de agregados do solo, dos orifícios de raízes, rachaduras ou pedras, comuns nos campos. Como métodos mais usuais de determinação das propriedades hidrodinâmicas, pode-se citar:

a) Lisímetros

São definidos como grandes recipientes cheios com solo, montados em laboratório ou diretamente no campo, para representar o meio ambiente, tendo a sua superfície coberta por uma vegetação (cultura ou capim) para se determinar a evapotranspiração de uma cultura em desenvolvimento ou a evaporação de solos descobertos. A evapotranspiração é determinada pelo balanço hídrico, ou seja, pela diferença entre a água aplicada (advinda de chuvas ou da irrigação) e a que foi retirada do solo, por drenagem ou escoamento superficial. Divide-se em lisímetros de pesagem e de não-pesagem (também chamados de volumétricos, de drenagem e de compensação).

A utilização em laboratórios objetiva a determinação das propriedades hidráulicas do solo e/ou uma melhor representação dos fenômenos de transporte de contaminantes. Uma descrição completa dos diversos tipos de lisímetros e suas aplicações é apresentada por Aboukhaled et al. (1982) e Allen et al. (1991).

b) Placa porosa – Curva de retenção de água no solo

Tanto o funil de placa porosa quanto a câmara de pressão de Richards são instrumentos baseados no mesmo princípio. Ambos contêm em seu interior um disco de porcelana (placa porosa), em que uma das faces se encontra sob pressão atmosférica e a outra, sob uma pressão (ou sucção) conhecida.

Na câmara de Richards a amostra de solo, previamente saturada, é submetida a uma pressão conhecida, superior a atmosférica, que expulsa a água da amostra. Ela deixa de funcionar quando o ar sob pressão expulsa a água retida nos poros da placa de porcelana, ocupando o seu lugar. No funil, contrariamente a câmara de pressão, a

amostra de solo se encontra sob condições atmosféricas, e a parte inferior da placa recebe uma sucção, que retira a água da amostra.

A utilização desses instrumentos difere na capacidade de pressão que suportam. Para baixas pressões (≤ 1 atm), é utilizado o funil e para pressões maiores, a câmara de Richards. A curva de retenção de água no solo, em ambos os casos, é então obtida a partir dos dados de umidade da amostra e dos valores das tensões impostas. Os valores das umidades são determinados pelo seu peso ou volume (Klar, 1988). Para a formação completa da curva de retenção de água no solo ambos instrumentos são utilizados.

c) Permeâmetro de carga constante

A condutividade hidráulica saturada pode ser calculada diretamente, pela própria experiência de Darcy, através da seguinte relação:

$$q = -K_s \cdot \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (18)$$

que é a equação de Darcy-Buckingham para um fluxo unidirecional, na direção vertical z , sendo q a densidade de fluxo e $\partial H / \partial z$ o gradiente de potencial total.

2.3.2 Métodos de Campo

Os métodos *in situ* separam-se em dois grupos: no primeiro as medidas para se determinar a condutividade hidráulica são feitas abaixo do lençol freático, ou seja, sob condições de saturação: no segundo as medidas são feitas acima do lençol, sob condições de não saturação. Os métodos mais utilizados são:

a) Drenagem Interna

Hillel et al. (1972) descreveram detalhadamente um procedimento simplificado para determinar a condutividade hidráulica do solo, $K(\theta)$, baseado na

monitoração do estado transitório da drenagem interna de um perfil de solo, a partir de medidas freqüentes e simultâneas da umidade e do potencial matricial em várias profundidades. Este é o procedimento padrão, embora outros procedimentos, como os apresentados por Libardi *et al.* (1980), também permitam que a condutividade hidráulica seja determinada a partir da monitoração da drenagem interna em um perfil de solo.

As interpretações dos dados coletados num ensaio de drenagem interna sempre necessitam de ajustes, pois tanto a umidade como os potenciais matriciais são medidos de maneira descontínua ao longo do tempo, e para que seja possível tanto a interpolação quanto as derivações necessárias para o cálculo do fluxo, as curvas devem ser contínuas.

A curva de retenção de água no solo é então determinada através de medições em pontos com profundidades específicas, tanto do potencial matricial quanto da umidade. O componente matricial é medido por tensiômetro (Figura 1a), que consiste em uma cápsula de cerâmica porosa (permeável à água e solutos na solução do solo), conectada a um manômetro de mercúrio, por meio de um tubo capilar, tendo todas as partes preenchidas com água. De posse das leituras dos tensiômetros, o potencial matricial h é então calculado pela seguinte relação:

$$h = -12,6z + z_1 + z_2 \quad (19)$$

Sendo z a altura da coluna de mercúrio, z_1 a altura do manômetro com relação à superfície do solo e z_2 a profundidade da cápsula porosa em relação à superfície.

A umidade pode ser determinada com o auxílio de uma sonda de nêutrons (Figura 1b), que penetra no solo através de um tubo de acesso de alumínio previamente instalado. O seu funcionamento se baseia no princípio do espalhamento de nêutrons envolvendo três processos: emissão de nêutrons rápidos a partir de uma fonte radioativa (Amerício-Berílio); moderação desses nêutrons a velocidades térmicas (velocidades inferiores a 2200m.s^{-1}), devido a sucessivos choques com os átomos de Hidrogênio da água; e, finalmente, detecção seletiva e contagens dos nêutrons térmicos em um ponto próximo à fonte. Faz-se necessário uma calibração para o solo em estudo.

A determinação da condutividade hidráulica no campo, após ter cessado a infiltração e sem evaporação ou extração pelas raízes, obedece às seguintes condições impostas pelo experimento:

$$t = 0, \quad z > 0, \quad \theta = \theta(z) \quad (20)$$

$$t > 0, \quad z = 0, \quad q = -K \frac{\partial H}{\partial z} = 0 \quad (21)$$

$$t \geq 0, \quad z = \infty, \quad \theta = \theta_0 \quad (22)$$

Sendo θ_0 a umidade volumétrica inicial. Pelo cálculo da integral da equação 5, com relação à z de 0 a L , chega-se a equação:

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_L - \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_0 \quad (23)$$

Se θ for considerado uniforme no perfil, resultará, então:

$$K(\theta) = L \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (24)$$

caso contrário, chega-se ao método apresentado por Hillel, onde deve-se medir os perfis de umidade e de potencial matricial para se determinar $L(\partial \bar{\theta} / \partial t)$ e $\partial h / \partial z$ respectivamente, e então, poder se calcular a condutividade através da relação:

$$K(\theta) = \frac{L(\partial \bar{\theta} / \partial t)}{(\partial h / \partial z - 1)} \quad (25)$$

Sendo L a profundidade de uma camada arbitrária, $\bar{\theta}$ o valor médio da umidade θ entre a superfície e L . Para a aplicação desse método, é necessário um investimento muito alto, pois é indispensável uma grande quantidade de água para a saturação do perfil além dos recursos para se determinar o perfil de umidade e de potencial.

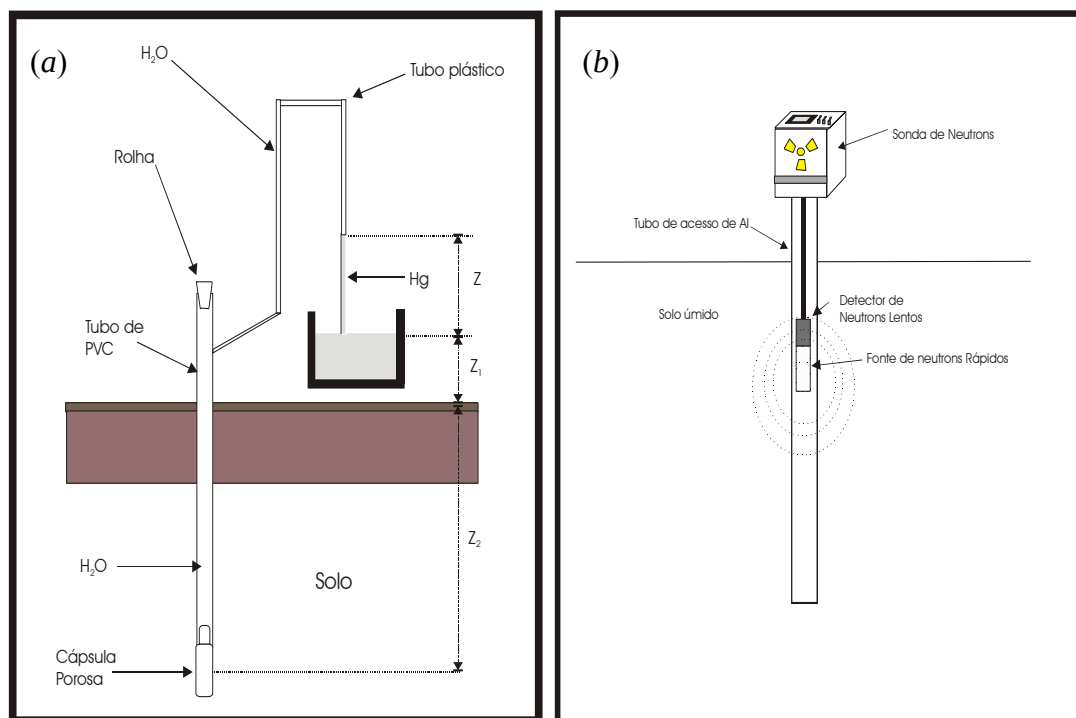


Figura 1- a) Esquema de um tensiômetro e b) esquema de uma sonda de Nêutrons

b) Infiltrometria

Denomina-se de infiltração o processo pelo qual a água penetra na superfície do solo. A infiltrometria permite a estimativa, no campo, da condutividade hidráulica próximo à saturação, a partir de medidas de fluxos estacionários ou transitórios. Os tipos mais comuns são o infiltrômetro a disco e o infiltrômetro a anel. Os fatores que intervêm no fenômeno da infiltração são: a) o tipo de solo – A capacidade de infiltração varia diretamente com a porosidade e com o tamanho das partículas do solo; b) a umidade do solo – Quando a água é aplicada em um solo seco, não há movimento descendente dessa água até que as partículas do solo estejam envolvidas por uma fina película d'água. As forças de atração molecular e capilar fazem com que a capacidade de infiltração inicial de um solo seco seja muito alta. (À medida que a água percola, a camada superficial vai ficando semi-saturada, fazendo com que as forças de capilaridade diminuam, que tende a um valor constante após algumas horas; e c) a vegetação – Uma cobertura vegetal densa como grama ou floresta tende a promover maiores valores da capacidade de infiltração,

devido ao sistema radicular que proporciona a formação de pequenos túneis e que retira umidade do solo através da transpiração, e à cobertura vegetal que previne a compactação do solo.

i) Infiltrômetro a disco

A necessidade de técnicas e aparelhos de medidas que não alterassem as propriedades hidráulicas não-saturadas do solo, levou vários pesquisadores (Dixon, 1975; Dirksen, 1979; Clothier & White, 1981; Chong & Green, 1983; White & Perroux, 1989; Ankeny et al., 1988) a desenvolverem aparelhos de pressão controlada, chamados permeâmetros ou infiltrômetros a disco. A condução desse experimento, a partir do fluxo de água que infiltra de sua base, fornece informações das propriedades hidráulicas e hidrodispersivas do solo, em uma determinada profundidade de molhamento (Clothier & White, 1981; Chong & Green, 1983; Ankeny et al., 1988; White & Perroux, 1989; Clothier et al., 1992; Quadri et al., 1994; Borges, 1995; Antonino et al., 1995; Jaynes et al., 1995; Ângulo-Jaramillo et al., 1996; Borges & Libardi, 1998; Borges et al., 1999; Borges & Libardi, 2000).

Um infiltrômetro a disco é composto basicamente de um reservatório de alimentação, de um reservatório de despressurização e de uma base de contato com o solo, sob a qual é esticada uma membrana - constituída por uma tela de tecido de náilon (Figura 2). Este método utiliza uma quantidade de água bastante reduzida e demanda pouco tempo em suas medidas. Para a efetuação das medidas torna-se essencial que seja mantido um contato hidráulico entre a superfície do solo e a água, a fim de se conseguir um potencial de fornecimento de água constante h_0 .

De acordo com Wooding (1968), após um longo período de infiltração a partir de uma fonte pontual, como o permeâmetro a disco, o fluxo se aproxima do valor estacionário correspondente ao potencial de fornecimento de água. Pode-se ainda, dispondo de dois discos de raios e fluxos diferentes, determinar a condutividade e o fluxo no potencial mátrico.

O fluxo no potencial mátrico pode ainda ser calculado essencialmente pela sorvidade, que traduz a capacidade do solo absorver água por capilaridade, e pela variação do teor volumétrico de água entre o início e o final da infiltração (Angulo-Jaramillo *et al.*, 2000; Brutsaert, 1979; White, 1987):

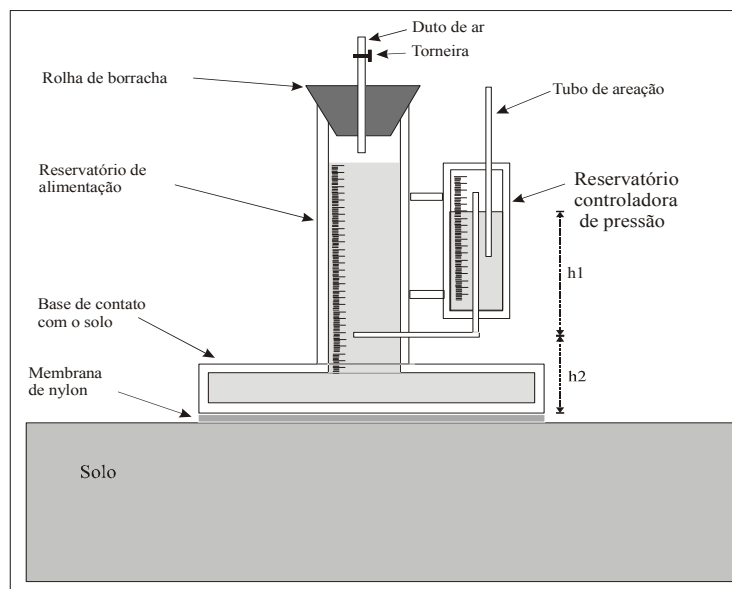


Figura 2 – Representação esquemática de um infiltrômetro a disco

ii) Infiltrômetro a simples anel

O infiltrômetro a simples anel consiste de um cilindro, sem as bases, de raio conhecido. Para a sua utilização no campo, ele é cravado no solo a um centímetro de profundidade e em seu interior é adicionado uniformemente um pequeno volume de água suficiente apenas para formar uma lâmina d'água. Este volume de água é novamente adicionado sempre que o solo dentro do infiltrômetro começa a ficar descoberto, e os tempos decorridos entre as adições são cronometrados. Este procedimento continua até que a relação entre o volume de água infiltrado e o tempo se torne constante.

De posse dos dados de volume de água infiltrada e dos respectivos tempos, é possível calcular a condutividade hidráulica e a sorvidade do solo. O método se baseia em uma solução quase-analítica da equação de fluxos em perfil de solo homogêneo ou na solução numérica da mesma equação, utilizando técnicas inversas, seja o solo homogêneo

ou não (Ângulo-Jaramillo et al., 2000).

Haverkamp et al. (1994) propuseram uma equação analítica para a infiltração transitória tridimensional, a fim de obter a condutividade hidráulica e a sorvidade, de um solo não saturado.

Durante o processo de infiltração tridimensional, os fatores que podem afetar o fluxo de entrada de água no solo são: a geometria da fonte de água, a capilaridade e a gravidade, sendo estes fatores caracterizados pelas escalas de tempo e de comprimento. É possível definir diferentes escalas de tempos característicos representativas do processo de infiltração.

O tempo após o qual a força gravitacional domina as forças capilares à pressão imposta no caso de infiltração unidimensional é definido como *tempo gravitacional*. A duração do regime transitório, considerando o efeito adicional da capilaridade que atua lateralmente, é denominada de *tempo de estabilização*.

Após um certo tempo de infiltração, a geometria do sistema torna-se dominante sobre o caráter inicial do escoamento devido aos efeitos capilares. Para representar este fenômeno, utiliza-se o *tempo geométrico modificado*.

c) Método do Furo de Trado

Considerado como o método mais simples para se determinar à condutividade hidráulica saturada, em um solo homogêneo, a técnica do furo de trado consiste basicamente em realizar um furo até a profundidade da camada na qual se quer medir a condutividade hidráulica, abaixo do lençol freático. A elevação do lençol freático e a taxa de elevação do nível de água no orifício formam a base do cálculo (Libardi, 1995).

É bastante difícil definir qual deve ser o número de medidas a ser conduzido em uma área, o que vai depender dos tipos e uniformidade das unidades de solos, bem como da extensão da área a ser estudada. Para uma seleção eficaz do número de testes a ser

conduzido, é importante que sejam conhecidas “*a priori*” as características do solo.

As principais vantagens desse método consistem de que os resultados são bastante precisos e pode ser utilizado para testes em camadas profundas. Como limitações, os resultados podem ser inteiramente mascarados se na camada testada houver um horizonte de material arenoso incrustado. Além disso, em camadas formadas de material rochoso ou de cascalho, o teste é impraticável, devido às dificuldades da obtenção de um furo de diâmetro uniforme (Codefasf, 2002).

2.3.3 Funções Hidropedológicas

As funções que primeiramente foram chamadas de “*pedofunction*”, posteriormente pelo termo “*transfer function*” e ultimamente de “*pedotransfer function*” (McBratney *et al.*, 2002), denominadas aqui de funções hidropedológicas, têm como argumentos básicos dados mais fáceis e mais rápidos de serem determinados em laboratório, tais como as frações dos tamanhos das partículas, a densidade do solo e quantidade de carbono orgânico presente, e fornecem como resultado a curva de retenção de água no solo e a curva de condutividade hidráulica. Estas funções estão divididas em três categorias: a) o método do ponto de regressão, que utiliza meios de análise de regressão; b) o método do modelo físico, o qual consiste de três passos: i) calcular a distribuição dos tamanhos dos poros pela distribuição dos tamanhos das partículas, ii) a partir da distribuição de poros calcular a umidade via conservação de massa, e iii) prever os potenciais matriciais pela distribuição dos poros por medidas; e c) o método da regressão de parâmetros, que assume uma função que relaciona a umidade e o potencial matricial, e os seus parâmetros são determinados por regressão (Tietje & Tapkenhinrichs, 1993).

Dentre as treze funções hidropedológicas analisadas por Tietje & Tapkenhinrichs (1993), a equação de regressão proposta por Vereecken *et al.* (1989) foi considerada a melhor, por ser aplicável a qualquer tipo de solo e por dar uma grande importância ao conteúdo de carbono orgânico presente nas amostras que, devido a uma

melhor agregação do solo, influencia diretamente a infiltração e a retenção de água no solo. Wagner *et al.*, (1988) elegeram a função hidropedológica proposta por Gregson *et al.* (1987) como a de melhor representação, por conseguir uma melhor correlação de variância. Kern (1995) obteve uma melhor performance com o modelo proposto por Rawls e Brakensiek (1989), enquanto que Wagner *et al.* (2001) concluíram que, entre as oito mais conhecidas funções hidropedológicas, a sugerida por Wöster (1997) foi a que mais se aproximou dos valores obtidos em laboratório na sua investigação.

As quatro funções hidropedológicas destacadas anteriormente estão apresentadas no anexo C, além de alguns modelos destacáveis para a estimação da condutividade hidráulica a saturação.

2.3.4. Método Inverso

A técnica inversa não é algo novo (o método da Falsa posição – artifício matemático empregado na resolução aritmética de problemas diversos, e já utilizado no Egito antigo, é um exemplo de sua utilização analítica, baseada em tentativas e erros – Boyer, 1996.), mas a sua implementação computacional e sua aplicação em diversos campos da ciência são bastante modernas. Para que possa ser aplicado, é fundamental que o sistema o qual deseja-se inverter seja representado matematicamente (modelo direto), através de funções parametrizadas, e que se tenha alguns valores experimentais do sistema. Valores iniciais são então utilizados nos parâmetros e o resultado encontrado é então comparado com aquele conseguido experimentalmente. O conjunto resposta é o conjunto da melhor combinação dos parâmetros a fim de minimizar a discrepância entre os valores observados e os valores simulados.

Para a sua utilização, no campo hidrológico, faz-se necessário que a equação de Richards (equação 5) seja solucionada numericamente, sujeita a condições iniciais e de fronteira e que as relações funcionais entre a umidade volumétrica, a condutividade hidráulica e o potencial matricial sejam descritos por expressões matemáticas conhecidas, com um pequeno número de parâmetros a serem estimados.

a) O modelo direto

O modelo hidráulico que descreve a transferência de água no solo resulta da combinação das equações de conservação da massa e de transporte (equação de Darcy), em condições isotérmicas, conhecida como equação de Richards. Para resolver esta equação é necessário conhecer:

- i) A curva de retenção de água no solo $h(\theta)$;
- ii) Condutividade hidráulica em função da umidade $K(\theta)$, ou do potencial matricial $K(h)$;
- iii) A distribuição inicial dos potenciais matriciais ou das umidades;
- iv) As condições iniciais e de fronteira.

Diversos pesquisadores vêm utilizando programas que modelam o transporte de água no solo para resolver a equação de Richards numericamente, como o HAPEX (Šimůnek *et al*, 1998), SOIL (Lilly, 1999), HYDRUS (Abbaspour *et al*, 2001), e o SUMMIT (Bohne e Salzmann, 2002). Estes programas são utilizados como representantes fiéis do sistema, sem que ocorram grandes discrepâncias entre os valores reais e o modelo numérico, pois isso acarretaria num erro das estimativas dos parâmetros (Finsterle & Faybishenko, 1999).

b) Procedimento experimental

Uma vantagem da modelagem inversa é que qualquer tipo de dados, sejam eles de campo ou de laboratório, podem ser usados para a estimativa dos parâmetros, contanto que a resposta do sistema calculado seja sensível ao parâmetro de interesse. Diversos pesquisadores têm utilizado o método inverso com dados experimentais obtidos por diversos meios.

Utilizando dados laboratoriais tem-se: Parker *et al*. (1985), que aplicaram a

técnica de modelagem inversa utilizando dados de fluxo em função do tempo, obtidos através de um experimento de desorção em pequenas amostras de solo inicialmente saturadas, por meio de um incremento pneumático de pressão, em sua superfície. Dentre outros, Eching & Hopmans (1993) modificaram o experimento realizado por Parker *et al.*, (1985) substituindo o aumento da pressão por vários incrementos, de 6 em 6 horas, totalizando 36 horas. Chen *et al.* (1999) utilizaram um experimento semelhante, em colunas de solo, e Abbaspour *et al.* (1999) em lisímetros.

Já com dados de campo tem-se: Šimůnek, *et al.* (1998), que utilizaram dados de um experimento de infiltração a partir de um infiltrômetro a disco para determinar as características hidrodinâmicas tanto na superfície quanto no subsolo; Jhorar *et al.*, (2002) utilizaram dados de fluxo de evapotranspiração, obtidos pelo programa SWAP, que simula dados de evapotranspiração num campo e Ritter *et al.* (2003), que utilizaram dados de umidade obtidos numa plantação de bananas nas ilhas canárias, através de uma sonda TDR, em profundidades diferentes.

Segundo Eching & Hopmans (1993), para que o método inverso seja aplicado com sucesso, ou seja, que as curvas otimizadas estejam bem de acordo com medidas experimentais da curva de retenção de água no solo e da curva de condutividade hidráulica, faz-se necessário a inclusão de alguns pares de pontos da curva de retenção de água no solo, além de determinar pequenos intervalos para os parâmetros. Grandes intervalos geram resultados não aceitáveis. Quanto menor e mais próximo dos valores reais dos parâmetros, melhores serão as estimativas encontradas (Ritter *et al.*, 2003).

c) Estimativa dos parâmetros

O método inverso não deve ser baseado numa solução analítica de tentativas e erros, pois, além da desvantagem de consumir muito tempo, não assegura que o melhor conjunto de parâmetros foi encontrado. Deve-se utilizar um algoritmo de busca global combinado com o modelo numérico empregado, que resolve a equação de Richards. O universo das possibilidades de cada parâmetro deve ser reduzido, e os valores iniciais devem estar bem próximos dos valores reais, para que se tenha um menor esforço

computacional (Ritter *et al*, 2003).

A determinação dos parâmetros dos funcionais $\theta(h)$ e $K(h)$ através de um algoritmo de busca otimiza uma função objeto minimizando a soma dos quadrados das diferenças entre os valores reais e os calculados. Ela possui a seguinte forma:

$$E(b) = \sum_{i=1}^N \{w_i [Q(t_i) - \hat{Q}(t_i, b)]\}^2 \quad (26)$$

sendo w o peso que as unidades têm na função objeto, $Q(t_i)$ um conjunto de valores medidos em tempos específicos t_i ($i = 1, 2, \dots, N$), $\hat{Q}(t_i, p)$ o conjunto de valores numericamente calculados pelo modelo e $\{b\}$ é o vetor dos parâmetros a serem determinados (Parker *et al.*, 1985; van Dam *et al.* 1994). O peso w ajusta os parâmetros de forma que eles possam ser otimizados pela mesma função objeto, simultaneamente, já que eles possuem ordens de grandezas de diferentes magnitudes.

Alguns pesquisadores não utilizam apenas dado de fluxo, umidade ou de potencial ao longo do tempo, pois os resultados obtidos nem sempre se ajustam perfeitamente aos dados encontrados por formas tradicionais. Além destes, incluem dados extras, como alguns pares de pontos da curva de retenção, a fim de se conseguir excelentes ajustes, tanto para a curva de retenção de água no solo quanto para a curva de condutividade hidráulica (Kool *et al.* 1985; Parker *et al.*, 1985; Eching & Hopmans, 1993; Antonino *et al.* 1998).

Com a inclusão de alguns valores da curva de retenção, a função objeto toma a seguinte forma:

$$E(b) = \sum_{i=1}^{N1} \{w_i [Q(t_i) - \hat{Q}(t_i, b)]\}^2 + \sum_{i=1}^{N2} \{W_1 v_i [\theta(h_i) - \hat{\theta}(b, h_i)]\}^2 \quad (27)$$

Sendo $N1$ e $N2$ o numero de observações de Q e θ , respectivamente, e:

$$W_1 = \left[\sum_{i=1}^{N1} Q(t_i) / N1 \right] / \left[\sum_{i=1}^{N2} \theta(h_i) / N2 \right] \quad (28)$$

A otimização se dá até que a diferença entre os valores calculados e valores experimentais sejam menores que um número determinado anteriormente. Ainda pode-se estipular um número máximo de iterações ou um tempo determinado para que os parâmetros sejam encontrados. Diversos algoritmos são aplicados na minimização da função objeto, tais como: o método quasi-newton, o método Simplex, o método de Gauss, o método Marquardt's, o método Levenberg. Em sua otimização, os algoritmos podem confundir um mínimo local como o mínimo global, e assim, não encontrar o melhor conjunto de valores dos parâmetros (Hwang & Powers, 2003).

O sucesso na determinação dos parâmetros, por meio do método inverso, depende de como o problema for apresentado. Para que um problema possa ser bem-posto é necessário que ele satisfaça as seguintes condições:

- (i) Exista solução;
- (ii) A solução seja única;
- (iii) A solução tenha uma dependência contínua com os dados de entrada.

Ou seja, que exista um conjunto de parâmetros que solucione o modelo, que conjuntos diferentes não podem conduzir a mesma resposta, e que pequenos erros, seja na variável medida ou em alguns parâmetros fixados, não devem resultar em grandes mudanças nos parâmetros estimados (Russo et al., 1991; Hopmans & Simunek, 1999).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão apresentados: i) metodologia empregada para a confecção do lisímetro, o procedimento de drenagem interna empregado no solo do seu interior e a sua utilização como um permeâmetro de carga constante; ii) os processos utilizados no campo para a obtenção da condutividade hidráulica saturada, por meio de infiltrometria de anel, bem como o arranjo para a obtenção da curva de retenção de água no solo; iii) as funções hidropedológicas utilizadas na predição dos parâmetros de $h(\theta)$ e $K(\theta)$, e, iv) a metodologia empregada na inversão dos parâmetros.

3.1 OS SOLOS

O solo utilizado no lisímetro foi uma areia lavada e homogênea, enquanto o solo da estação experimental é classificado como um Neossolo flúvico (Embrapa, 1999). A classificação quanto à textura, pelo triângulo das classes texturas dos solos propostas pela USDA, foi determinada em ensaios granulométricos, onde as frações das partículas de diferentes tamanho que formam o solo foram determinadas por peneiramento, para as partículas maiores, e por sedimentação após dispersão com hexametáfosfato de sódio, utilizando-se o método do densímetro (EMBRAPA, 1997).

3.2. DISPOSITIVO EXPERIMENTAL

3.2.1 LISÍMETRO

a) Instrumentação

No laboratório de instrumentação do Grupo de Física dos Solos, do Departamento de Energia Nuclear da UFPE, um lisímetro foi projetado e instalado para a realização de experimentos em condições controladas, com os objetivos de compreender e quantificar os mecanismos do transporte da água através de um perfil homogêneo de solo e também de fornecer os dados experimentais para o cálculo das estimativas das funcionais $K(\theta)$ e $h(\theta)$, utilizando o método inverso.

O lisímetro projetado consiste basicamente de um depósito cilíndrico com

um diâmetro de 122,6 cm e 88 cm de altura, servindo como vaso receptor de solo (Figura 3). Torneiras acopladas a mangueiras foram instaladas na base do dispositivo, permitindo a passagem da água, seja para a saturação seja para a drenagem da coluna de solo (Figura 4). Na parte central interior da base do dispositivo foi fixado um anel de aço inoxidável (Figura 5), permitindo a divisão entre a região central e a região periférica. Antes do acondicionamento do solo no vaso, foi adicionada uma camada de brita, caracterizando a zona de drenagem, que variou de 2,5 cm (na região central) a 9,0 cm (na região periférica). Para separar a camada de solo e a zona de drenagem, foi utilizado um *bidim*® (Geosynthetic, França), com 0,5 cm de espessura, o qual também teve como função evitar a perda do solo. A Figura 6 mostra a vista superior do lisímetro, com a camada de brita acondicionada e em seguida a colocação do *bidim*®.

Para o acondicionamento do solo no dispositivo receptor, foram adicionadas camadas de 10 em 10 centímetros de areia até formar uma coluna de solo com altura de 64,5 cm. O procedimento de acondicionamento consistiu em adicionar uma camada, nivelar e saturar para, em seguida, adicionar a próxima camada e assim sucessivamente até o preenchimento do dispositivo receptor.

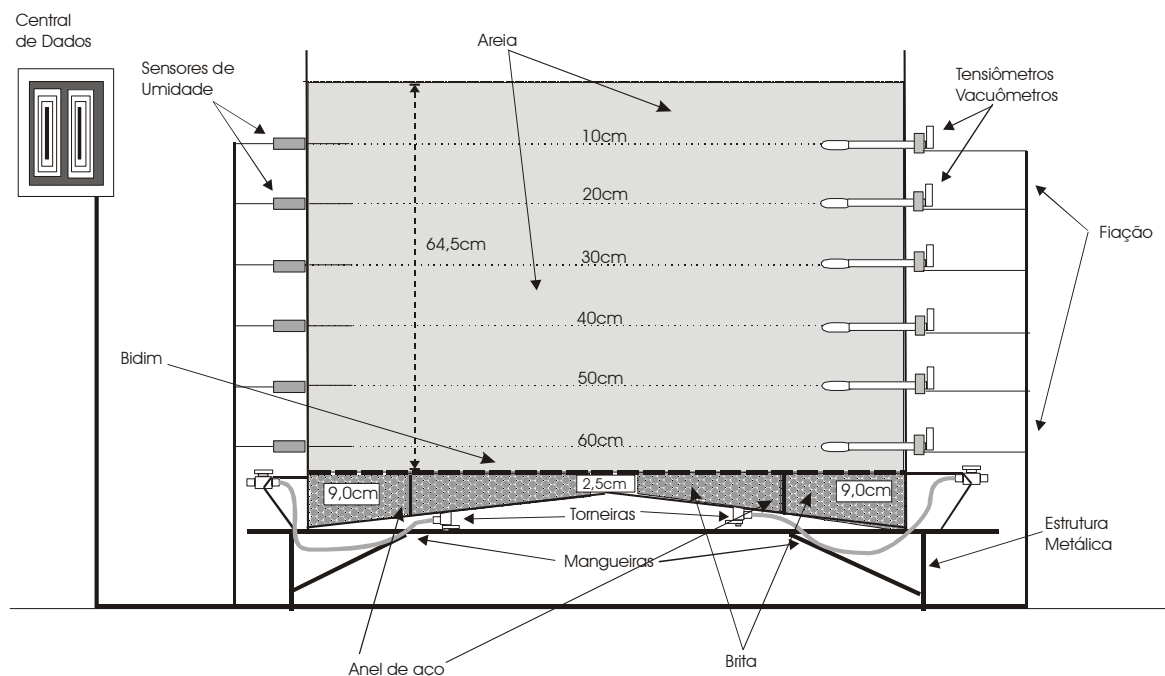


Figura 3 - Esquema do arranjo experimental do lisímetro

A umidade e o potencial do solo no lisímetro foram monitorados, respectivamente, com sensores de umidade volumétrica (CS 615, Campbell Scientific, USA) e tensiômetros com vacuômetros (SKT 550, SEDC, França), instalados horizontalmente nas profundidades 10, 20, 30, 40, 50 e 60 cm. Os sensores foram conectados a uma central de aquisição de dados da Campbell (modelo CR 10x), programada para armazenar dados a cada 10 segundos (Figuras 7 e 8). Como o tempo da infiltração da água no solo no lisímetro é de curta duração e a temperatura externa ao experimento estará controlada, a cobertura do solo por lonas plásticas no ensaio de drenagem interna foi dispensada.

Uma vez montado o lisímetro, a coluna de solo no seu interior foi totalmente saturada seguindo um processo lento a fim de evitar a formação de bolhas de ar e de caminhos preferenciais. A seguir, o lisímetro foi submetido a um ensaio de drenagem interna, a partir da abertura das torneiras situadas na sua base. Como condição de fronteira inferior do experimento, foi mantido um lençol freático na base da coluna de solo, na zona de drenagem.



Figura 4 - Canais de drenagem na base do lisímetro



Figura 5 - Vista superior do interior do lisímetro. No detalhe é apresentado um dos canais de drenagem localizado na região central do lisímetro.



Figura 6 - Camada de brita e o bidim®



Figura 7 - Sensores automatizados para as medidas de umidade volumétrica e do potencial matricial

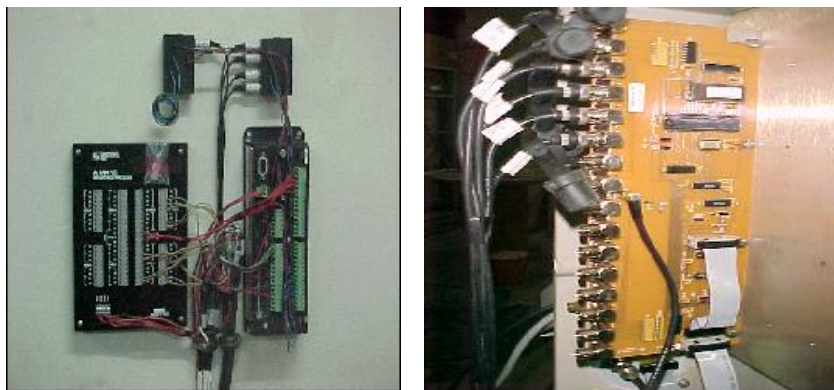


Figura 8 - Destaque dos sistemas automáticos de aquisição

b) Lisímetro como um Permeâmetro de carga constante para determinação de K_s

Após a saturação do lisímetro, fato esse comprovado pelas leituras das colunas de mercúrio dos tensiômetros, foi mantida uma carga hidráulica constante de 3 mm em sua superfície, graças à combinação de uma bomba d'água e uma bóia automática. Todos os canais de drenagem foram ligados a um coletor de volume igual a 7000 cm³ e nivelados ao lençol freático interno, para que o comprimento da coluna de solo fosse igual ao gradiente mátrico. O tempo para o enchimento do coletor foi cronometrado. Uma representação esquemática deste ensaio pode ser visto na Figura 9.

A fim de se determinar o fluxo máximo admitido no lisímetro, realizou-se um procedimento análogo. O vaso contendo apenas o bidim e a zona de drenagem (camada de brita) foi completamente cheio d'água. Logo após, as torneiras na base do vaso foram abertas, medindo-se o volume de água drenado e o tempo decorrido. Este procedimento serviu para comprovar a influência do solo utilizado.

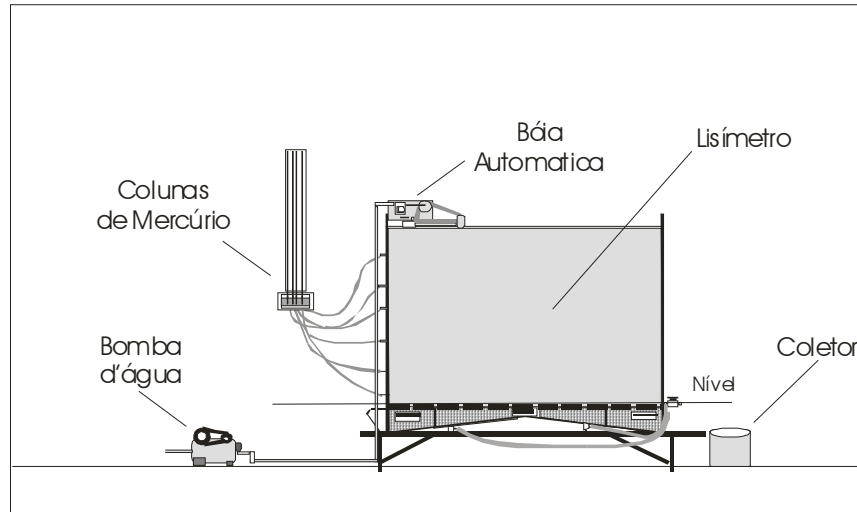


Figura 9 – Esquema da determinação de K_s no lisímetro

Sendo o volume V e a área A do lisímetro conhecidos, a condutividade hidráulica saturada K_s , foi determinada diretamente pela experiência de Darcy, utilizando a seguinte relação:

$$K_s = \frac{-q}{\left(\frac{\partial H}{\partial z}\right)} \cong \frac{V}{A \cdot t} \quad (29)$$

O gradiente de potencial hidráulico foi considerado constante e igual a 1, devido ao potencial de pressão ser considerado desprezível (lâmina equivalente a 3mm) em relação ao tamanho do permeâmetro (Reichardt, 1998).

c) Drenagem Interna

Para a determinação da condutividade hidráulica do solo em função da umidade, $K(\theta)$, na camada superficial de 0-30 cm, utilizou-se o procedimento de Hillel *et al.* (1972). A condutividade hidráulica foi obtida por intermédio da relação:

$$K(\theta) = \frac{\left[\frac{dW}{dt} \right]_z}{\left[\frac{dH}{dz} \right]_z} \quad (30)$$

Sendo W o estoque acumulado de água (cm); H o potencial total da água no solo (cm); z a profundidade do perfil (cm), positiva para baixo; e t o tempo (s).

As evoluções do estoque acumulado de água no solo e do potencial matricial, obtidas durante o ensaio de drenagem interna, foram ajustadas por uma função analítica do tipo “inverso da potência”, expressa por:

$$y = A + B / \left(1 + (C \cdot t)^U \right)^E \quad (31)$$

Sendo A, B, C, U e E os coeficientes das curvas ajustadas, e y representa os parâmetros hídricos: estoque acumulado de água e/ou potencial matricial. Neste ajuste, o método numérico empregado foi o “Quasi-Newton”, e a função perda determinada pela soma dos quadrados dos desvios.

A evolução do potencial matricial foi estabelecida diretamente pela leitura dos valores do potencial matricial pelos tensiômetros vacuômetros instalados ao longo do perfil, e armazenados a cada dez segundos. Os valores dos estoques foram determinados pelo produto entre a umidade no nível de referência e a profundidade, e somado ao estoque da camada imediatamente superior.

A densidade de fluxo foi obtida derivando-se a função analítica utilizada para ajustar os dados experimentais da evolução do estoque acumulado de água compreendido entre a superfície do solo e o nível de interesse z, para tempos iguais aos obtidos com o gradiente de potencial. A curva de retenção de água no solo se deu a partir da formação dos pares de potencial matricial e umidade volumétrica obtidos pelos sensores, na mesma profundidade e nos mesmos tempos.

3.2.2 ESTAÇÃO EXPERIMENTAL

a) Instrumentação

Na Estação Experimental do grupo de Física dos Solos, localizada no Departamento de Energia Nuclear da UFPE, foi monitorada a dinâmica da água na camada superficial do solo (0-20 cm). O solo do local é classificado como um Neossolo Flúvico, de textura Franca.



Figura 10 - Estação Experimental do grupo de Física de Solos da UFPE

Em uma parcela de 1,15 x 0,60 m, foram instalados: i) horizontalmente dois sensores de umidade volumétrica (CS 615, Campbell scientific, USA) nas profundidades de 5 e 11 cm, ii) verticalmente três tensiômetros com vacuômetros (SKT 550, SEDC, França) nas profundidades de 5, 11 e 17 cm e iii) horizontalmente quatro sensores de temperatura do solo (108 TP, Campbell scientific USA), conforme o esquema da Figura 11. Os sensores foram conectados a uma central de aquisição de dados da Campbell modelo CR 10x, e a média dos valores foram armazenados a cada meia hora.

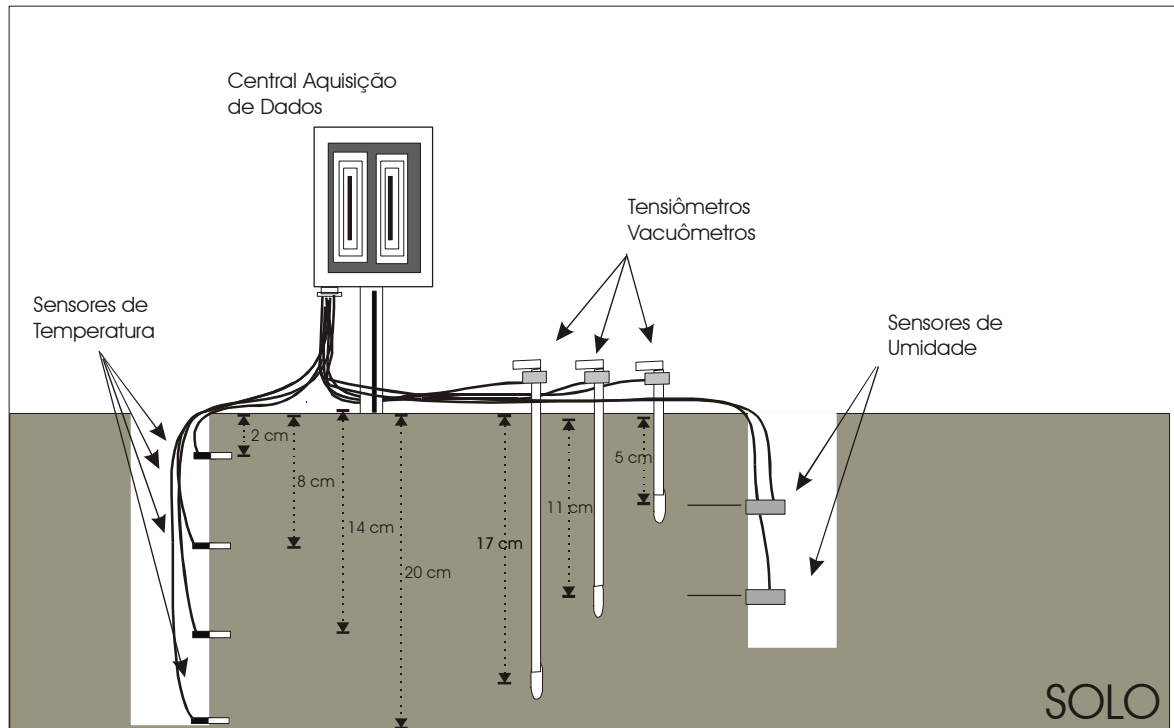


Figura 11 - Esquema do arranjo experimental de campo

A curva de retenção foi determinada pelos valores de θ e h obtidos por meio dos sensores de umidade e de potencial matricial do solo, na profundidade de 11 cm.

b) Infiltrômetro a simples anel para determinação de K_s

Utilizou-se nos ensaios de infiltração numa parcela com solo nu, na profundidade de cinco centímetros, um infiltrômetro de anel de quinze centímetros de diâmetro e aproximadamente oito centímetros de altura (Figura 12). O infiltrômetro de anel foi encravado a um centímetro de profundidade a fim de se minimizar a perturbação estrutural e garantir um fluxo vertical na superfície do solo. Sempre que o solo dentro do infiltrômetro começava a ficar descoberto aplicava-se um volume de 70 ml de água.



Figura 12 – Ensaio de infiltração

Os infiltrômetros foram dispostos em forma de um triângulo isósceles, conforme o esquema da Figura 13, nos pontos A1, A2 e A3.



Figura 13 - Esquema do arranjo experimental de infiltração

Conforme a metodologia aplicada, foram retiradas amostras indeformadas do solo para o cálculo da umidade volumétrica inicial e final e da densidade do solo (Figura 14). Além destas, foram retiradas amostras nas circunvizinhanças do local do ensaio de infiltração, na profundidade de 11 cm, para a obtenção da granulometria, para a determinação da curva de retenção de água no solo e para o cálculo da densidade do solo por meio das funções hidropedológicas.



Figura 14 - Coleta de amostras de solo

Foi utilizada a equação analítica para tempos longos da infiltração transitória tridimensional de um solo não saturado proposta por Haverkamp et al. (1994), a fim de obter a condutividade hidráulica e a sorvidade. A expressão simplificada dessa equação é definida por:

$$I_{3D} = \left(K + \frac{\gamma \cdot S^2}{r \cdot \Delta\theta} \right) \cdot t + \frac{S^2}{2 \cdot K_0 \cdot (1 - \beta)} \cdot \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (32)$$

Sendo r o raio do disco, $\Delta\theta = \theta_i - \theta_f$, K_0 a condutividade hidráulica correspondente a umidade volumétrica inicial θ_i , θ_f a umidade volumétrica final, β uma constante no intervalo ($0 < \beta < 1$) e γ um parâmetro que traduz os efeitos da gravidade numa geometria tridimensional da infiltração. O seu valor se encontra entre 0,6 e 0,8. Smettem et al. (1994), mostraram que 0,75 é um valor apropriado para γ .

O tempo gravitacional para a infiltração unidimensional, foi determinado pela equação 33, a duração do regime transitório, denominada de tempo de estabilização, pela equação 34, e o tempo geométrico modificado, pela equação 35.

$$t_{\text{grav}} = \left(\frac{S}{K} \right)^2 \quad (33)$$

$$t_{\text{stab}} = \left(\frac{S}{K_0 + \frac{\gamma S^2}{r(\theta_f - \theta_0)}} \right)^2 \quad (34)$$

$$t_{\text{geomod}} = \left(\frac{r(\theta_f - \theta_0)}{\gamma S} \right)^2 \quad (35)$$

A escala de comprimento capilar λ_c , e o raio característico de poros λ_m foram determinados, em milímetros, respectivamente, pelas equações:

$$\lambda_c = \frac{bS^2}{(\theta_f - \theta_0)K} \quad (36)$$

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_w g \lambda_c} * 10^2 \quad (37)$$

Sendo σ a tensão superficial da água (71,9 g.s⁻² a 25 °C), ρ_w a massa específica da água (1 g.cm⁻³), g a aceleração da gravidade (981 cm.s⁻²) e b igual a 0,55.

As curvas de infiltração foram ajustadas para tempos longos (equação 32) em intervalos de tempos variáveis, respeitando os intervalos de tempo ajustados com os tempos t_{stab} , t_{grav} e t_{geomod} . As formas relativas da curva de infiltração acumulada evoluem em função das características hidrodinâmicas do solo em estudo. Elas tendem a retas quando o fluxo de infiltração se aproxima do regime estacionário. Os valores determinados por esse ensaio foram ajustados fazendo-se uso da sub-rotina DBCONF (IMSL, 1989), que minimiza uma função com N variáveis usando o método quasi-Newton.

3.3 FUNÇÕES HIDROPEDOLÓGICAS

O modelo proposto por Rawls & Brakensiek (1989), para a curva de

retenção $h(\theta)$ foram escolhidos devido à facilidade da obtenção dos dados necessários a sua implementação e por seguir a forma da curva de retenção de água no solo proposta por van Genuchten (1980):

$$h_b = \exp \left(\begin{aligned} &5,3396738 + 0,18450388 \arg - 2,48394546 \theta_s \\ &- 0,00213853 \arg^2 - 0,04356349 \arg \theta_s - 0,61745089 \arg \theta_s \\ &+ 0,00143598 \arg^2 \theta_s^2 - 0,00855375 \arg^2 \theta_s^2 \\ &- 1,282 \cdot 10^{-5} \arg^2 \arg + 0,00895359 \arg^2 \theta_s \\ &- 7,2472 \cdot 10^{-4} \arg^2 \theta_s + 5,4 \cdot 10^{-6} \arg^2 \arg + 0,5002806 \theta_s \arg \end{aligned} \right) \quad (38)$$

$$\theta_r = \left(\begin{aligned} &0,0182482 + 8,7269 \cdot 10^{-4} \arg + 0,00513488 \arg \\ &+ 0,02939286 \theta_s - 1,5395 \cdot 10^{-4} \arg^2 - 1,0827 \cdot 10^{-3} \arg \theta_s \\ &- 1,8233 \cdot 10^{-4} \arg^2 \theta_s^2 + 3,0703 \cdot 10^{-4} \arg^2 \theta_s \\ &- 2,3584 \cdot 10^{-3} \theta_s^2 \arg \end{aligned} \right) \quad (39)$$

$$\lambda = \exp \left(\begin{aligned} &0,7842831 + 0,0177544 \arg - 1,062498 \theta_s \\ &- 5,304 \cdot 10^{-5} \arg^2 - 0,00273493 \arg^2 + 1,11134946 \theta_s^2 \\ &- 0,03088295 \arg \theta_s + 2,6587 \cdot 10^{-4} \arg^2 \theta_s^2 \\ &- 0,00610522 \arg^2 \theta_s^2 - 2,35 \cdot 10^{-6} \arg^2 \arg \\ &+ 0,00798746 \arg^2 \theta_s - 0,00674491 \theta_s^2 \arg \end{aligned} \right) \quad (40)$$

Sendo $\arg$ e $\arg$ as frações de areia e argila, respectivamente, e com α , e n dados por:

$$\alpha = 1/h_b \quad (41)$$

$$n = \lambda + 2 \quad (42)$$

Para a condutividade hidráulica $K(\theta)$, foi utilizado o modelo “clássico” proposto por Brooks & Corey (1964) utilizando a hipótese de Burdine (1953), onde o parâmetro “c” foi determinado pelo valor de “n”, encontrado pelo modelo de Rawls & Brakensiek (1989) e a condutividade hidráulica saturada K_s , pelo modelo de Cosby *et al* (1984):

$$K_s = 7,05556 \cdot 10^{-6} \cdot 10^{(-0.6+0.0126 \arccos -0,0064 \arccos)} \quad (43)$$

Para a utilização das equações fractais, é necessário a determinação de alguns parâmetros adicionais, a fim de se obter a razão entre a dimensão fractal do solo e a dimensão euclidiana do espaço físico, “s”. Esse parâmetro foi determinado em função da porosidade do solo, pela relação:

$$(1 - \phi)^s + \phi^{2s} = 1 \quad (44)$$

3.4. MÉTODO INVERSO

Foi implementado em linguagem Fortran um modelo utilizando o método inverso conforme o fluxograma da Figura 15. Os parâmetros foram estimados empregando a seguinte função objeto:

$$F(p) = \sum_{i=1}^{N1} \left[\left(\theta(t_i) - \hat{\theta}(t_i, p) \right) \right]^2 \quad (45)$$

Sendo N1 o número de intervalos de tempo t. Os valores inicialmente adotados para os parâmetros α , n, K_s e c estão apresentados na tabela 1.

Tabela 1 – Valores iniciais dos parâmetros α , n, K_s , c.

	α	n	K_s (cm.h ⁻¹)	c
Lisímetro	0,003	3,2	8,0	2,5
Estação Experimental	0,01	2,5	1,0	10,0

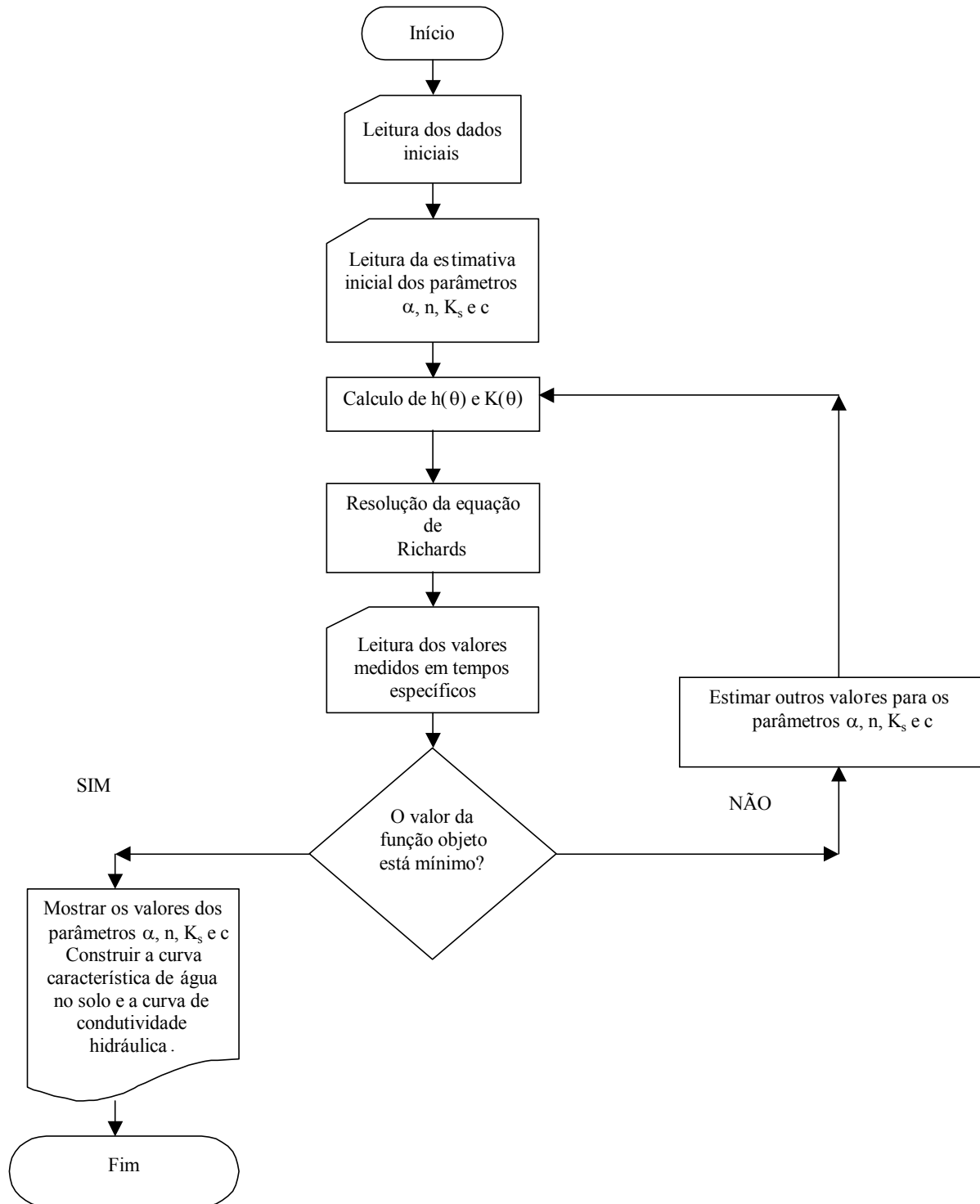


Figura 15 - Fluxograma do método inverso

Os valores dos potenciais matriciais medidos pelos sensores serviram como condição de fronteira superior e inferior, sendo as profundidades de 10 e de 30 cm para o lisímetro (Figura 16), e de 5 e 17 cm para a estação experimental (Figura 17). Os valores dos potenciais matriciais foram interpolados linearmente, a partir das condições de fronteira, para formar a condição inicial. O valor da umidade volumétrica residual será considerado zero em ambos os casos. A umidade saturada foi determinada para o lisímetro pelos sensores de umidade, enquanto ele estava saturado, e para a estação experimental, por meio de amostras de solo em procedimentos de laboratório.

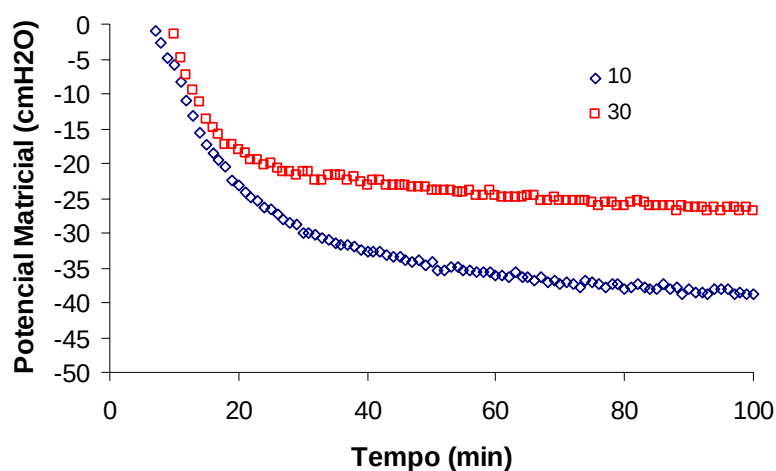


Figura 16 - Evolução das pressões no solo do lisímetro a 10 e 30 cm.

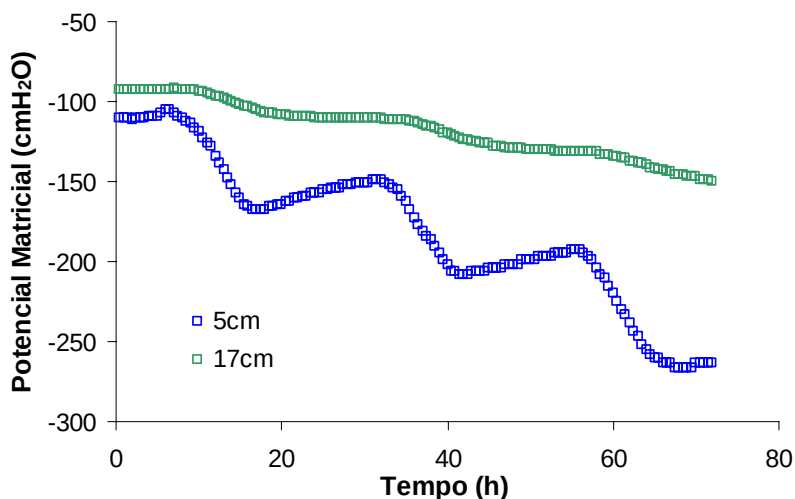


Figura 17 - Evolução das pressões no solo na estação experimental a 5 e 17 cm

Foram estimados, tanto para os dados obtidos no lisímetro como para a estação experimental, os parâmetros da curva de retenção e da curva de condutividade hidráulica com a minimização das funções objeto (equação 45), por meio da sub-rotina DBCONF da IMSL (IMSL, 1989), que utiliza o método quasi-Newton. Para a curva de retenção de água no solo, assumiu-se o modelo proposto por van Genuchten (equação 6), e para a condutividade hidráulica foram utilizadas as equações de van Genuchten e de Brooks & Corey, assumindo as hipóteses tanto de Burdine como a de Mualem (equações 7, 8, 10, e 12), além das equações fractais *Média Geométrica*, *Porosidade Grande* e *Porosidade Neutra* propostas por Fuentes (equações 13, 14, e 15), formando os modelos chamados: VG(M), VB(B), VGBC(B), VGBC(M), MG, PN e PG.

3.4.1 Solução da equação de Richards

Foi adotada uma resolução numérica, com o auxílio da discretização por diferenças finitas, com um esquema implícito para resolvê-la. Discretizar a equação consiste em substituir as derivadas pela aproximação da razão incremental que converge para o valor da derivada quando o incremento tende a zero. Essa aproximação é equivalente a estabelecer-se o balanço de água em um volume finito de solo sobre um intervalo de tempo. Quanto menores forem esses intervalos, maior será a precisão dos resultados esperados, porém maior será o tempo de computação.

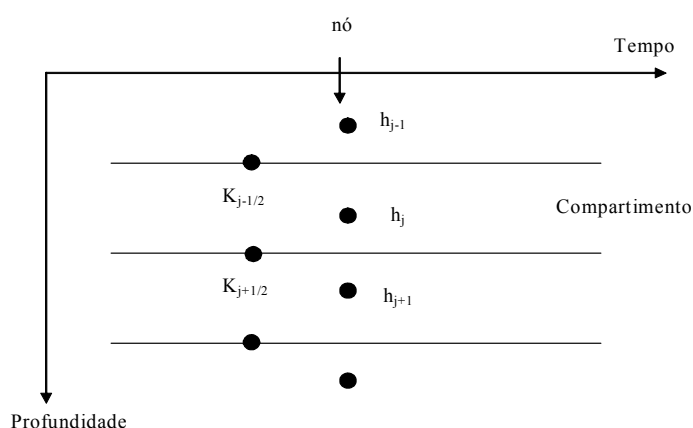


Figura 18 – Malha da modelagem utilizada

A equação 5, após a sua discretização no esquema implícito, assume a seguinte forma (Antonino, 1988):

$$C_j^{i+1} \frac{h_j^{i+1} - h_j^i}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left\{ \left[K_{j-1/2}^{i+1} \frac{h_j^{i+1} - h_{j-1}^{i+1}}{\Delta z} - K_{j-1/2}^{i+1/2} \right] - \left[K_{j+1/2}^{i+1} \frac{h_{j+1}^{i+1} - h_j^{i+1}}{\Delta z} - K_{j+1/2}^{i+1} \right] \right\} \quad (46)$$

Sendo $\Delta z = z_j - z_{j-1}$ e $\Delta t = t_{j+1} - t_j$. Considerando entre os pontos nodais a linearização explícita simples no tempo e a ponderação geométrica no espaço, tem-se:

$$\forall i, C^{i+1} \approx C^i \quad (47)$$

$$K^{i+1} \approx K^i \quad (48)$$

$$\forall j, K_{j\pm 1/2} \approx (K_j K_{j\pm 1})^{1/2} \quad (49)$$

Tornando assim a equação (46) na seguinte forma:

$$C_j^{i+1} \frac{h_j^{i+1} - h_j^i}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left\{ \left[K_{j-1/2}^i \frac{h_j^{i+1} - h_{j-1}^{i+1}}{\Delta z} - K_{j-1/2}^i \right] - \left[K_{j+1/2}^i \frac{h_{j+1}^{i+1} - h_j^{i+1}}{\Delta z} - K_{j+1/2}^i \right] \right\} \quad (50)$$

3.4.2 Passo de Tempo

O passo do tempo pode ser calculado a partir de um procedimento que limita a variação das variáveis a valores fixados ε_h , sendo:

$$\Delta t^{i+1} = \Delta t^i \left[\max \left(\frac{\varepsilon_h^i}{\varepsilon_h} \right) \right]^{-1} \quad (51)$$

com

$$\varepsilon_h^i = \max \left| \frac{h_j^i - h_j^{i-1}}{h_j^i} \right| \quad (52)$$

3.4.3 Comparações estatísticas dos resultados

Para avaliar a concordância entre os valores calculados e os observados, foram avaliados diferentes critérios estatísticos: i) o erro quadrático médio (EQM), que indica o grau de desvio entre as determinações experimentais e os valores calculados pelo modelo teórico correspondente. É expresso em porcentagem, e tende para zero quando os valores estimados e teóricos tendem a ser iguais. Esse teste fornece informações de fácil entendimento no desempenho dos modelos, além de permitir uma comparação termo a termo do desvio real entre o valor calculado e o valor medido; ii) a razão dos desvios (RD), que descreve a razão entre o espalhamento das determinações experimentais e o espalhamento dos valores calculados pelo modelo teórico correspondente, tendendo para 1 (um) quando os valores estimados e aqueles do modelo teórico são consistentes; iii) a eficiência da modelagem (EM) que indica se o modelo teórico fornece uma estimativa melhor das determinações experimentais que o valor médio dessas determinações, e iv) o coeficiente de massa residual (CMR), que indica se o modelo tende a superestimar (CMR < 0) ou subestimar (CMR > 0) os valores medidos. O valor esperado para EM tende para um e para CMR, tende para zero.

$$EQM = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (T_i - M_i)^2}{N} \right]^{\frac{1}{2}} * \frac{100}{\bar{M}} \quad (53)$$

$$RD = \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2}{\sum_{i=1}^N (T_i - \bar{M})^2} \quad (54)$$

$$EM = \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2 - \sum_{i=1}^N (T_i - \bar{M})^2}{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2} \quad (55)$$

$$CMR = \frac{\sum_{i=1}^N M_i - \sum_{i=1}^N T_i}{\sum_{i=1}^N M_i} \quad (56)$$

sendo T_i os valores calculados pelo modelo, M_i os valores experimentais, $\bar{M}$ a média dos valores experimentais e N o número de determinações..

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A caracterização hidrodinâmica se deu em dois procedimentos distintos: i) em um lisímetro, onde a condutividade hidráulica saturada foi determinada por meio de sua utilização como um permeâmetro de carga constante e as curvas $h(\theta)$ e $K(\theta)$ foram obtidas por um ensaio de drenagem interna; ii) na estação experimental do grupo de Física de Solo da UFPE, onde a condutividade hidráulica saturada foi obtida indiretamente por um ensaio de infiltração, utilizando um infiltrômetro a simples anel e $h(\theta)$ pela monitoração simultânea da umidade volumétrica e do potencial matricial. Em ambos casos, os parâmetros das curvas de retenção de água no solo e da curva de condutividade hidráulica foram preditos pelo uso de funções hidropedológicas e pela inversão de parâmetros.

4.1 Solos

a) Curvas Granulométricas

i) Lisímetro

A curva granulométrica para o solo do lisímetro, média de três amostras, está apresentada na Figura 19. Como era de se esperar, 100% das amostras é formado de areia. Texturalmente o solo é classificado como Areia.

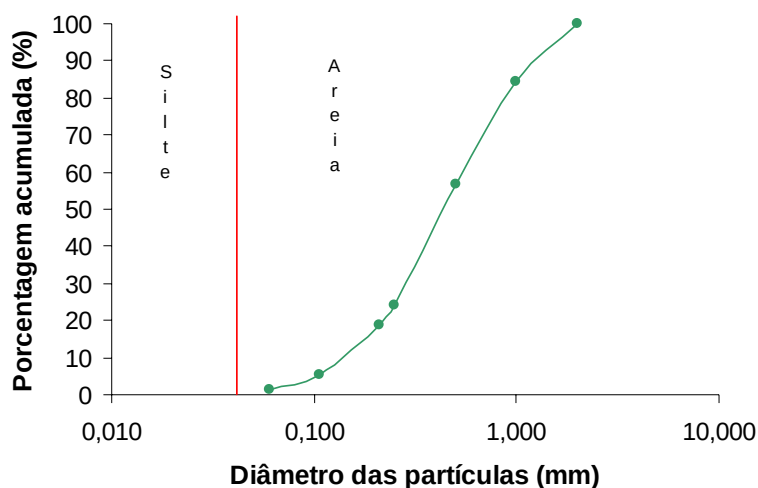


Figura 19 - Curva granulométrica do solo no lisímetro

ii) Estação experimental

A curva granulométrica para o solo da estação experimental, média de oito amostras, está apresentada na Figura 20. Os valores percentuais das frações de argila, silte e areia foram 12,64; 45,30 e 42,06, respectivamente. Texturalmente o solo é classificado como Franco.

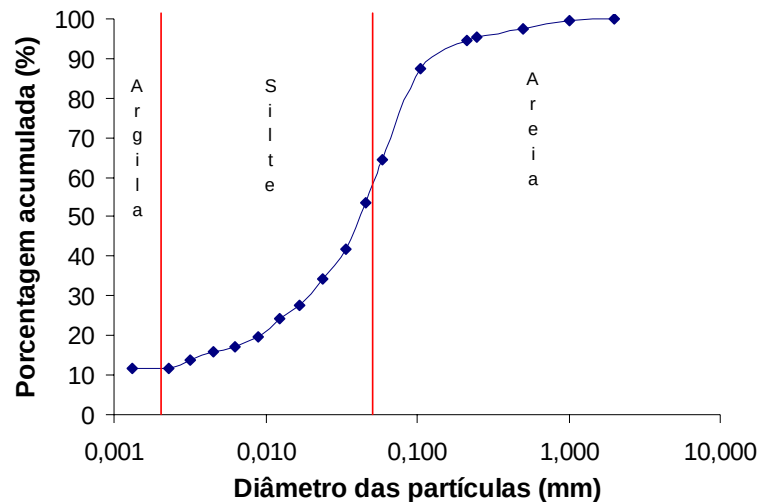


Figura 20 - Curva granulométrica do solo da estação experimental

b) Propriedades Físicas

Os valores da porosidade, da umidade à saturação, da densidade do solo e do parâmetro s , tanto para o solo do lisímetro como para o solo da estação experimental estão apresentados na tabela 2.

Tabela 2 - Propriedades físicas dos solos utilizados

Local	Propriedades do Solo			
	ϕ (cm ³ /cm ³)	θ_s	s (Adimensional)	ρ_a (g/cm ³)
Lisímetro	0,3218	0,294	0,6573	1,797
Estação Experimental	0,4584	0,415	0,6854	1,435

4.2 ENSAIOS NO LISÍMETRO

4.2.1 Condutividade Hidráulica Saturada K_s – Permeâmetro de carga constante

Os valores da condutividade hidráulica saturada obtidos, considerando o lisímetro como um permeâmetro de carga constante estão apresentados na tabela 3. Observa-se uma grande uniformidade nos valores obtidos para a condutividade hidráulica saturada nos dez ensaios, sendo o valor médio igual a 19.16 ± 0.133 cm/h, e estando dentro da faixa dos valores médios de condutividade hidráulica saturada, para solos arenosos (Klar, 1988).

Tabela 3 - Valores do tempo t , do volume infiltrado V e da condutividade hidráulica saturada obtidos no lisímetro.

Tempo min	V Cm³	K_s cm.h⁻¹
1,90	7000	19,14
1,88	7000	19,32
1,90	7000	19,14
1,90	7000	19,14
1,92	7000	18,96
1,88	7000	19,32
1,90	7000	19,14
1,92	7000	18,96
1,88	7000	19,32
1,90	7000	19,14

4.2.2 Drenagem Interna

a) Estoque acumulado de água no solo

As evoluções dos estoques acumulados de água no solo e as respectivas curvas ajustadas pela função tipo potência (Equação 31), em diferentes profundidades, são apresentadas na Figura 21. Pode-se observar que os estoques acumulados de água comportam-se de maneira semelhante, com uma fase de drenagem bastante rápida, passando abruptamente para a fase de drenagem lenta. As curvas de armazenamento de água em função do tempo durante o processo de drenagem permitem estabelecer os valores

de densidade de fluxo pela tangente à curva em pontos específicos do tempo.

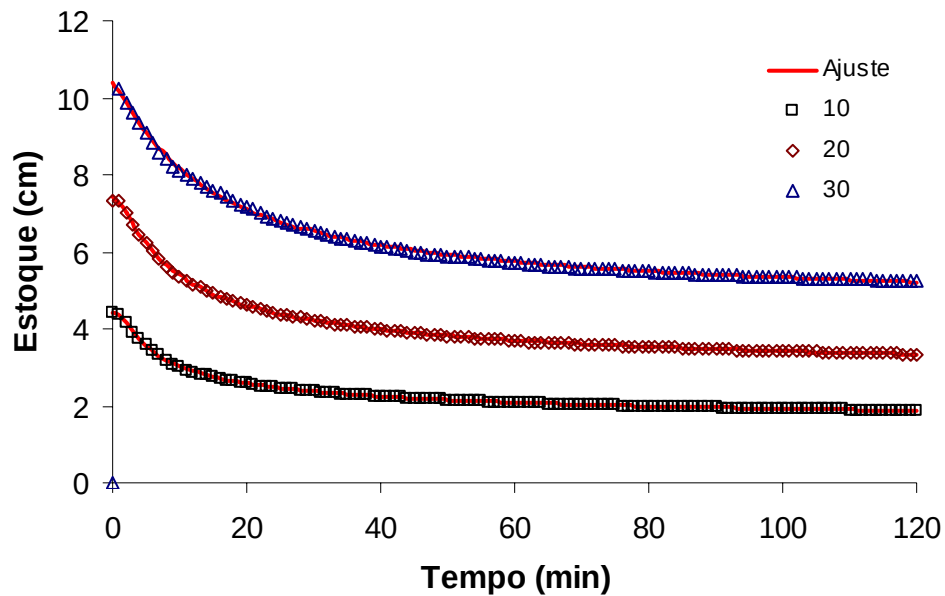


Figura 21 – Curvas das evoluções dos estoques acumulados de água e curvas ajustadas para as profundidades de 10, 20 e 30 cm.

b) Evolução dos potenciais totais

As evoluções dos potenciais totais da água no solo no lisímetro e as respectivas curvas ajustadas pela função tipo potência, (equação 31), em diferentes profundidades estão apresentadas na Figura 22. Pode-se verificar que os gradientes de potencial tendem a se anular após a fase de drenagem rápida, pois a água no solo tende a ficar em equilíbrio hidrostático com o lençol freático situado na base da camada do solo.

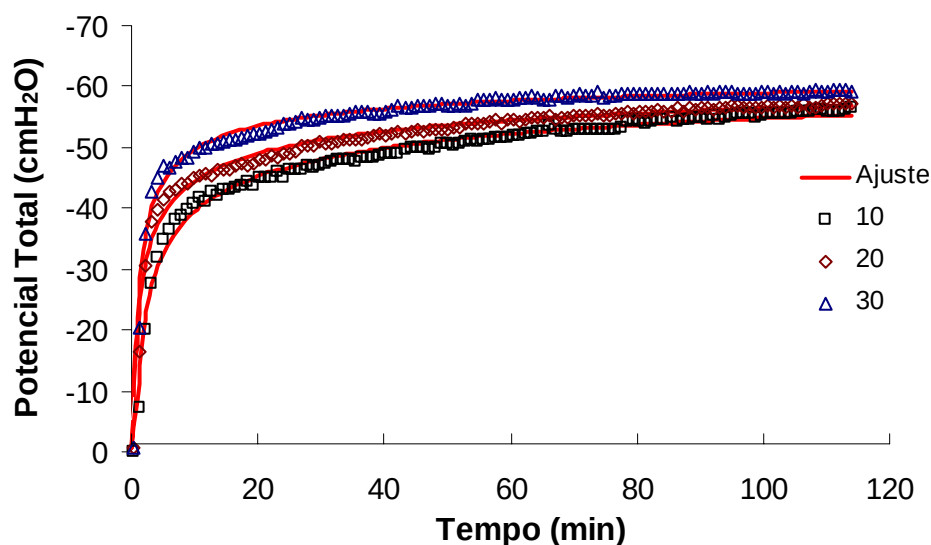


Figura 22 – Curvas das evoluções dos potenciais totais e curvas ajustadas para as profundidades de 10, 20 e 30 cm

Na Tabela 4 estão apresentados os parâmetros da função analítica, tipo potência (equação 31), usada para os ajustes das evoluções do estoques acumulados de água e dos potenciais totais com o tempo, em várias profundidades, com os respectivos valores do coeficiente de determinação (R^2).

Tabela 4 - Coeficientes da função $y = A + B/(1 + (C.t)^U)^E$ resultantes dos ajustes dos estoques acumulados de água e dos potenciais totais com o tempo, em várias profundidades, com os respectivos valores dos coeficientes de determinação (R^2).

Profundidade (cm)	A	B	C	U	E	$R^2(\%)$
Estoque acumulado						
10	1,259	3,160	0,006	2,267	0,188	99,96
20	2,469	4,964	0,004	1,652	0,310	99,96
30	4,360	6,024	0,002	1,246	0,594	99,90
Potencial total						
10	-66,124	70,102	0,025	9,282	0,032	98,70
20	-53,452	67,25	0,048	6,870	0,045	98,16
30	-39,45	62,549	0,040	5,338	0,086	98,47

c) Curvas de retenção da água no solo e de condutividade hidráulica

A curva de retenção determinada pelos valores de θ e h obtidos por meio dos sensores automatizados, na profundidade de 20 cm, pode ser vista na Figura 23a. A curva de condutividade hidráulica, determinada no ensaio de drenagem interna é apresentada na Figura 23b.

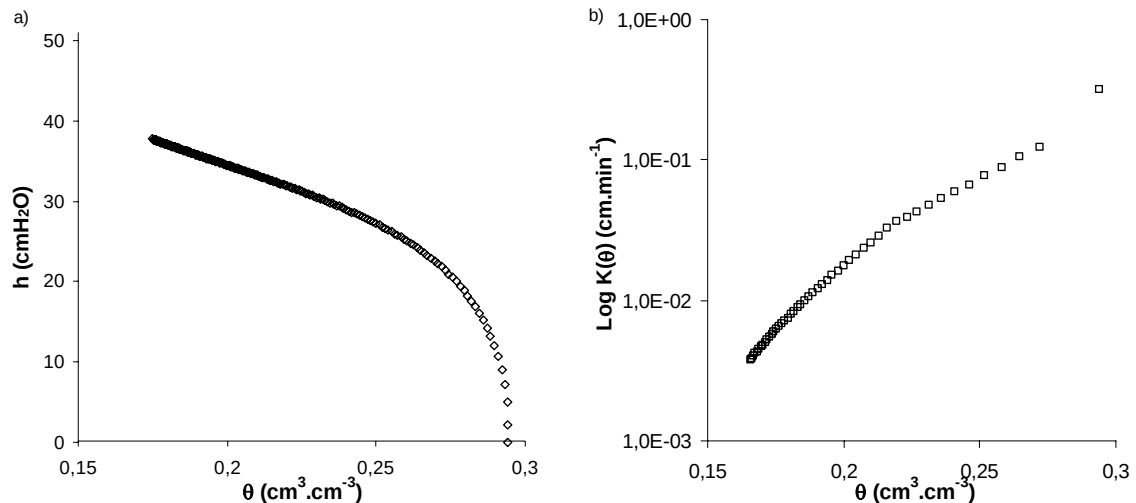


Figura 23 – Curvas a) de retenção de água no solo e b) de condutividade hidráulica para o solo do lisímetro obtidas pela drenagem interna.

4.3 ENSAIOS NA ESTAÇÃO EXPERIMENTAL

4.3.1 Condutividade hidráulica saturada – Ensaio de infiltração da água no solo

A infiltração acumulada em função do tempo para os três ensaios de infiltração A1, A2 e A3 (Figura 13), está apresentada na Figura 24. As diferenças observadas para cada ponto foram provocadas pela variabilidade espacial, em pequena escala, dado que cada ensaio ocupa locais diferentes, embora próximos.

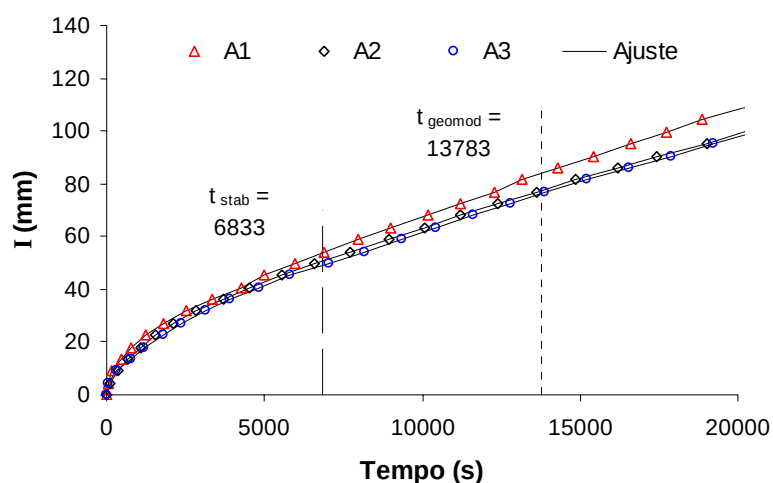


Figura 24 - Infiltração acumulada de água no solo (I) em função do tempo para o solo da estação experimental.

Valores da variação de umidade, condutividade hidráulica saturada, sorvidade, tempos de estabilização, gravitacional, geométrico modificado e o raio característico de poros estão apresentados na tabela 5. As diferenças entre as umidades iniciais e finais nos pontos A1, A2 e A3 não apresentaram grandes desvios em relação à média (0,003). A duração do regime transitório, considerando o efeito adicional da capilaridade que atua lateralmente, persiste em média 6833s, e após 83300s, aproximadamente, a força gravitacional passa a ser a força dominante. Os valores obtidos da condutividade hidráulica saturada se enquadram numa faixa de variação entre 0,410 e 0,239 cm.h^{-1} e média de 0,319 cm.h^{-1} . Esses valores estão dentro da faixa de condutividade hidráulica saturada, reportadas no catálogo de solos GRIZZY de Haverkamp et al (1997). Os resultados da análise estatística apresentada na tabela 6 demonstram uma excelente concordância entre as curvas ajustadas pela equação 32 e os dados experimentais.

Tabela 5 - Valores da variação de umidade ($\Delta\theta$), condutividade hidráulica saturada (K_s), sorvidade (S), tempos de estabilização (t_{stab}), gravitacional (t_{grav}), geométrico modificado (t_{geomod}) e o raio característico de poros (λ_m).

	$\Delta\theta$ $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	S $\text{cm h}^{-1/2}$	K_s cm h^{-1}	t_{grav}	t_{geomod} s	t_{stab}	λ_m mm
A1	0,286	1,469	0,410	46275	13620	5724	0,072
A2	0,281	1,488	0,307	84366	12792	6627	0,052
A3	0,280	1,376	0,239	119262	14938	8149	0,047
Médias	0,282	1,445	0,319	83301	13783	6833	0,057

Tabela 6 – Análise estatística referente a infiltração de água no solo franco (estação experimental)

	EQM	RD	EM	CMR
A1	1,5E-06	1,001	0,999	-5,64E-07
A2	1,4E-06	1,007	0,993	-7,8E-06
A3	1,73E-7	1,020	0,981	-1,34E-05

Os valores obtidos da condutividade hidráulica saturada tanto para o solo arenoso do lisímetro como para o solo franco da estação experimental estão em conformidade com os encontrados por Fuentes et al. (2003), ao analisarem 660 solos de diferentes texturas, utilizando o catálogo de solos GRIZZLY de Haverkamp et al. (1997). O valor da condutividade hidráulica saturada para a areia do lisímetro é cerca de 60 vezes maior do que o do solo franco da estação experimental.

4.4 FUNÇÕES HIDROPEDOLÓGICAS

Os valores dos parâmetros da curva de retenção de água no solo proposta por van Genuchten e para a curva de condutividade hidráulica proposta por Brooks & Corey, foram estimados pelas funções hidropedológicas propostas por Rawls & Brakensiek (1989) e Cosby et al. (1986), respectivamente, para o solo do lisímetro e para o solo da estação experimental. Os resultados estão apresentados na tabela 7.

Tabela 7 - Valores de α , n , K_s e c obtidos pelas funções hidropedológicas para o solo do lisímetro e o solo da estação experimental.

	α	n	$K_{sat} \text{ (cm.h}^{-1}\text{)}$	c
Lisímetro	0,086	5,124	11,58	3,640
Estação Experimental	0,027	3,767	1,479	4,132

4.5 MÉTODO INVERSO

4.5.1 Lisímetro

Os resultados obtidos para os parâmetros do vetor **{p}** após a aplicação do método inverso, no lisímetro utilizando os modelos VG(M), VB(B), VGBC(B), VGBC(M), MG, PN e PG encontram-se na tabela 8. Os valores de θ_r e θ_s foram 0,000 e 0,294 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$, respectivamente. Observa-se que os valores obtidos para o parâmetro α foram bem semelhantes entre os modelos clássicos e o modelo fractal da média geométrica; os valores obtidos para o parâmetro n estão próximos uns dos outros, com exceção dos modelos VGBC(M) e VGBC(B) cujos valores foram cerca de 25% maiores. O parâmetro que apresentou a maior variação foi à condutividade hidráulica saturada, K_s , que variou entre 1,5 e 60,66 cm.h^{-1} , uma diferença na ordem de 40 vezes. O valor estimado de K_s pelo método inverso, utilizando o modelo VG(B) (17,4 cm.h^{-1}), foi o que mais se aproximou do valor obtido para a K_s por meio do permeâmetro de carga constante (19,16 cm.h^{-1}).

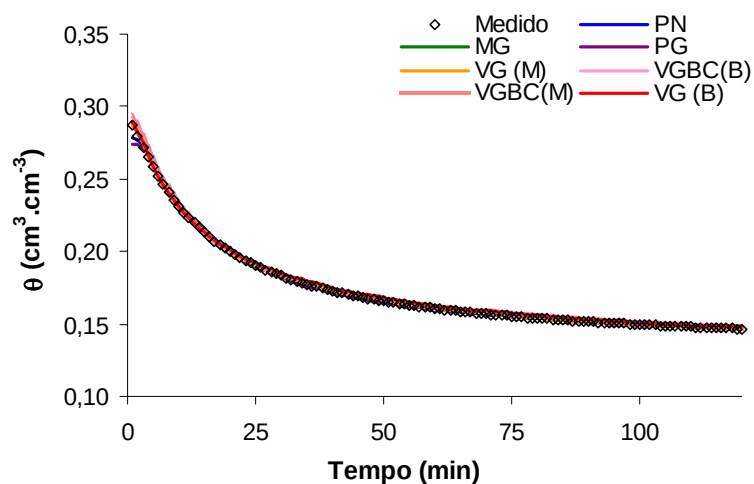
A partir dos valores determinados para os parâmetros do vetor **p**, por intermédio da solução do problema inverso (Tabela 8), foi possível obter as curvas de retenção da água no solo e de condutividade hidráulica e da evolução do potencial matricial em função do tempo para os modelos utilizados.

Tabela 8 - Valores de α , n , K_s e c obtidos pelo método inverso para o solo do lisímetro.

Funcional	α	n	$K_{sat} (cm.h^{-1})$	c
VGBC (B)	0,028	4,385	57,72	5,391
VGBC (M)	0,025	4,290	60,66	6,033
VG (B)	0,033	3,650	17,4	-
VG (M)	0,028	3,140	12,78	-
MG	0,023	3,237	6,24	-
PN	0,046	3,223	2,4	-
PG	0,060	3,631	1,5	-

a) Evolução da Umidade

A Figura 25 apresenta as curvas medida e calculadas, para cada modelo, pelo método inverso da evolução da umidade volumétrica com o tempo, na profundidade de 20 cm. A evolução da umidade, obtida a partir dos parâmetros ajustados pela função objeto proposta (Equação 45), ajustou-se adequadamente aos dados experimentais, apresentando um comportamento muito similar ao observado no lisímetro.

**Figura 25 – Curvas das evoluções de umidades medidas e calculadas para o solo do lisímetro, pelos modelos clássicos e fractais.**

A análise estatística entre os valores da evolução da umidade medida e estimada pelo método inverso, fazendo uso dos modelos VGBC(B), VGBC(M), VG(B),

VG(M), MG, PN e PG, está apresentada na tabela 9. Os valores dos indicadores estatísticos próximos aos valores esperados demonstram a excelente minimização da função objeto utilizada.

Tabela 9 - Análise estatística referentes a evolução do umidade na areia (lisímetro)

	EQM %	RD	EM	CMR
VGBC (B)	0,688	1,020	1,000	-0,005
VGBC (M)	0,371	1,003	1,000	-0,005
VG (B)	0,261	1,006	1,000	-0,006
VG (M)	0,079	1,000	1,000	-0,005
MG	0,095	1,000	1,000	-0,004
PN	0,084	1,000	1,000	-0,003
PG	0,119	1,000	1,000	-0,003

b) Curva de retenção da água no solo $h(\theta)$

Na Figura 26 são apresentadas às curvas de retenção da água no solo medida e calculadas utilizando os parâmetros α e n determinados com o método inverso e pela função hidropedológica. Como se pode observar, a solução inversa utilizando os modelos clássicos e o modelo fractal da média geométrica conseguiu representar muito bem a situação no lisímetro, apresentando um ótimo ajuste aos dados experimentais, o mesmo não acontecendo com os outros modelos fractais utilizados pelo método inverso.

Embora os valores determinados para a curva de retenção de água no solo pela função hidropedológica proposta por Rawls & Brakensiek (1989) tenham subestimado os valores determinados pelo ensaio de drenagem interna, os resultados obtidos podem ser considerados, em decorrência do poucos dados utilizados para a sua composição.

Na tabela 10 estão apresentados os resultados da análise estatística para a curva de retenção de água no solo para a areia. Os resultados indicam que o VG(M) obteve o melhor ajuste aos dados medidos, sendo seguido de perto pelo modelo VG(B). O terceiro lugar foi obtido pela combinação VGBC(M). Dos modelos fractais, o da Média Geométrica MG, foi o de melhor desempenho.

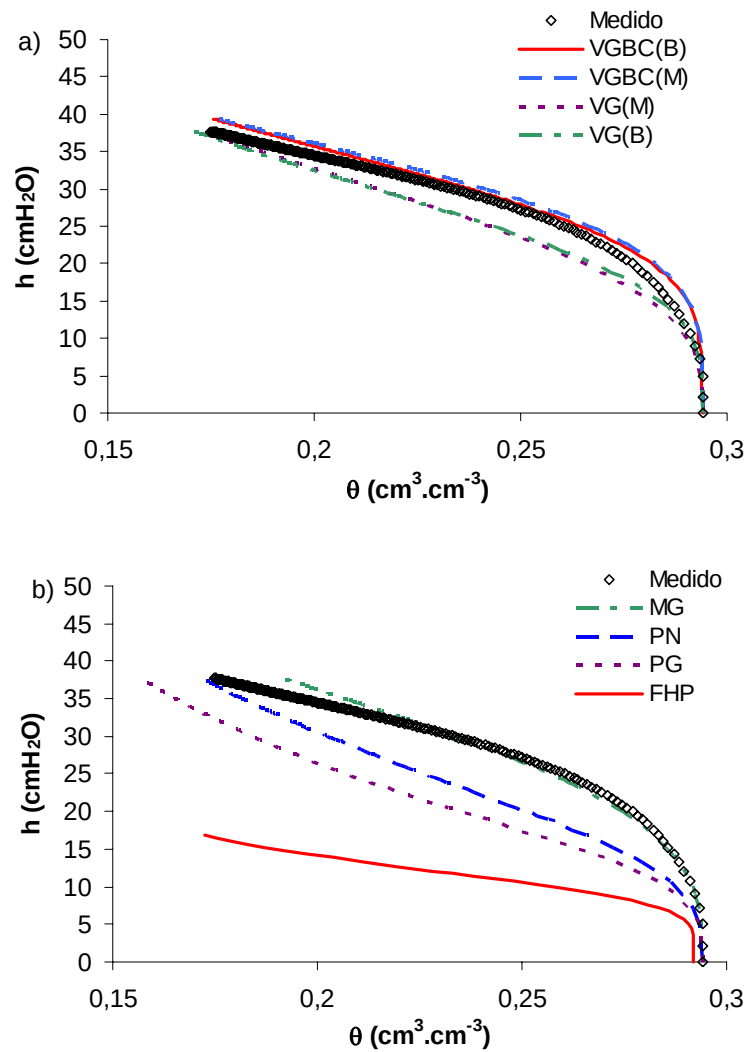


Figura 26 - Curva de retenção da água no solo para a areia do lisímetro a) medida e modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica.

Tabela 10-Análise estatística resultante da curva de retenção de água no solo para a areia (lisímetro).

	EQM %	RD	EM	CMR
VGBC (B)	1,944	1,079	0,999	-0,018
VGBC (M)	1,751	1,053	0,999	-0,029
VG (B)	1,413	0,968	0,999	-0,009
VG (M)	1,063	0,978	0,999	0,002
MG	0,845	1,016	0,999	-0,005
PN	1,302	0,975	0,999	0,007
PG	2,049	0,958	0,999	0,025
FHP	23,324	0,888	-0,681	0,178

c) Condutividade hidráulica

A Figura 27 apresenta as curvas de condutividade hidráulica obtidas utilizando os parâmetros determinados com o método inverso, para os modelos clássicos, fractais e para a função hidropedológica. Pelos gráficos, observa-se que os modelos VG(M), VG(B) e FHP melhor representaram a condutividade hidráulica, em virtude desses modelos terem estimado valores para a condutividade hidráulica saturada mais próximos do valor medido.

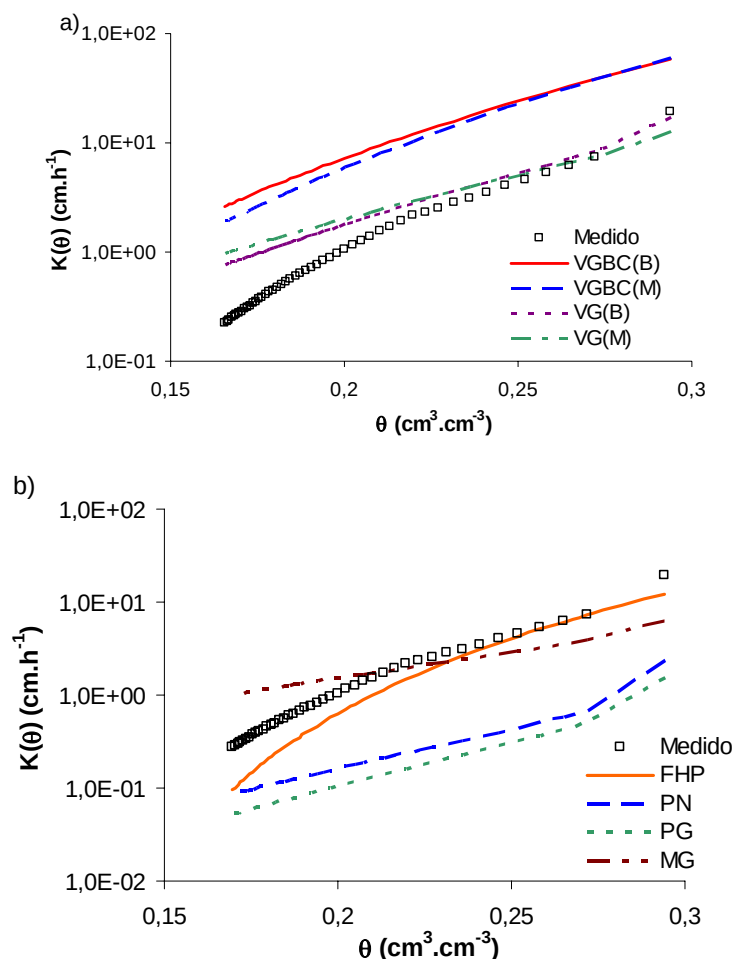


Figura 27 - Curvas de condutividade hidráulica do solo areia a) medida e modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica

Houve uma superestimativa pelos modelos VGBC(B) e VGBC(M), e uma sub estimativa pelos modelos PG e PN, decorrente dos valores da condutividade hidráulica saturada, obtidos por cada modelo. Esse efeito é minimizado no gráfico da condutividade relativa K_r ($K_r = K(\theta)/K_s$), como pode ser observado na Figura 28. Os modelos fractais e a função hidropedológica demonstram uma maior aproximação aos valores medidos da condutividade relativa.

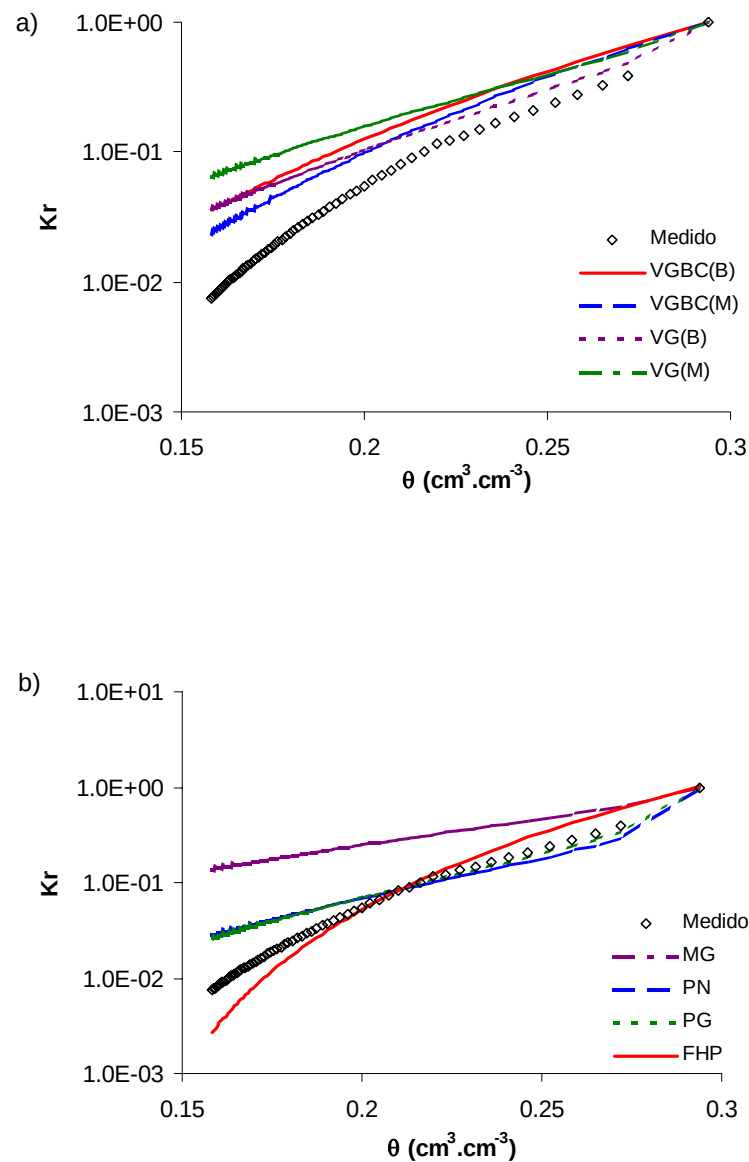


Figura 28 - Curvas de condutividade hidráulica relativa do solo areia a) medida e modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica

d) Evolução do potencial

A Figura 29 apresenta as curvas (medida e calculada com os parâmetros da Tabela 9 para os modelos empregados) da evolução do potencial matricial com o tempo.

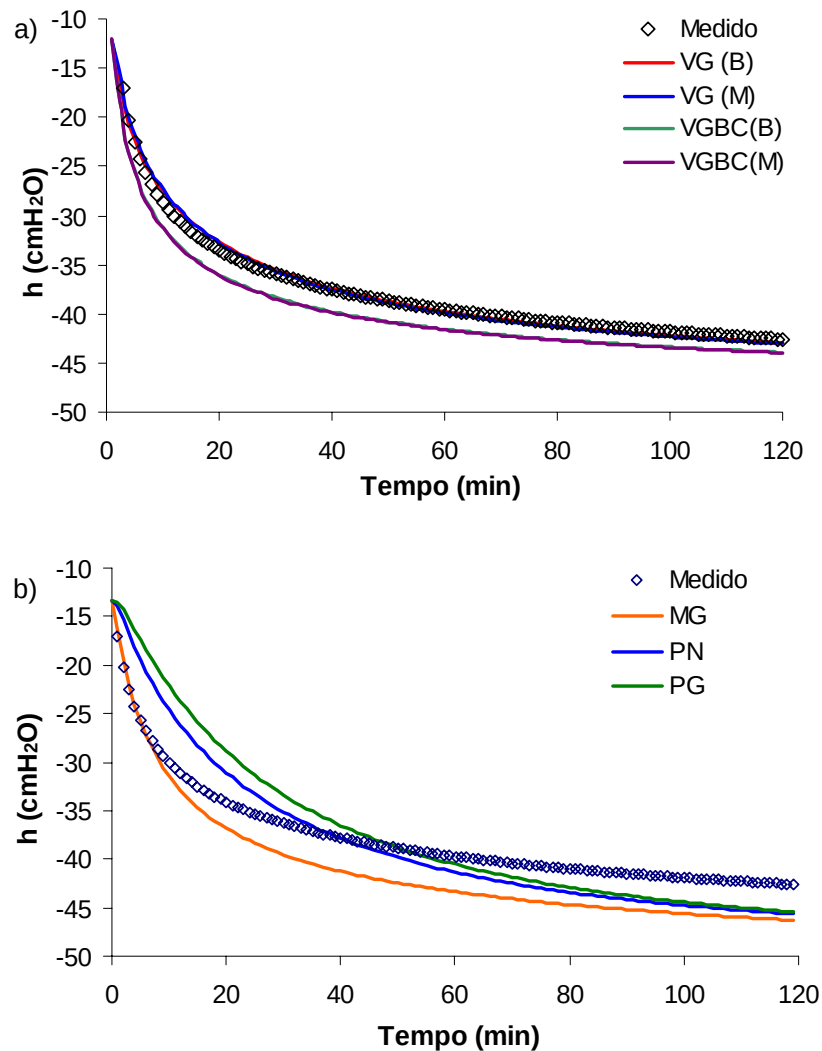


Figura 29- Curvas de evolução do potencial matricial do solo areia a) medida e modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica

Todos os modelos empregados na predição da evolução do potencial matricial obtiveram valores estatísticos muito bons, quando comparados aos valores medidos (Tabela 11). O maior erro quadrático médio não superou os três por cento, e em seis dos sete casos empregados no método inverso, esse erro não chegou a dois por cento,

sendo considerado ótimos.

Observa-se que os modelos VGBC(M) e VGBC(B) subestimaram os potenciais matriciais. Os modelos PN e PG tiveram comportamentos semelhantes, superestimando o potencial matricial no início e, com a evolução do tempo, subestimando. O modelo MG subestimou os valores do potencial matricial logo nos primeiros minutos. Os modelos que melhor representaram foram os VB(B) e VG(M).

Tabela 11 - Análise estatística referentes a evolução do potencial matricial na areia (lisímetro)

	EQM %	RD	EM	CMR
VGBC (B)	-2,308	1,078	0,998	-0,020
VGBC (M)	-1,585	1,042	0,999	-0,027
VG (B)	-0,813	0,991	0,9990	-0,017
VG (M)	-0,705	0,994	0,9990	-0,012
MG	-1,436	1,031	0,9990	-0,023
PN	-1,165	1,001	0,9990	-0,020
PG	-1,261	0,993	0,9990	-0,015

4.5.2 Estação experimental

Os resultados obtidos para os parâmetros α , n , K_s e c após a aplicação do método inverso, no campo, encontram-se na Tabela 12. Os valores de θ_r e θ_s foram 0,000 e $0,415 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$, respectivamente. Observa-se que os resultados encontrados para α e para a condutividade hidráulica saturada, quando se emprega a hipótese de Mualem, são inferiores aos obtidos quando se emprega a hipótese de Burdine. Os valores de K_s estão coerentes com valores reportados na literatura para um Neossolo Flúvico (Nemes et al., 1999).

Tabela 12 - Valores de α , n , K_s e c obtidos pelo método inverso para o solo da estação experimental.

Funcional	α	n	$K_{sat} (cm.h^{-1})$	c
VGBC (B)	0,022	2,318	0,110	8,774
VGBC (M)	0,014	1,420	0,079	7,913
VG (B)	0,022	2,323	0,960	-
VG (M)	0,014	1,423	0,541	-
MG	0,016	1,611	0,084	-
PN	0,024	2,916	0,103	-
PG	0,024	3,220	0,050	-

A partir dos valores determinados para os parâmetros do vetor **p**, por intermédio da solução do problema inverso (Tabela 12), foi possível obter as curvas de retenção da água no solo e de condutividade hidráulica e da evolução do potencial matricial em função do tempo para os modelos utilizados.

a) Evolução da Umidade

A Figura 30 apresenta, para cada modelo, as curvas medida e calculadas pelo método inverso da evolução da umidade volumétrica com o tempo. Para todos os modelos, a evolução da umidade, obtida a partir dos parâmetros ajustados pela função objeto proposta (Equação 45), ajustou-se adequadamente aos dados experimentais, apresentando um comportamento muito similar ao observado no campo. A análise estatística entre os valores da evolução da umidade medida e estimada pelo método inverso, fazendo uso dos modelos VGBC(B), VGBC(M), VG(B), VG(M), MG, PN e PG, está apresentado na tabela 13. Os valores dos indicadores estatísticos próximos aos valores esperados demonstram a excelente minimização da função objeto utilizada.

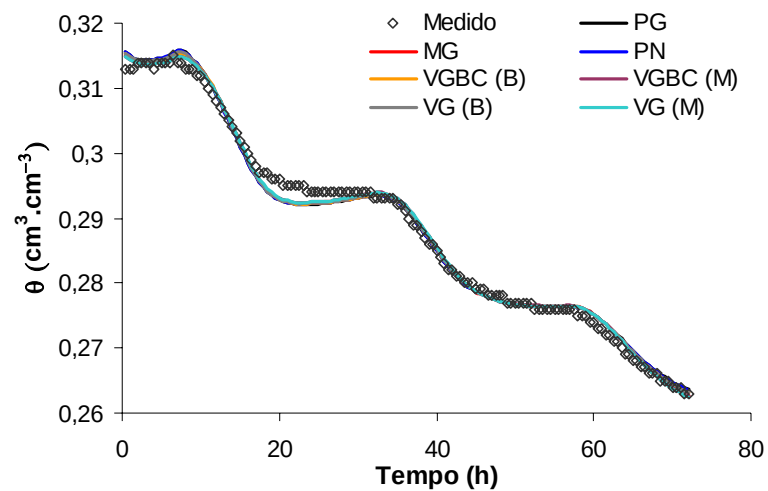


Figura 30 - Evolução da umidade medida no solo da estação experimental.

Tabela 13-Análise estatística resultante da evolução da umidade para a areia (lisímetro).

	EQM %	RD	EM	CMR
VGBC (B)	0,388	1,004	0,995	0,0E+00
VGBC (M)	0,441	1,008	0,993	0,0E+00
VG (B)	0,432	1,007	0,993	0,0E+00
VG (M)	0,413	1,005	0,994	0,0E+00
MG	0,381	1,008	0,995	-1,0E-04
PN	0,409	1,005	0,994	0,0E+00
PG	0,374	1,003	0,995	0,0E+00

b) Curva de retenção da água no solo $h(\theta)$

Nas Figuras 31a e 31b estão apresentadas as curvas de retenção da água no solo medida e calculada utilizando os parâmetros α e n determinados com o método inverso, para os modelos clássicos e fractais e para a função hidropedológica, respectivamente. Como se pode observar, a solução inversa conseguiu representar perfeitamente a situação de campo, apresentando um ótimo ajuste aos dados experimentais, para todos os modelos. O mesmo não foi conseguido com o uso da função hidropedológica.

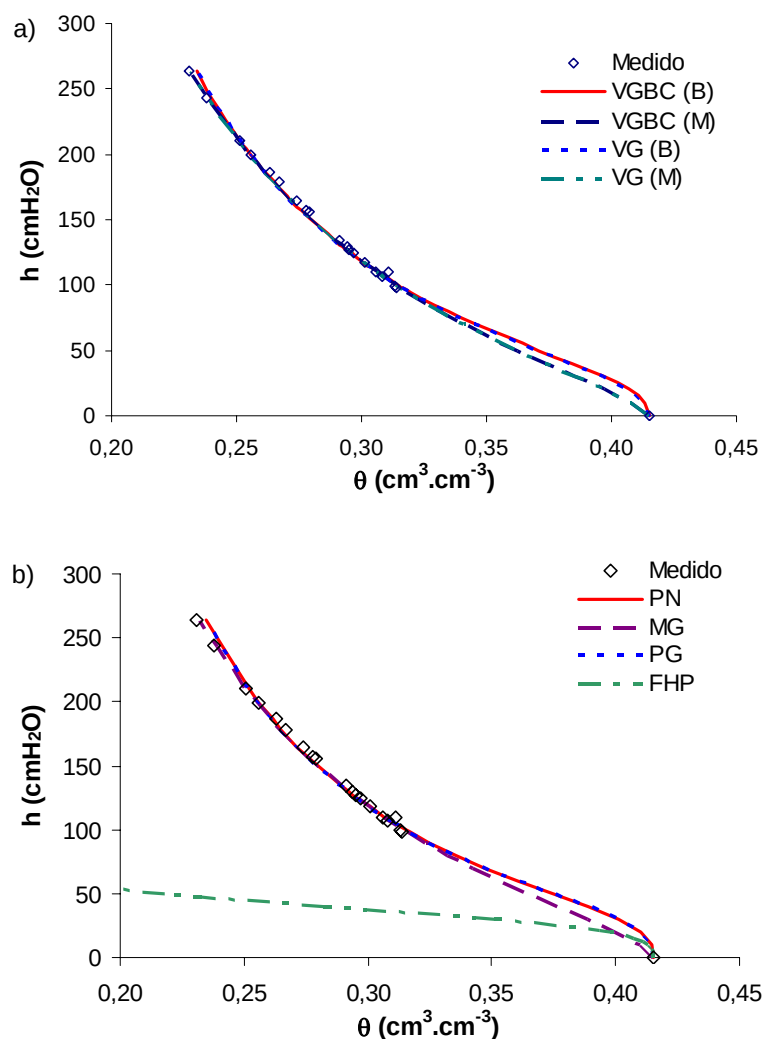


Figura 31 - Curva de retenção da água no solo da estação experimental a) para os modelos clássicos e b) para os modelos fractais e função hidropedológica.

A análise estatística entre os valores da curva de retenção $h(\theta)$ obtidas com os modelos aplicados ao método inverso, a função hidropedológica e aos valores experimentais, esta apresentada na tabela 14. Para o método inverso, os valores apresentados pelo erro quadrático médio são menores que 3,0%, sendo o modelo fractal MG o que apresentou o menor EQM. A razão dos desvios RD aproximou-se bastante da unidade. Com relação aos valores da eficiência da modelagem (EM), nota-se que ocorreu uma excelente estimativa dos parâmetros hídricos pela modelagem inversa, uma vez que os valores tendem para 1,0. O coeficiente de massa residual (CRM), indica que ocorreu uma

pequena superestimativa para os modelos VGBC(B), VG(B), PG e PN ($CRM < 0$), enquanto que para VGBC(M), VG(M) e MG houve uma pequena sub estimativa ($CRM > 0$). A função hidropedológica apresentou um enorme EQM e uma razão de desvio muito pequena. A eficiência da modelagem obteve valores débeis e houve uma grande sub estimativa da curva.

Tabela 14 - Análise estatística referentes a curva de retenção de água no solo franco (estação experimental).

	EQM	RD	EM	CMR
VGBC (B)	1,868	1,032	0,997	-0,015
VGBC (M)	1,611	0,981	0,998	0,014
VG (B)	1,566	1,019	0,998	-0,013
VG (M)	1,736	0,975	0,997	0,015
MG	0,674	0,994	1	0,006
PN	2,272	1,013	0,996	-0,019
PG	2,514	1,015	0,995	-0,021
FHP	71,001	0,155	-3,289	0,640

c) Condutividade hidráulica

As curvas de condutividades hidráulicas determinadas pelo método inverso e pela função hidropedológica estão apresentadas da Figura 32. Observa-se que tantos os modelos clássicos como os fractais tenderam a se agrupar, sendo a maior diferença observada nos valores próximos à saturação. A curva determinada pela função hidropedológica distanciou-se bastante das demais.

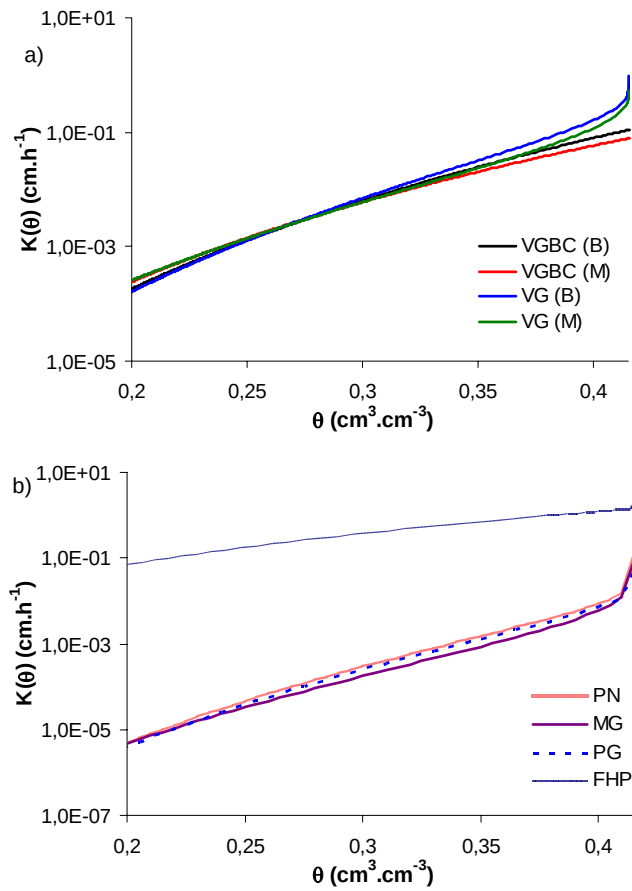


Figura 32 - Curva de condutividade hidráulica do solo da estação experimental a) modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica

Este mesmo fato também pode ser constatado quando observados os gráficos da condutividade relativa (Figura 33). Pode-se observar que para o intervalo de umidade de 0,20 a 0,415, no qual a dinâmica da água foi monitorada, as curvas são praticamente idênticas para os modelos aplicados no método inverso. A curva de condutividade hidráulica obtida utilizando K_s e n obtidos pela função hidropedológica não apresentou um comportamento similar a qualquer das outras curvas.

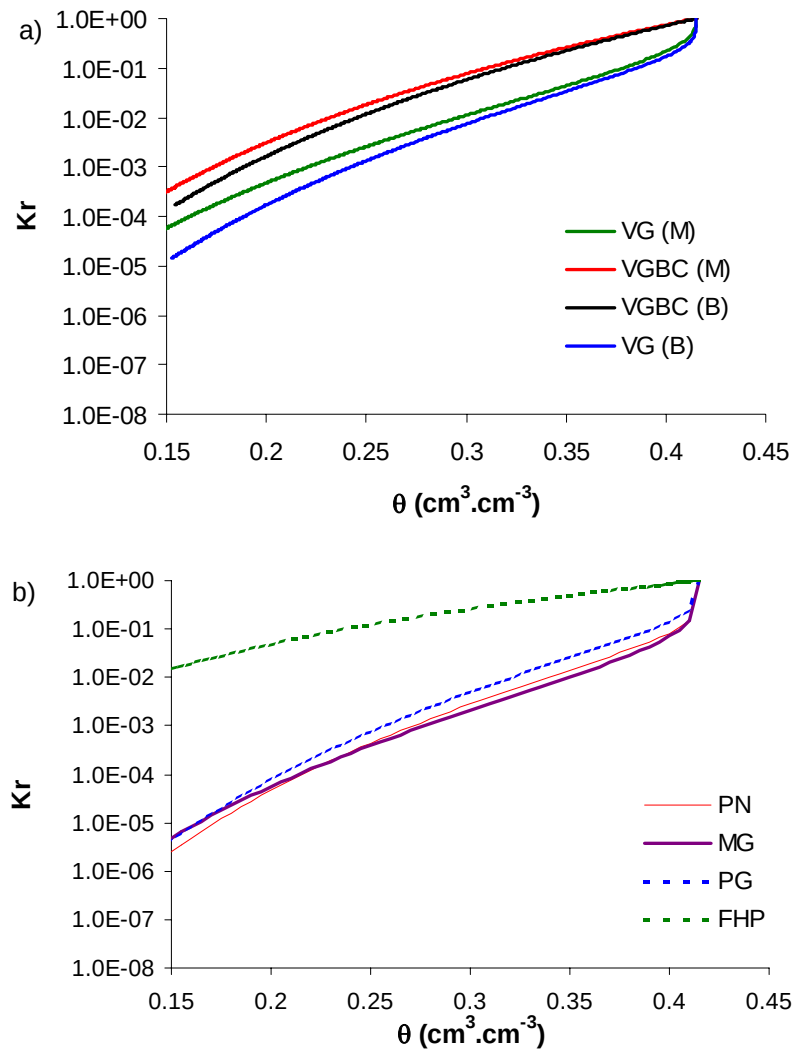


Figura 33 - Curva de condutividade hidráulica relativa do solo da estação experimental a) modelos clássicos e b) modelos fractais e função hidropedológica.

d) Evolução dos potenciais

A curva de evolução do potencial matricial calculada pelo método inverso representou adequadamente os dados experimentais do potencial matricial, tanto para os modelos clássicos como para os modelos fractais, como pode ser visto nas Figuras 34a e 34b.

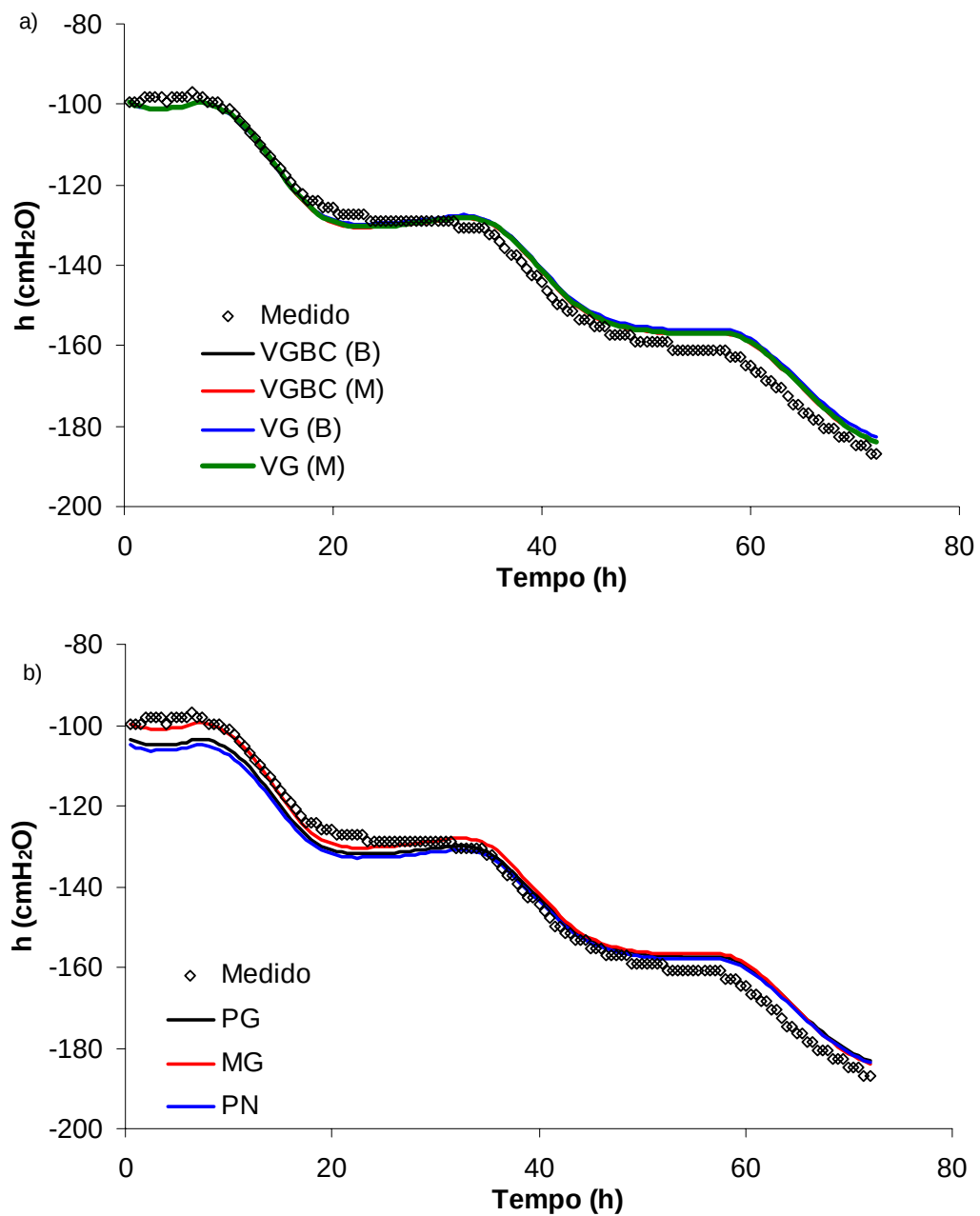


Figura 34- Evolução do potencial matricial no solo da estação experimental a) modelos clássicos e b) modelos fractais

A análise estatística ratifica a adequada predição das curvas vistas nas Figuras 34a e 34b. O valor do erro quadrático médio foi menor que três por cento em seis dos sete casos estudados. Houve uma pequena superestimação nos modelos fractais Poro Neutro e Poro Grande.

Tabela 15 - Análise estatística referente a evolução do potencial matricial para o solo franco (estação experimental).

	EQM %	RD	EM	CMR
VGBC (B)	-2,320	1,186	0,985	0,012
VGBC (M)	-2,189	1,181	0,986	0,010
VG (B)	-2,599	1,217	0,981	0,015
VG (M)	-2,268	1,185	0,985	0,011
MG	-2,247	1,190	0,986	0,010
PN	-3,020	1,368	0,974	-0,007
PG	-2,780	1,340	0,978	-0,001

5. CONCLUSÃO

Neste trabalho, determinou-se a curva de retenção de água no solo e a curva de condutividade hidráulica em dois tipos de solo, com o objetivo de avaliar a capacidade de estimar os parâmetros da curva de retenção da água no solo $h(\theta)$, e da curva de condutividade hidráulica $K(\theta)$, do método inverso, utilizando modelos clássicos e fractais, e de uma função hidropedológica. Como conclusões, pode-se destacar:

- A condutividade hidráulica saturada determinada pela infiltrometria a simples anel, no solo franco, apresentou valores cerca de 60 vezes menores, quando comparados aos valores determinados pelo permeâmetro de carga constante na areia.
- O parâmetro estimado pelo método inverso que apresentou uma maior variação foi à condutividade hidráulica saturada, apresentando para a areia valores entre 1,50 e 60,66 cm.h^{-1} , e para o solo franco, valores entre 0,05 e 1,48 cm.h^{-1} .
- Para a areia, o valor da condutividade hidráulica saturada de 17,4 cm.h^{-1} estimado pelo método inverso, utilizando o modelo VG(B), foi o que mais se aproximou do valor de 19,16 cm.h^{-1} obtido experimentalmente para a condutividade hidráulica saturada. Para o solo franco, o valor estimado pelo método inverso para condutividade hidráulica saturada que mais se aproximou do valor experimental de 0,319 cm.h^{-1} foram 0,103 cm.h^{-1} e 0,541 cm.h^{-1} utilizando respectivamente os modelos PN e VG(M).
- A função hidropedológica forneceu uma boa estimativa da condutividade hidráulica saturada para o solo areia (erro menor que 40 %), o mesmo não ocorrendo com o solo franco.
- As curvas de retenção da água no solo obtidas por intermédio da função hidropedológica foram bastante subestimadas para ambos os solos.
- Para a areia, dentre as expressões clássicas, o modelo que melhor estimou a curva de retenção da água no solo, com o método inverso, foi o VG(M), logo em seguida o VG(B), seguido pelo VGBC(B) e finalmente o VGBC(M). Para o solo franco, o

modelo que melhor estimou a curva de retenção da água no solo foi o VG(B), logo em seguida o VGBC(M), seguido pelo VG(M) e finalmente o VGBC(B).

- Para ambos os solos, dentre os modelos fractais, o que melhor estimou a curva de retenção da água no solo, com o método inverso, foi o MG, seguido pelo PN e finalmente o PG.
- Globalmente, como mostram os resultados da análise estatística, não existem grandes diferenças na capacidade de descrever os dados experimentais a partir dos modelos “clássicos” e dos modelos fractais. Para ambos solos, dentre as expressões clássicas o melhor modelo foi o VG(B), e dentre os modelos fractais o melhor modelo foi o MG.

6. SUGESTÕES

Como sugestão para trabalhos futuros, propõe-se:

1. A aplicação do método inverso utilizando programas que simulem as transferências de água no sistema solo-planta-atmosfera.
2. Avaliar a eficácia da predição do método inverso no transporte de contaminantes, em solo cultivado e sem vegetação.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBASPOUR, K. C.; SCHULIN, R.; van GENUCHTEN, M. Th. Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using ant colony optimization. **Advances in Water Resources** 24, 827-841, 2001.

ABBASPOUR, C. K.; SONNLEITNER, M. A.; SCHULIN, R. Uncertainty in estimation of soil hydraulic parameter by inverse modeling example lysimeter experiments. **Soil Science Society American of Journal**, v.63, p.501-509, 1999.

ABOUKHALED, A; ALFARO, A; SMITH, M. Lysimeters, FAO irrigation and drainage paper 39, **FAO**, Rome, 69p. 1982.

ALLEN, R. G.; HOWELL, T. A.; PRUITT, W. O.; WALTER, I. A.; JENSEN, M. E. 1991. Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements. **ASCE**, Honolulu, Hawaii, 1991. 444p.

ANGULO-JARAMILLO, R ; VANDERVAERE, J. P.; ROULIER, S.; THONY, J. L.; GAUDET, J. P.; VAUCLIN, M. Field measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: a review and recent developmens. **Soil & Tillage Reseach**, v.55, p.1-29, 2000.

ANGULO-JARAMILLO, R.; GAUDET, J.-P; THONY; J.-L; VAUCLIN, M. Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil. **Soil Science Society American of Journal**, v.60, p.710-715, 1996.

ANKENY, M.D.; KASPAR, T.C.; HORTON, R. Design for an automated tension infiltrometer. **Soil Science Society American Journal**, v.52, p.893-869, 1988.

ANTONINO, A. C. D.; SILVA. E. B.; LIMA. J. R. S.; NETTO. A. M.; LIRA. C. A. B. O.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; CABRAL, J. J. S. P. **Caracterização hidrodinâmica de um solo não saturado utilizando o método inverso**, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, Aracaju, 2001.

ANTONINO, A.C.D.; DALL'OLIO, A. BORGES, E.; AUDRY, P. SILVA, C.J.G.C. Utilização de permeâmetro a disco na determinação da condutividade hidráulica e sorvidade do solo. In: SIMPÓSIO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE RECURSOS HÍDRICOS, 11., Recife, 1995. **Desenvolvimento Sustentável Dos Recursos Hídricos: Águas Subterrâneas**. Recife: ABRH Publicações, n.1, p.103-108.

ANTONINO, A. C. D. **Simulação numérica do comportamento dinâmico da água no solo**. . Recife, 1988. 119p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco.

BOBBA , A. G.; SINGH , V. P.; BENGTSSON L. Application of environmental models to differenthydrological systems. **Ecological Modelling**, v. 125,p. 15–49, 2000.

BOHNE, K.; SALZMANN, W. Inverse simulation of non-steady-state evaporation using nonequilibrium water retention data: a case study. **Geoderma** v.110, p. 49-62, 2002.

BROOKS, R. H. & COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. 3, Colo. State Univ., Fort Collins, 1964.

BRUTSAERT, W. Universal constants for scaling the exponential soil water diffusivity. **Water Resources Research**, v.15, p.481-481, 1979.

BORGES, E. **Determinação da sorvidade e da condutividade hidráulica de solos não-saturados utilizando-se o permeâmetro a disco**. Recife, 1995. 49p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco.

BORGES, E. **Movimento de solutos e caracterização hidráulica de um solo por meio do permeâmetro a disco**. Piracicaba, 2000. 108p. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo.

BORGES, E.; ANTONINO, A.C.D.; DALL'OLIO, A.; AUDRY, P.; SILVA, C.J.G.C. Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo não- saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.34, n.11, p.2083-2089, 1999.

BORGES, E; LIBARDI, P.L. **Estudo do movimento de solutos em solos não-saturados**

utilizando-se o permeâmetro a disco. In: XII REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DE SOLO E ÁGUA, 1998, Fortaleza. Anais da XII Reunião Brasileira de Manejo e Conservação de Solo e Água. p.22-23.1998.

BORGES, E.; LIBARDI, P.L. Propriedades hidráulicas de um solo não-saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. **Scientia Agricola**, v.57, n.3, p.525-529, 2000.

BOYER, C. B. História da matemática. Editora: E.Blucher Ed. 2 Brasil. 1996. pp. 496

BRADDOCK, R.D.; PARLANGE, J.-Y.; LEE, H. Application of a soil water hysteresis model to simple water retention curves. **Transport in Porous Media**, v.44, p. 407-420, 2001.

BURDINE, N. T. Relative permeability calculation from size distribution data. Trans.AIME, 198: 71-78, 1953.

CHEN, J.; HOPMANS, J. W. & GRISMER, M. E. Parameter estimation of two-fluid capillary pressure-saturation and permeability functions. **Advances in Water Resources**, v. 22, n. 5, p. 479-493, 1999.

CHILDS, E. C. & COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. **Proceedings of the Royal society of London, Serie. A**, v.201, p. 392-405, 1950.

CHONG, S.K.; GREEN, R.E. Sorptivity measurement and its application. In: NATIONAL CONFERENCE ON ADVANCES IN INFILTRATION, 11-83, Chicago,1983. **Advances in Infiltration Proceedings St. Joseph: American Society of Agricultural Engineers**. Chicago: ASSAE Publication, p.82-91, 1983.

CLOTHIER, B.E.; KIRKHAM, M.B.; McLEAN, J.E. In situ measurement of the effective transport volume for solute moving through soil. **Soil Science Society American of Journal**, v.56, p.733-736, 1992.

CLOTHIER, B.E.; WHITE, I. Measurement of sorptivity and water diffusivity in the field. **Soil Science Society American of Journal**, v.45, p.241-245, 1981.

CODEVASF. **Drenagem como instrumento de dessalinização e prevenção da**

salinização de solos. 1. ed. Minas Gerais: Ministério da agricultura, 2002. 216 p.

COSBY, B.J., HORNBERGER, G.M., CLAPP, R.B., GINN, T.R.,. A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. **Water Resource Research**. V.20, n. 6, p. 682–690. 1984

DIRKSEN, C. Flux-controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property functions. **Soil Science Society American of Journal**, v.43, p.827-834, 1979.

DIXON, R.M. Design and use of closed-top infiltrometers. **Soil Science Society of American Proceedings**, v.39, p.755-763, 1975.

ECHINR, S. O.; HOPMANS, J. W.; WENDROTH, O. Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data. **Soil Science Society American of Journal**, v.58, p.687-695, 1994.

ECHINR, S. O. and HOPMANS, J. W. Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. **Soil Science Society American of Journal**, v. 57, p.1167-1175, 1993.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA- EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo.** 2. ed. Ver. Atual. Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPS, 1997. 212 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 1999. 412p.

FINSTERLE, S.& FAYBISHENKO, B. Inverse modeling of a radial multistep outflow experiment for determining unsaturated hydraulic properties. **Advances in water Resources**, v.22, p. 431-444, 1999.

FUENTES, C., ANTONINO, A. C. D., SEPÚLVEDA, J., ZATARÁIN, F. Predicción de la conductividad hidráulica relativa de los suelos con modelos fractales. **Ingeniería Hidráulica em México**, v.18, n.4, p. 31-40, 2003.

FUENTES, C., BRAMBILA, M. VAUCLIN, J. –Y. PARLANGE, y R. HAVERKAMP, Modelación fractal de la conductividad hidráulica de los suelos no saturados. **Ingeniería Hidráulica em México**, v.16, n.2, p. 119-147, 2001.

FUENTES, C.; VAUCLIN, M.; PARLANGE, J.-Y.; HAVERKAMP, R. Soil-water conductivity of a fractal soil. En **Fractals in Soil Science**, editado por Ph. Baveye, J.-Y. Parlange y B.A. Stewart. CRC press, Boca Raton: 333-340, 1998.

GARDNER, W. R. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. **Soil Science**. V85, p. 228-232, 1958.

GREGSON, K.; HECTOR, D.J.; MCGOWAN, M. A one-parameter model for the soil water characteristic. **Journal Soil Science**, v.38, p. 483–486, 1987

HAVERKAMP, BOURAOU, F., R. ZAMMIT, C., RAJKAI, K., ANGULO-JARAMILLO, R. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. In: DELLEUR, J. W. **The Handbook of Groundwater engineering**, Indiana: CRC Press, 1999. p. 5.1-5.50.

HAVERKAMP, R. ZAMMIT, C., BOURAOU, F., RAJKAI, K., ARRÚE, J.L. y HECKMANN, N. GRIZZLY. Grenoble soil catalogue: soil survey of field data and description of particle size, soil water retention and hydraulic conductivity functions. Grenoble: Laboratoire d'Étude des Tranferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Grenoble **Cedex 9**, 1997.

HAVERKAMP, R; ROSS, P. J.; SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J. Y. The dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v.30, n.3, p.2931-2935, 1994.

HILLEL, D.; KRENTOS, V. D.; STYLLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring hydraulic characteristics “in situ”. **Soil Science**, v.144, p.395-400. 1972.

HOPMANS, J.W. AND J. ŠIMUNEK. Review of inverse estimation of soil hydraulic properties. In Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, eds. M. Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu, University of

California, Riverside, CA, 643-659, 1999.

HWANG, S. I. and POWERS, S. E. Estimating unique soil hydraulic parameter for sandy media from mult-step outflow experiments. **Advances in Water Resources**, v. 26, p.445-456, 2003.

IMSL. IMSL math/librady; **User manual**. IMSL, Houston, TX. 1989.

JAYNES, D.B.; LOGSDON, S.D.; HORTON, R. Field method for measuring mobile/imobile water content and solute transfer rate coefficient. **Soil Science Society American of Journal**, v.59, p.352-356, 1995.

JHORAR, R. K.; BASTIAANSEN, W. G. M.; FEDDES, R. A.; VAN DAM, J. C. Inversely estimating soil hydraulic functions using evapotranspiration fluxes. **Journal of hydrology**, v.258, p. 198-213, 2002.

KERN, J. S. Evaluation of soil retention models based on basic soil physical properties. **Soil Science Society American of Journal**, v.59, p. 1134-1141, 1995.

KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo. Ed. Nobel, 2ª ed. Rev, 1988. p.

KOOL, J. B.; PARKER, J. C. VAN GENUCHTEN, M. Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: I. Theory and numerical studies. **Soil Science Society American of Journal**, v.49, p.1348-1354, 1985.

KOOL, J. B.; PARKER, J. C. VAN GENUCHTEN, M. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – a review. **Journal of hydrology**, v, 91, p. 255-293, 1987.

KOSUGI, K.; MORE, K.; YASUDA, H. An inverse model approach for the characterization of unsaturated water flow in an organic forest floor. **Journal of hydrology** v. 246, p. 96 – 108, 2001.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. 1. ed. Piracicaba: o autor, 1995. 497 p.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society American of Journal**, v.44 n.1. p. 3 - 7, 1980.

LILLY, A. The use of inverse modeling and dipwell data in the calibration and evaluation of a soil water simulation model. **Geoderma**, v. 90, p. 203-227, 1999.

McBRATNEY, A. B.; MINASNY, B.; CATTLE, S. R.; VERVOORT, R. W. From pedotransfer functions to soil inference systems. **Geoderma**, v.109, p. 41– 73, 2002.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resource Research**. V.12, p. 513-522, 1976.

NEMES, A.; WÖSTEN, J.H.M.; LILLY, A.; OUDEVOSHAAR, J.H. Evaluation of different procedures to interpolate particle-size distributions to achieve compatibility with soil databases. **Geoderma**, v.90, p.187–202, 1999.

PARKER, J.C.; KOOL, J. B.; VAN GENUCHTEN, M. TH. Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: II. Experimental studies. **Soil Science Society American of Journal**, v.49, p.1354-1359, 1985.

PREVEDELLO, C.L. **Física do solo com problemas de física resolvidos**. Curitiba: Sociedade autônoma de estudos avançados em física dos solos – SAEAFS, 1996. 446 p.

QUADRI, M.B.; CLOTHIER, B.E.; ANGULO-JARAMILLO, R.; VAUCLIN, M.; GREEN, S.R. Axisymmetric transport of water and solute underneath a disk permeameter: experiments and numerical model. **Soil Science Society of American Journal**, v.58, p.696-703, 1994.

RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L. Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: Morel-Seytoux, H.J. (Ed.), **Unsaturated Flow in Hidrologic Modeling – Theory and Practice**. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 275 – 300. 1989.

REICHARDT, K. **Processo de transferência no sistema solo-planta-atmosfera**. 4. ed.

ver. amp. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 447 p.

REICHARDT, K.; PORTEZAN, O.; LIBARDI, P.L.; BACCHI, O.O.S; MORAES, O.S.; OLIVEIRA, J.C.M; FALLEIROS, M.C. Critical analysis of the field determination of soil hydraulic conductivity functions using the flux-gradient approach. **Soil & Tillage Research** v. 48, p. 81-89, 1998.

RITTER, A.; HUPET, F.; MUÑOZ-CARPENA, R.; LAMBOT, S.; VANCLOOSTER, M. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. **Agricultural Water Management**, v.59, p. 77-96, 2003.

RUSSO, D.; BRESLER, E. SHANI, U. & PARKER, J. Analysis of infiltration events in relation to determining soil hydraulic properties by inverse problem methodology. **Water Resouces Reserah**, v.27, p. 1361-1373, 1991.

SANTIAGO, A. V. **Evapotranspiração de referência medida por lisímetro de pesagem e estimada por penman-monteith (fao-56), nas escalas mensal e decendial**. Piracicaba, 2001. 52p. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo.

ŠIMŮNEK, J.; ÂNGULO-JARAMILO, R.; SCHAAP, M. G.; VANDERVAERE, J.; VAN GENUCHTEN, M. Th. Using an inverse methodd to estimate the hydraulic properties of crusted soil from tension-disc infiltrometer data. **Geoderma**, v.86, p. 61- 81, 1998.

SMETTEM, K. R. J., PARLANGE, J. Y., ROSS, P. J., HAVERKAMP, R. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part I. A capillary-based theory. **Water Resource Research**. V.30, 2925-2929, 1994.

TIETJE, O.; TAPKENHINRICHS, M. Evalution of pedo-transfer functions, **Soil Science Society American of Journal**, v. 57, p.1088-1095, 1993.

VAN DAM, J. C.; STRICKER, J. N. M.; DROOGERS, P. Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments. **Soil Science Society American of Journal**, v.58, p. 647-652, 1994.

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

VERECKEN, H.; FEYEN, J.; MAES, J.; DARIUS, P.. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content. **Soil Science**, v. 148, p.389–403, 1989.

VIEIRA, S. R.; CASTRO, O. M. Determinação de curva de retenção de água, em laboratório, com tensiômetros em amostra indeformadas. In: **VI congresso brasileiro e VI encontro nacional de pesquisa sobre conservação do solo**. São Paulo **Resumos...** Fundação Cargill, 1986. 156 p.

WAGNER, B.; TARNAWSKI, V. R. ; HENNINGS, V.; MÜLLER, U.; WESSOLEK, G.; PLAGGE, R. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. **Geoderma**, v.102, p. 275-297, 2001.

WAGNER, B.; TARNAWSKI, V.R.; WESSOLEK, G.; PLAGGE, R.. Suitability of models for the estimation of soil hydraulic parameters. **Geoderma**, v. 86, p. 229–239, 1998.

WHITE, I.; PERROUX, K.M. Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field soil moisture measurements. **Soil Science Society of American Journal**, v.53, p.324-329, 1989.

WRITE, I. and SULLY, M. J. Macroscopic and microscopic capillary length and times scales from field infiltration. **Water Resources Research**, v. 23, p.1514-1522, 1987.

WOODING, R. A. Steady infiltration from a shallow circular pond. **Water Resources Research**, v. 4, p.1259-1273, 1968.

WOSTEN, J.H.M. Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: Gregorich, E.G., Carter, M.R.(Eds), **Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soils Science**, v. 25, Elsevier, Amsterdam, p. 221–245, 1997.

ZOU, Z.-Y.; TONHG, M. H.; WIERENGA, P. J. Estimation of depth averaged unsaturated

soil hydraulic properties from infiltration experiments. **Journal of hydrology**, v. 242, p. 26-46, 2001.

ANEXO A – CALIBRAÇÃO DE SENSORES

Calibração dos Tensiômetros Vacuômetros

Os sensores de tensão foram calibrados, a fim de que todos eles tenham um referencial em comum. Para a calibração até um metro foi utilizado um tubo de PVC com água, sendo a pressão alterada pela variação da altura da coluna de água. Os valores foram medidos por meio de uma régua, a fim de serem comparados aos encontrados pelos sensores. De um metro em diante, utilizou-se uma bomba de sucção para elevar a depressão e uma coluna de mercúrio para a obtenção dos valores. Para cada sensor foi encontrada uma equação, conforme a tabela 2.

Tabela A1 - Equações de calibração de cada tensiômetros vacuômetros , R², número de série, e profundidade em que foi instalado.

Nº do sensor	Nº de série	Equação de calibração	R ² (%)	Profundidade (cm)
1	8580304	$y = 5,0204x - 187,59$	99,80	10
2	8580311	$y = 4,9955x - 187,21$	99,86	20
3	8590342	$y = 4,9451x - 193,98$	99,83	30
4	8580310	$y = 4,9734x - 185,85$	99,82	40
5	8580302	$y = 4,9758x - 186,56$	99,81	50
6	85951290	$y = 4,9454x - 197,22$	99,81	60

Sensor de umidade

O sensor de umidade da Campbell Scientific, Modelo CS615, efetua leituras indiretas da umidade volumétrica em meios porosos, pela mudança da constante dielétrica aplicada ao longo dos seus guias (Figura 35). A constante dielétrica do solo é a soma da constante dielétrica de seus constituintes, e, como a constante dielétrica da água é significativamente alta em relação à dos outros constituintes, a taxa da constante dielétrica pode ser atribuída à umidade. Essa é a base para a técnica das medidas.

As propriedades do solo que afetam as taxas de umidades determinadas por esse sensor são: A temperatura, alto conteúdo de argila (maior que 30%), onde é necessário um ajuste particular para cada tipo de solo; e/ou uma alta condutividade elétrica (maior que

1dSm⁻¹) sendo necessário uma calibração, conforme a tabela abaixo.

Tabela A2 - Equações de calibração dos sensores de umidade

Condutividade elétrica (dSm ⁻¹)	Calibração
≤ 1.0	$\theta_v(\tau) = -0.187 + 0.037 * \tau + 0.335 * \tau^2$
1.8	$\theta_v(\tau) = -0.207 + 0.097 * \tau + 0.288 * \tau^2$
3.0	$\theta_v(\tau) = -0.298 + 0.361 * \tau + 0.096 * \tau^2$

Sendo θ_v a umidade volumétrica (em fração) e τ a tensão do sensor num período de ms.

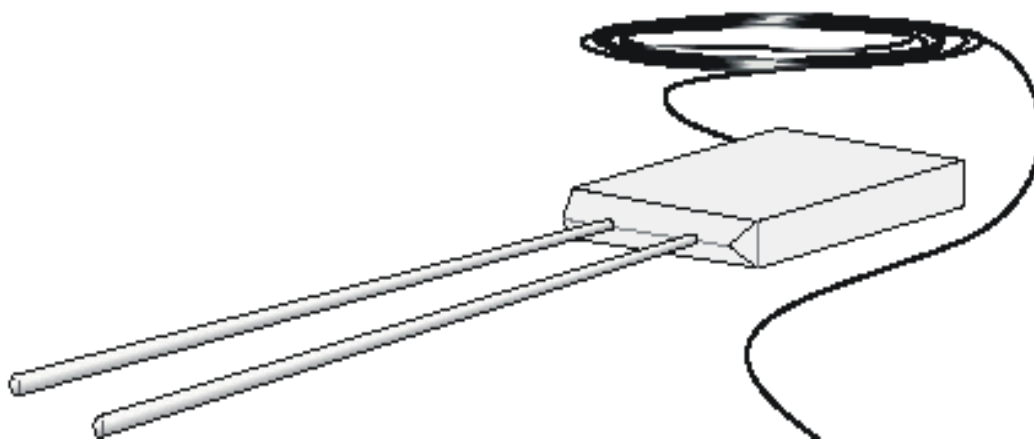
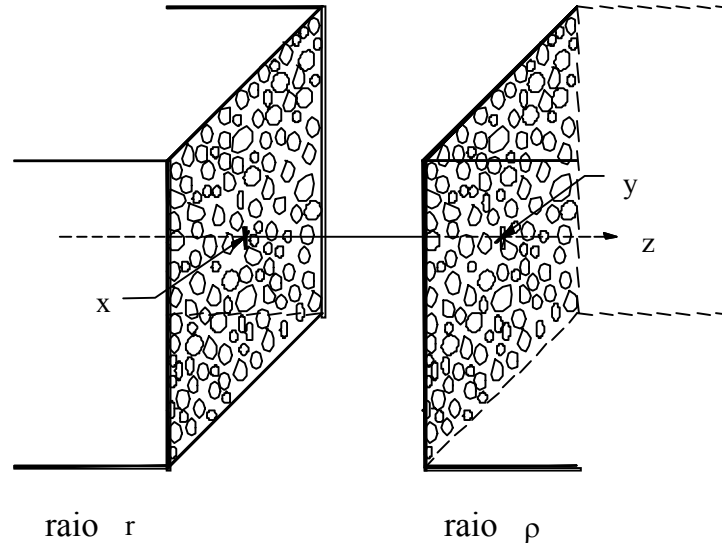


Figura 35 - Sensor de Umidade, Modelo CS615 (Campbell Scientific)

ANEXO B – FÓRMULAS FRACTAIS

Considere-se duas seções paralelas de solos situadas em x e y sobre a trajetória retilínea, conforme a figura abaixo:



onde os raios dos poros na face da posição x são denotados por $\{r, r_s\}$ e os da face na posição y por $\{\rho, \rho_s\}$. Uma partícula de água situada em um poro da face x pode continuar sua trajetória pelo mesmo poro capilar ou trocar por um outro poro de diferente tamanho. Pode-se realizar equivalentemente a modelagem destas possibilidades de troca com a introdução da probabilidade do encontro das faces em um ponto intermediário z . Tendo em vista que aparentemente existe uma estrutura hierarquizada do solo, é de se esperar que o comportamento do fluxo de água nos solos se encontre entre as seguintes possibilidades: i) ocorra como em um sistema de capilares paralelos, e ii) seja completamente aleatório.

Fuentes *et al.* (2001), baseados na idéia probabilística introduzida acima, e inicialmente por Childs & Collis-George (1950) e nos conceitos da geometria fractal justificaram as correções empíricas nos modelos clássicos da condutividade hidráulica, apresentando um modelo conceitual, unificando-os. A saber:

$$K(\theta) = K_s \frac{\int_{\Omega} [R_s(r_s, \rho_s)]^2 d\theta^s(r) d\theta^s(\rho)}{\int_{\Omega_r} [R_s(r_s, \rho_s)]^2 d\theta^s(r) d\theta^s(\rho)} \quad (1B)$$

sendo $\tilde{\Omega}$ domínio areal dos poros cheios com água e $\tilde{\Omega}_T$ o domínio areal total dos poros.

A maneira de calcular um raio R_s a partir dos raios r_s e ρ_s permite obter diversos modelos da condutividade hidráulica (Fuentes *et al.*, 2001). Se considerar o solo homogêneo, e se adotar as seguintes hipóteses:

i) hipótese seguida por Childs & Collis-George (1950), em que R_s é o menor poro, ou seja:

$$R_s = \min(r_s, \rho_s) \quad (2B)$$

a equação 1B conduz ao modelo denominado “*poro pequeno*”:

$$K(\theta) = K_s \frac{\int_0^\theta \frac{Se - \vartheta^s}{|h(\vartheta)|^{4s}} \vartheta^{s-1} d\vartheta}{\int_0^1 \frac{1 - \vartheta^s}{|h(\vartheta)|^{4s}} \vartheta^{s-1} d\vartheta} \quad (2B)$$

ii) Adotando a hipótese original de Mualem (1976), onde o raio R_s é considerado como a média geométrica de r e ρ , ou seja:

$$R_s^2 = r_s \rho_s \quad (3B)$$

a equação 1B nos fornece o modelo “*Média Geométrica*”:

$$K(\theta) = K_s \left[\frac{\int_0^\theta \frac{\vartheta^{s-1} d\vartheta}{|h(\vartheta)|^{2s}}}{\int_0^1 \frac{\vartheta^{s-1} d\vartheta}{|h(\vartheta)|^{2s}}} \right]^2 \quad (4B)$$

iii) Quando se considera não haver preferência entre os raios, ou seja:

$$R_s = r_s \text{ ou } R_s = \rho_s \quad (5B)$$

Obtém-se a partir da equação 1B o modelo “*Poro Neutro*”:

$$K(\theta) = K_s \cdot Se^s \left[\int_0^\theta \frac{\vartheta^{s-1} d\vartheta}{|h(\vartheta)|^{4s}} \bigg/ \int_0^1 \frac{\vartheta^{s-1} d\vartheta}{|h(\vartheta)|^{4s}} \right] \quad (6B)$$

iv) Considerando finalmente que a resistência do fluxo é determinada pelo raio maior, isto é:

$$R_s = \max(r_s, \rho_s) \quad (7B)$$

Com esta hipótese, a equação 1B nos leva ao modelo “poro grande”:

$$K(\theta) = K_s \cdot \left[\int_0^\theta \frac{\vartheta^{2s-1} d\vartheta}{|h(\vartheta)|^{4s}} \bigg/ \int_0^1 \frac{\vartheta^{2s-1} d\vartheta}{|h(\vartheta)|^{4s}} \right] \quad (8B)$$

sendo θ a umidade volumétrica, K_s a condutividade hidráulica a saturação e ϑ a variável de integração, h o potencial matricial e Se a saturação efetiva, e o parâmetro $s = D/E$, sendo D a dimensão fractal do solo e $E = 3$ a dimensão euclidiana do espaço físico, uma função da porosidade volumétrica total do solo (ϕ), definida por:

$$(1-\phi)^s + \phi^{2s} = 1 \quad (9B)$$

Pode-se encontrar expressões analíticas fechadas aceitando a idéia de van Genuchten (1980). Quando introduzido nas equações 4B, 6B e 8B, conduz, respectivamente a:

$$K(S_e) = K_s \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^{1-2s/n} \right]^2, \quad \lambda = \frac{2sm}{1-sm} \quad \text{com } n > 2s \quad (10B)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^s \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^{1-4s/n} \right], \quad \lambda = \frac{4sm}{1-sm} \quad \text{com } n > 4s \quad (11B)$$

$$K(S_e) = K_s \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^{1-4s/n} \right], \quad \lambda = \frac{4sm}{1-2sm} \quad \text{com } n > 4s \quad (12B)$$

ANEXO C – FUNÇÕES HIDROPEDOLÓGICAS**Equação de Regressão de Wösten (1997)**

Para solos arenosos, os parâmetros são:

$$\alpha^* = 146.9 - 0.0832om - 0.395ts - 102.1\rho_a + 22.61\rho_a^2 - 70.6/\rho_a - 1.872/as - 0.3931 \ln(as) \quad (1C)$$

$$n^* = 1092 + 0.0957as + 1.33M50 - 13229/M50 - 0.001203M50^2 - 234.6\ln(M50) - 2.67/\rho_a - 0.115/om - 0.4129\ln(om) - 0.0721\rho_a \cdot as \quad (2C)$$

$$l^* = 0.797 - 0.591om + 0.0677om^2 + 0.573ts \quad (3C)$$

Para solos siltosos ou argilosos, os parâmetros são calculados por:

$$\alpha^* = 11 - 2.298\rho_a^2 - 12.41/\rho_a + 0.838om + 0.343/om + 2.03\ln(om) - 1.263\rho_a \cdot om \quad (4C)$$

$$n^* = -0.34 + 1.224/\rho_a - 0.7952\ln(arg) - 0.3201\ln(om) + 0.0651\rho_a om \quad (5C)$$

$$l^* = 0.451 + 2.678/\rho_a - 1.093\ln(arg) \quad (6C)$$

Sendo ρ_a a densidade do solo, as a soma do percentual de argila e silte e ts um parâmetro de valor 1 para a superfície do solo e 0 para o subsolo, arg a fração de argila, $M50$ é a média dos tamanhos das partículas de areia e om o percentual de matéria orgânica presente. Os parâmetros da função de van Genuchten são determinados por:

$$\alpha = \exp(\alpha^*) \quad (7C)$$

$$n = \exp(n^*) + 1 \quad (8C)$$

$$l = 2(\exp(l^*) - 1) / (\exp(l^*) + 1) \quad (\text{solos arenosos}) \quad (9C)$$

$$l = 10(\exp(l^*) - 1) / (\exp(l^*) + 1) \quad (\text{solos siltosos ou argilosos}) \quad (10C)$$

A curva de retenção de água no solo é determinada pela equação (6) e a curva de condutividade pelas equações 7 ou 8.

Equações de Regressão Vereecken *et al*(1989)

Utilizando o modelo de Van Genuchten (1980), a curva de retenção é calculada por:

$$h = \alpha^{-1} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad (11C)$$

Sendo θ_r a umidade residual, α , m e n são parâmetros empíricos, determinados por:

$$m = 1 \quad (12C)$$

$$\theta_r = 0.015 + 0.005 \text{ arg} + 0.014 \text{ om} \quad (13C)$$

$$\theta_s = 0.81 - 0.283 \rho_a + 0.001 \text{ arg} \quad (14C)$$

$$\ln(\alpha) = -2.486 + 0.025 \text{ are} - 0.351 \text{ om} - 2.617 \rho_a - 0.023 \text{ arg} \quad (15C)$$

$$\ln(n) = 0.053 - 0.009 \text{ are} - 0.013 \text{ arg} + 0.00015 (\text{are})^2 \quad (16C)$$

de forma que ρ_a é a densidade do solo, om é o conteúdo de material orgânico em porcentagem, arg e are os percentuais de argila e areia, respectivamente. A condutividade hidráulica não saturada é determinada pelo modelo de Gardner (1958):

$$K_u = a / (h^n + f) \quad (17C)$$

Sendo a , n , b parâmetros empíricos calculados por:

$$a = K_s \cdot f \quad (18C)$$

$$\ln(f) = -3.01 - 0.019 \text{ are} + 0.056 \text{ arg} + 0.579 \ln(K_s) \quad (19C)$$

$$\ln(n) = 1.186 - 0.194 \ln(\text{arg}) - 0.0489 \ln(\text{silt}) \quad (20C)$$

Sendo silt os percentuais de silte.

Modelo Gregson-Hector (1987)

O potencial matricial é estimado por:

$$h = e^p (e^q \theta)^b \quad (21C)$$

Sendo b um parâmetro determinado pela relação:

$$b = \frac{\ln(h) - p}{\ln(\theta) - q} \quad (22C)$$

Sendo que p e q são constantes determinadas por valores médios numa regressão linear, onde Gregson encontrou -7.89 e -4.02 , respectivamente. A condutividade hidráulica não saturada pode ser calculada pela equação (17C).

Para a estimativa da condutividade hidráulica a saturação, os seguintes modelos podem ser destacados:

Campbell (1985):

$$K_s = 4.10^{-5} (1,3 / \rho_a)^{1,3b} \exp(-6.88 \arg - 3.63 \text{silt} - 0,025) \quad (28C)$$

Vereecken et al. (1990):

$$K_s = 1,1574.10^{-7} \exp(20,62 - 0,96 \ln(\arg) - 0,66 \ln(\text{are}) - 0,46 \ln(\text{om}) - 0,00843 \rho_a) \quad (29C)$$