



JOÃO JOSÉ DA SILVA JUNIOR

**DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE
HIDRÁULICA PELO PROBLEMA INVERSO DO
SOFTWARE HYDRUS-1D**

**LAVRAS – MG
2010**

JOÃO JOSÉ DA SILVA JUNIOR

**DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA PELO
PROBLEMA INVERSO DO SOFTWARE HYDRUS-1D**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração em Engenharia de Água e Solo, para obtenção do título de Mestre.

Orientador
Dr. Alberto Colombo

Co-orientador
Dr. Elio Lemos da Silva

LAVRAS-MG

2010

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca da UFLA**

Silva Junior, João José da.

Determinação da condutividade hidráulica pelo problema
inverso do software Hydrus-1D / João José da Silva Junior. – Lavras
: UFLA, 2010.

109 p. : il.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Lavras, 2010.

Orientador: Alberto Colombo.

Bibliografia.

1. Água no solo. 2. Infiltração. 3. Método de estimativa de
parâmetros. 4. Propriedades físico-hídricas. 5. Modelo numérico. I.
Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD – 631.432

JOÃO JOSÉ DA SILVA JUNIOR

**DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA PELO
PROBLEMA INVERSO DO SOFTWARE HYDRUS-1D**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração em Engenharia de Água e Solo, para obtenção do título de Mestre.

APROVADA em 02 de Agosto de 2010.

Dr. Jarbas Honório de Miranda ESALQ-USP

Dr. Mozart Martins Ferreira UFLA

Dr. Alberto Colombo
(Orientador)

Dr. Elio Lemos da Silva
(Co-orientador)

LAVRAS-MG

2010

Aos meus pais, pelo exemplo de vida, pelo amor incondicional, eterno incentivo e confiança em meu potencial.

OFEREÇO

A todos aqueles que de alguma forma contribuíram para que eu chegasse até aqui,

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus, presença constante em minha vida, por tudo o que sou e tudo o que tenho.

A minha família, pelos valores transmitidos de forma tão nobre, pela compreensão dos meus muitos momentos de ausência, pelo amor acima de qualquer coisa e pela segurança de hoje e sempre.

À Universidade Federal de Lavras (UFLA), em especial ao Departamento de Engenharia (DEG), pela oportunidade de realização do curso.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de estudos.

Aos professores Alberto Colombo e Elio Lemos da Silva, pela orientação e co-orientação pela convivência, confiança e amizade.

A todo o corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, pelos ensinamentos e bom convívio.

Aos meus amigos, Zinho, Rafael, Mário, Juliani, André, pela convivência e amizade.

Aos funcionários da Hidráulica, Zé Luis e Neném, Dona Dulce e Dorotéo do laboratório de Física do solo do DCS, pela cooperação.

Ao DCS, por ter permitido a realização das análises de condutividade hidráulica no laboratório de Física do solo.

A todos os colegas de pós-graduação, pelo convívio durante o curso.

Aos professores do Departamento de Engenharia, responsáveis pela minha formação.

A pesquisadora Myriane S. Scalco do NECAF/UFLA, por ceder a sonda de umidade juntamente com o dattaloger, sem os quais não seria possível a realização deste trabalho.

Enfim, a todos aqueles que colaboraram de alguma forma para o cumprimento desta etapa da minha vida.

“Tudo o que pedirdes em oração, crendo, recebereis.”

(Marcos, 11:24)

RESUMO

O conhecimento da condutividade hidráulica do solo é essencial para qualquer estudo que envolva o movimento da água no solo. A sua determinação pode ser feita por vários métodos, no campo ou no laboratório, e a sua alta variabilidade entre repetições é frequentemente apontada como um problema experimental. A determinação das propriedades físico-hídricas do solo por métodos diretos de laboratório e a obtenção destas funções no campo, são demoradas e de custo elevado e envolvem considerável incerteza. Uma alternativa para a determinação direta destas propriedades é empregar o método de estimativa de parâmetros utilizando o processo inverso (método inverso). O presente trabalho teve como objetivo determinar de forma alternativa a condutividade hidráulica saturada K_s mediante a resolução de um problema inverso pelo modelo Hydrus-1D, a partir de dados de infiltração acumulada coletados no campo por meio de um ensaio de infiltração com infiltrômetro de duplo anel e o uso de uma sonda de umidade FDR. Avaliar o efeito da variação nas condições iniciais do solo e na função objetivo nos valores de K_s estimados pelo método inverso, assim como determinar a condutividade hidráulica não saturada do solo e avaliar o desempenho do software. Verificou-se que existe grande variabilidade nos valores de K_s estimados. O problema inverso proposto permitiu determinar a condutividade hidráulica não saturada para um amplo intervalo de valores de umidade volumétrica e módulo do potencial mátrico de forma adequada para o solo estudado. O problema inverso foi adequadamente definido para as estimativas do K_s nas camadas de 0-20 e 20-60 cm mas não permitiu uma estimativa confiável para a camada de 60-100 cm.

Palavras-chave: Problema inverso. Condutividade hidráulica. Hydrus-1D.

ABSTRACT

Knowledge of soil hydraulic conductivity is essential for any study that involves the movement of water in the soil. Their determination can be made by several methods in the field or laboratory, and its high variability among replicates is often cited as an experimental problem. The determination of physical-hydric soil by direct methods in the laboratory and obtain these functions in the field, are time consuming and costly and involve considerable uncertainty. An alternative to the direct determination of these properties is to employ the method of parameter estimation using the reverse process (inverse method). This study aimed to determine an alternative to the saturated hydraulic conductivity K_s by solving an inverse problem for the model Hydrus-1D, from cumulative infiltration data collected in the field through an infiltration test with double ring infiltrometer and the use of a moisture probe FDR. To evaluate the effect of variation in initial conditions of soil and in the objective function values of K_s estimated by inverse method, as well as determine the unsaturated hydraulic conductivity of soil and evaluate the performance of the software. It was found that there is great variability in the values of K_s estimates. The inverse problem proposed method to determine unsaturated hydraulic conductivity for a wide range of values of soil moisture and module of the matric potential as appropriate for the soils. The inverse problem is adequately defined for the estimates of K_s in the 0-20 and 20-60 cm but did not allow a reliable estimate for the layer of 60-100cm.

Keywords: Inverse problem. Hydraulic conductivity. Hydrus-1D.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Triângulo de classificação de textura do solo.....	21
Figura 2	Elemento de volume de solo não-saturado no qual ocorrem variações nas componentes de densidade de fluxo.....	35
Figura 3	Diagrama do problema direto e problema inverso.....	39
Figura 4	Instalação do tubo de acesso (a), equipamentos utilizados e representação esquemática da FDR e seus sensores (b).....	54
Figura 5	Visão geral do software e a opção pela obtenção dos parâmetros hidráulicos do solo pelo método inverso.....	56
Figura 6	Informações geométricas, profundidade e inclinação do perfil do solo.....	56
Figura 7	Modelo utilizado para a descrição da curva de retenção.....	57
Figura 8	Escolha das condições de contorno utilizadas nas simulações...	58
Figura 9	Definição da função objetivo utilizada para estimar os valores de K_s	59
Figura 10	Distribuição de camadas do solo utilizadas para obtenção do K_s pelo método inverso.....	59
Figura 11	Discretização do perfil do solo utilizadas para obtenção do K_s .	60
Figura 12	Condição inicial com distribuição dos potenciais mátricos no perfil do solo utilizadas nas simulações.....	60

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1	(a) valores de umidade obtidos no campo com FDR (Profile Probe PR2), umidade residual para cada camada e spline da umidade em todo perfil. (b) valores de umidade convertidos em potencial mátrico, e spline do potencial mátrico em todo o perfil do solo utilizados nas simulações.....	62
Gráfico 2	Curvas de retenção de água no solo obtidas no laboratório e no campo para a camada de 0-20 cm do Latossolo Vermelho Distroférico Típico.....	66
Gráfico 3	Curvas de retenção de água no solo obtidas no laboratório e no campo para a camada de 20-60 cm do Latossolo Vermelho Distroférico Típico.....	67
Gráfico 4	Curvas de retenção de água no solo obtidas no laboratório e no campo para a camada de 60-100 cm do Latossolo Vermelho Distroférico Típico.....	67
Gráfico 5	Curva de infiltração acumulada e avanço da frente de molhamento para o teste T1.....	69
Gráfico 6	Curva de infiltração acumulada e avanço da frente de molhamento para o teste T2.....	69
Gráfico 7	Curva de infiltração acumulada e avanço da frente de molhamento para o teste T3.....	70
Gráfico 8	Valores de Ks, para as profundidades de 0- 20, 20-60 e 60-90 cm, estimados pelo Hydrus – 1D com base em três testes de infiltração (T1,T2, e T3).....	71

Gráfico 10	(b) Superfícies de contorno do logaritmo do SSQ da função objetivo do teste T3 em função de pares de valores otimizados do Ks para as camadas de 20-60 e 60-100 cm.....	83
Gráfico 11	Condutividade hidráulica (cm min^{-1}) em função do módulo do potencial matricial (cm) determinada com os valores de Ks obtidos pelo problema inverso do Hydrus-1D para a camada de 0-20 cm.....	83
Gráfico 12	Condutividade hidráulica (cm min^{-1}) em função do módulo do potencial matricial (cm) determinada com os valores de Ks obtidos pelo problema inverso do Hydrus-1D para a camada de 20-60 cm.....	84
Gráfico 13	Condutividade hidráulica (cm min^{-1}) em função da umidade volumétrica de terminada com os valores de Ks obtidos pelo problema inverso do Hydrus-1D para a camada de 20-60 cm.....	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Classificação granulométrica, segundo a Sociedade Internacional de Ciência do Solo.....	20
Tabela 2	Unidades utilizadas para expressar o potencial mátrico.....	25
Tabela 3	Curvas de retenção ajustadas para as três profundidades do solo em estudo.....	53
Tabela 4	Estimativa do Ks em função da estimativa inicial.....	76
Tabela 5	Efeito de alterações nos valores dos potenciais matriciais da condição inicial do teste T3 nas estimativas de Ks nas camadas de 0-20, 20-60 e 60-100 cm.....	77
Tabela 6	Efeito de alterações nos valores da função objetivo do teste T3 nas estimativas de Ks nas camadas de 0-20, 20-60 e 60-100 cm.....	79
Tabela 7	Índices estatísticos para comparação entre os valores de infiltração acumulada simulados pelo modelo Hydrus-1D com valores de Ks.....	80

LISTA DE SÍMBOLOS

A	área da seção transversal da amostra [L ²];
CD	coeficiente de determinação;
CMR	coeficiente de massa residual;
(d)	índice de concordância de Willmott;
Dp	densidade de partículas [M L ⁻³];
d^k	direção de busca;
Ds	densidade do solo [M L ⁻³];
(E)	eficiência;
EAM	erro absoluto médio;
E _{max}	erro absoluto máximo;
F(p)	função objetivo;
$F(p^{k+1})$	funções objetivas no nível atual iteração;
$F(p^k)$	funções objetivas no nível precedente l iteração;
H	potencial total do solo [L];
h	potencial mátrico [L];
h _o	potencial osmótico [L];
J_w	densidade de fluxo na direção w [LT ⁻¹];
J_w	densidade de fluxo da solução [L T ⁻¹];
K _s	condutividade hidráulica do solo saturado [LT ⁻¹];
K(h)	condutividade hidráulica não saturada, função do potencial mátrico, h[L T ⁻¹];
l _c	parâmetro de conectividade entre poros, [-];
L	comprimento da amostra [L];
m _a	massa de água, [M];
m _s	massa de solo seco, [M];

M_s	massa de sólidos [M];
n, m	parâmetros adimensionais de ajuste do modelo, sendo $m = 1-1/n$;
n	fator de distribuição do tamanho dos poros, [-];
p	elementos do vetor;
p_0	vetor de parâmetro inicial;
PT	porosidade total [$L^3 L^{-3}$];
$RQEM$	raiz quadrada do erro médio normalizado;
t	tempo de coleta [T];
V_a	volume de água coletado no intervalo de tempo “t” [L^3];
V_a	volume de água, [L^3];
V_t	volume total de solo, [M];
V	volume total do solo [L^3];
V_s	volume de sólidos [L^3];
V_v	volume de vazios [L^3];
θ	umidade volumétrica para um dado potencial mátrico [$L^3 L^{-3}$];
θ_m	umidade gravimétrica (%);
θ_r	umidade volumétrica residual do solo [$L^3 L^{-3}$];
θ_s	umidade volumétrica de saturação do solo [$L^3 L^{-3}$];
α	parâmetro de ajuste do modelo [L^{-1}];
α	pressão de borbulhamento, [L^{-1}];
α^k	tamanho do passo;
μ	energia com base em massa [$L^2 T^{-2}$];
Ψ	energia/volume [$M L^{-1} T^{-2}$];
H ou h	energia/peso [L];
z	potencial gravitacional, [L];
$\frac{\partial H}{\partial w}$	gradiente hidráulico [$L L^{-1}$];

$y(p)$ resposta calculada pelo modelo;
 k iteração do vetor de parâmetros;
 Δp^k variação do vetor de parâmetros;

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	18
2	REFERENCIAL TEÓRICO.....	20
2.1	O solo.....	20
2.1.1	A água no solo.....	22
2.1.2	Umidade do solo.....	23
2.1.3	Potencial total de água no solo.....	24
2.1.4	Retenção da água no solo.....	26
2.1.5	Condutividade hidráulica.....	28
2.1.6	Modelos analíticos das propriedades de um solo não saturado.....	31
2.1.7	Movimento de água no solo.....	34
2.1.8	Equação da continuidade.....	35
2.1.9	Equação de Richards.....	36
2.2	Método Inverso.....	37
2.2.1	Métodos de Estimativa de Parâmetros.....	40
2.2.2	Métodos de Solução do Problema Inverso.....	41
2.3	O modelo Hydrus-1D.....	44
2.3.1	Rotina para dinâmica da água.....	45
2.4	Infiltração.....	49
2.4.1	Infiltrômetro de duplo anel.....	50
2.5	Reflectometria no Domínio da Frequência (FDR).....	50
3	MATERIAL E MÉTODOS.....	52
3.1	Caracterização da área experimental.....	52
3.2	Curva característica de retenção de água no solo.....	52
3.3	Determinação infiltração acumulada e frente de molhamento.....	53
3.4	Modelagem inversa.....	55
3.4.1	Valores de condutividade hidráulica saturada utilizados para simulação.....	62
3.4.2	Avaliação do Efeito da variação nos dados de entrada na estimativa do K_s.....	63
3.5	Índices de desempenho do modelo.....	63
3.6	Determinação da condutividade hidráulica não saturada.....	65
4	RESULTADO E DISCUSSÃO.....	66
4.1	Adequação das curvas de retenção utilizadas no problema Inverso.....	66
4.2	Definição da função objetivo.....	68
4.3	Condutividades hidráulicas saturadas do problema inverso do HYDRUS-1D.....	70
4.4	Adequação da formulação do problema inverso proposto.....	72
4.5	Efeito de variações nas condições iniciais nas estimativas de K_s....	77

4.6	Efeito de variações na função objetivo nas estimativas de K_s.....	78
4.7	Desempenho do software Hydrus -1D.....	80
4.8	Determinação da condutividade hidráulica.....	82
5	CONCLUSÕES.....	87
	REFERÊNCIAS.....	88
	APÊNDICES.....	97

1 INTRODUÇÃO

A compreensão e a avaliação do processo de infiltração e redistribuição da água no solo são muito úteis para a Ciência do Solo, particularmente em assuntos relacionados com a irrigação, drenagem, erosão, biologia da fauna e flora do solo, lixiviação de elementos químicos e orgânicos, poluição do solo e da água, dentre outros. O fluxo de água denomina-se não-saturado quando ele ocorre no solo em qualquer condição de umidade θ abaixo do valor de saturação θ_s . A maioria dos processos que envolvem movimento de água no solo, dentro ou fora de uma cultura, ocorre com o solo em condições não saturadas.

O conhecimento da condutividade hidráulica do solo é essencial para qualquer estudo que envolva o movimento da água no solo. Ela pode ser determinada por vários métodos, no campo ou no laboratório, e a sua alta variabilidade entre repetições é frequentemente apontada como um problema experimental. A umidade está relacionada diretamente com as propriedades do solo que regem a retenção de água, a condutividade hidráulica tem uma relação direta também com o potencial mátrico. Estes processos de fluxo saturados e não saturados são de maneira geral, complicados e de difícil descrição quantitativa. Variações da umidade do solo durante seu movimento envolvem funções complexas entre as variáveis θ , h , e K , que podem ser afetadas pela histerese. A formulação e solução de problemas de fluxo não saturado muitas vezes requerem o uso de métodos complexos de análise matemática e muitas vezes requerem técnicas numéricas aproximadas de computação.

A determinação das propriedades físico-hídricas do solo por métodos diretos de laboratório e a obtenção destas funções no campo, são demoradas e caras e envolvem considerável incerteza. Uma alternativa a determinação direta das destas propriedades é empregar o método de estimativa de parâmetros usando o processo inverso (método inverso).

Para a utilização do método inverso necessita-se de um modelo numérico que represente fielmente o sistema; um procedimento experimental, que determine as condições de contorno e inicial, e os valores a serem comparados com os valores numéricos e a implementação de um método numérico para determinação dos parâmetros desconhecidos.

O presente trabalho teve como objetivo:

- a) Determinar de forma alternativa a condutividade hidráulica saturada K_s através da resolução de um problema inverso com o modelo Hydrus-1D, a partir de dados infiltração acumulada coletados no campo por meio de um ensaio de infiltração com infiltrômetro de duplo anel e o uso de uma sonda de umidade FDR;
- b) Avaliar o efeito da variação nas condições iniciais do solo e na infiltração acumulada nos valores de K_s estimados pelo método inverso, avaliar a adequação do problema inverso proposto assim como avaliar o desempenho do software.
- c) Determinar a condutividade hidráulica não saturada com os valores de K_s estimados pelo problema inverso do Hydrus 1.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 O solo

O solo é definido como um sistema poroso constituído por partículas sólidas e volume de vazios, que podem ser ocupados pelo ar ou pela água, sendo, portanto, um armazenador de nutrientes e água para as plantas (KLAR, 1988). O estudo dos parâmetros físicos desse sistema complexo proporciona um entendimento de todas as interrelações com processos naturais ou não naturais como a irrigação, drenagem, conservação de água no solo, ligando-se a fatores geológicos, agronômicos e hidrológicos.

O tamanho relativo dos grãos que formam a fase sólida do solo é chamado textura e sua medida, granulometria. Quanto à granulometria, a Sociedade Internacional de Ciência do Solo (UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE, USDA, 1993) classifica os grãos em três classes básicas: areia, silte e argila:

Tabela 1 Classificação granulométrica, segundo a Sociedade Internacional de Ciência do Solo (USDA, 1993)

Classificação	Tamanho dos grãos (diâmetro médio, mm)
Pedregulho	> 2,0
Areia	2,0 – 0,02
Silte	0,02 – 0,002
Argila	< 0,002

Pela determinação da classe textural de um solo identifica-se a relação à proporção de três frações básicas no solo areia, silte e argila, onde as diferentes proporções destes componentes indicam as classes texturais. Essas classes podem ser determinadas através do triângulo de texturas, proposto pelo

Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA, 1993) e adotado por a Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS), conforme apresentado na Figura 1.

Quando avaliada a distribuição, orientação ou organização das partículas do solo é caracterizada a estrutura do solo. Considerando o solo como um sistema de arranjo complexo, não pode ser determinada qualquer metodologia simples para caracterização geométrica desse sistema. Por isso, o conceito de estrutura do solo não é apenas quantitativo, mas sim qualitativo. A estrutura do solo vai influir em diversos parâmetros físicos (KLAR, 1988).

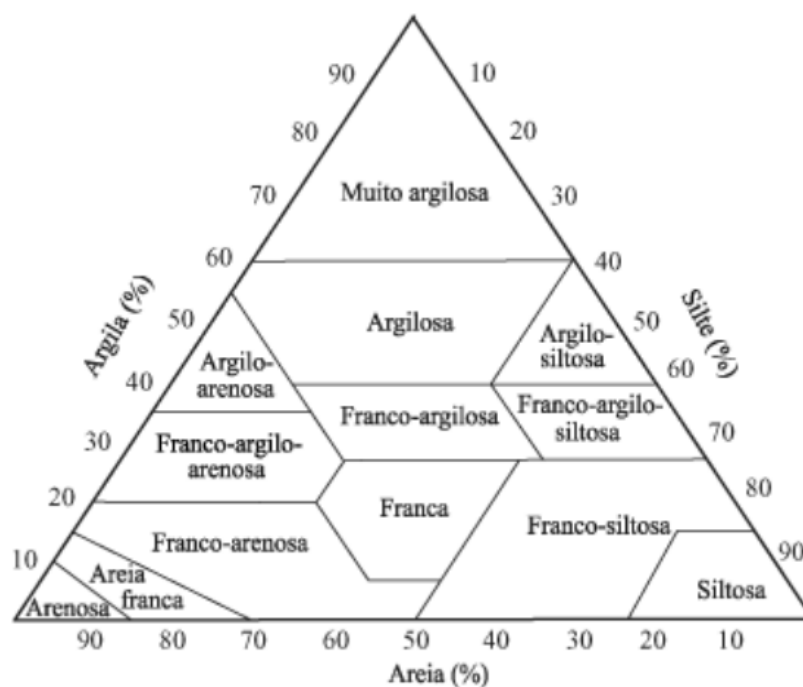


Figura 1 Triângulo de classificação de textura do solo (USDA, 1993)

Caputo (1988) apresenta como relevante aos estudos de física do solo, a definição de densidade de partículas do solo (ρ_p), anteriormente chamada de densidade real, a relação estável no tempo, entre a massa da fração sólida do solo (m_s) e o volume da fração sólida no solo (V_s).

Não considerado um parâmetro físico do solo por sua susceptibilidade à variações no tempo, mas de relevante análise, principalmente em estudos agrônomicos, entre outros objetivos, para a determinação da quantidade de água a aplicar no solo em projetos de irrigação, a densidade global ou simplesmente a densidade do solo (ρ_g), é definida como a relação entre a massa de fração sólida do solo (m_s) e o volume total do solo (V_t).

2.1.1 A água no solo

A água contida no solo e nas formações geológicas existentes, abaixo da superfície, é dividida ao longo do perfil vertical de acordo com a ocupação dos espaços vazios por água ou ar, em principalmente duas zonas: zona saturada e zona não-saturada (CAICEDO, 2000; MANOEL FILHO, 2000).

A zona saturada ou zona de saturação possui todos os vazios preenchidos por água, situando-se abaixo da superfície freática. A superfície freática, por sua vez, é definida como o lugar geométrico dos pontos em que a água se encontra submetida à pressão atmosférica. É uma superfície real na qual a pressão de referência é igual a zero. A zona não-saturada é também chamada de zona insaturada, zona de aeração ou zona vadosa. A zona não saturada situa-se entre a superfície freática e a superfície do terreno e nela os vazios estão parcialmente preenchidos por gases e por água. A zona não-saturada é subdividida em três sub zonas: zona capilar, zona intermediária e zona de solo ou zona de evapotranspiração. A zona capilar se estende da superfície freática até o limite de ascensão capilar da água. A sua espessura depende da distribuição

do tamanho dos poros e da homogeneidade do perfil. Em sua parte inferior, os poros encontram-se saturados, decrescendo a umidade de baixo para cima, até que apenas os poros menores se encontrem preenchidos por água. Ainda adota-se o conceito de franja capilar como o limite abaixo do qual o solo é considerado saturado. A zona intermediária está compreendida entre o limite de alcance capilar da água e a zona de raízes das plantas. Já a zona de solo, ou zona de evapotranspiração, está situada entre os extremos radiculares da vegetação e a superfície do terreno (MANOEL FILHO, 2000).

2.1.2 Umidade do solo

Para o desenvolvimento de estudos do movimento de água no solo é importante discutir a definição de umidade. A umidade do solo pode ser expressa pela relação entre massas de água e de solo seco, comumente chamada de umidade gravimétrica Equação (1) ou pela relação entre o volume de água e o volume total de solo e vazios, a umidade volumétrica Equação (2) (LIBARDI, 2000).

$$U = \frac{m_a}{m_s} \times 100 \quad (1)$$

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} \times 100 \quad (2)$$

onde:

U = umidade gravimétrica (%);

ma = massa de água, [M];

ms = a massa de solo seco, [M];

θ = umidade volumétrica, [%];

V_a = volume de água, [L³];

V_t = volume total de solo, [M].

O uso de θ torna-se mais adequado que θ_m no caso de computação de quantidades de águas adicionadas ao solo por irrigação ou chuva e retiradas por drenagem ou evapotranspiração, porque a mesma representa a lâmina de água que esta sendo armazenada na amostra de altura z de solo (KLAR, 1988).

2.1.3 Potencial total de água no solo

Inicialmente, é necessário apresentar a definição de potencial total de água no solo proposto pela Sociedade Internacional de Ciência do Solo – ISSS, que define o potencial de água no solo, como “a quantidade de trabalho que deve ser desenvolvida por “unidade de quantidade de água” para transportar, reversivelmente e isotermicamente uma quantidade infinitesimal de água de um reservatório de água pura sob pressão atmosférica e em uma dada elevação até o ponto em consideração no solo” (HILLEL, 1980; JURY; GARDNER; GARDNER, 1991).

Como em qualquer sistema natural em busca de equilíbrio, a movimentação da água no solo ocorre a partir da diferença de potencial de água entre dois pontos, com a água fluindo de um ponto de maior potencial para o ponto de potencial menor, na tendência natural. Esse conceito exclui a utilização das definições de água gravitacional, água capilar e água higroscópica, nos quais a água no solo foi classicamente dividida, (REICHARDT, 1985), Ressalta que a água é a mesma em qualquer posição e tempo dentro do solo, não havendo variações na “forma da água” mas, sim, no seu estado de energia. O potencial total de água no solo e seus componentes podem ser expressos com diferentes

unidades de medida, dependendo da definição de “quantidade unitária de água” considerada.

De acordo com Jury, Gardner e Gardner (1991) potencial o potencial total da água e seus componentes pode ser expressos em termos de (i) energia por unidade de massa, (ii) energia por unidade de volume e (iii) energia por unidade de peso. Este autor apresenta a seguinte Tabela com as dimensões e símbolos mais comumente utilizados para expressar o potencial:

Tabela 2 Unidades utilizadas para expressar o potencial mátrico

Energia /quantidade unitária de água	Símbolo	Dimensões	Unidades do SI
Energia/massa	μ	L^2T^{-2}	JKg^{-1}
Energia/volume	Ψ	$ML^{-1}T^{-2}$	$Pa=Nm^{-2}$
Energia/peso	H ou h	L	m

A água no solo está sob a ação de diversas forças e diferentes que fazem com que o seu potencial seja diferente da água pura livre. O potencial total da água é resultante da soma de diferentes contribuições de diferentes fatores conforme expresso pela Equação 3.

$$\mathbf{H = h + h_o + z} \quad (3)$$

onde,

H = potencial total do solo, [L];

h= soma de dois potenciais mutuamente exclusivos: o potencial mátrico hm e o potencial de pressão hp, [L];

h_o = potencial osmótico, [L];

z = potencial gravitacional, [L];

O potencial mátrico (h_m) é o potencial de energia da matriz do solo, resultante das forças existentes entre as partículas de solo e as moléculas de água potencial de adsorção (ψ_a); e as tensões provenientes dos meniscos de água nos capilares do solo o potencial capilar (ψ_c).

O potencial osmótico (h_o) é vinculado às concentrações de substâncias dissolvidas, levando a água sempre de um meio menos concentrado ao meio mais concentrado como objetivo de se atingir o equilíbrio entre as concentrações das soluções. Considerando o solo um sistema semipermeável, ocorre a solicitação de um trabalho externo para efetuar-se a transferência da movimentação de soluções através de um processo de osmose. Esse processo é de fundamental importância na relação solo-água-planta, na absorção de soluções pelas raízes das plantas.

O potencial gravitacional (z) é determinado a partir da altura da coluna de água em relação a um plano de referência, considerando a massa de água e a ação da gravidade.

2.1.4 Retenção da água no solo

O solo tem a capacidade de atrair e reter água no estado líquido e na forma de vapor (DIAS JÚNIOR; BERTONI; BASTOS, 2000), sendo o estudo da retenção de água de um solo feito através de um gráfico que relaciona a umidade do solo com o potencial mátrico denominado curva de retenção da água no solo (MARQUES, 2000).

A curva de retenção da água no solo possibilita a realização de avaliações importantes sobre as características do solo e seu comportamento hidráulico, sendo de importância fundamental para estudos que envolvem interações água-solo-planta, aeração, irrigação e drenagem (CENTURION; MORAES; DELLA LIBERA, 1997). Com os dados da curva, é possível calcular

a difusividade capilar, conhecer a variação do potencial de água no solo e inferir sobre sua disponibilidade às plantas (CORREA, 1984).

Libardi (2000) salienta que a retenção da água no solo pode ser explicada por dois processos: capilaridade e adsorção. Essas duas forças, que operam na matriz do solo para a retenção da água, são denominadas de forças mátricas. A capilaridade atua na retenção de água dos solos na faixa úmida, quando os poros se apresentam razoavelmente cheios de água. Quando o solo seca, os poros vão se esvaziando e filmes de água recobrem as partículas sólidas. Nessas condições, o fenômeno de adsorção passa a dominar a retenção (BAVER; GARDNER; GARDNER, 1972). A energia de retenção da água na adsorção é muito maior e, por isso, grandes quantidades de energia são requeridas para se retirar essa água do solo (REICHARDT, 1987).

Para altos valores de umidade (baixas tensões), a curva de retenção está relacionada ao tamanho, distribuição e forma dos poros, que, por sua vez, são influenciados pela estrutura e estabilidade dos agregados (BAVER; GARDNER; GARDNER, 1972; COSTA; LIBARDI, 1999; KLUTE, 1986; REICHARDT, 1985, 1987). Por outro lado, a retenção a altas tensões ocorre devido ao incremento na adsorção, sendo influenciada mais pela textura, que determina a área de contato entre as partículas sólidas e a água (CUNHA et al., 2001; RIVERS; SHIPP, 1978). Por consequência, de uma maneira geral, quanto maior o conteúdo de argila, maior será a retenção de água a uma dada tensão (MARINHO; PEREIRA, 1998 apud LINS, 2003), sendo a inclinação da curva mais gradual (PORTELA, 2000).

A curva de retenção de água ainda está relacionada ao conteúdo e à qualidade da matéria orgânica presente no solo. A baixas tensões, a matéria orgânica tem efeito indireto na retenção de água, devido à sua influência na agregação de partículas sólidas do solo e, a altas tensões, tem uma atuação direta

em função de sua elevada superfície específica e capacidade de adsorção (PETERSEN; CUNNINGHAM; MATELSKI, 1968).

Or e Wraith (1997) afirmam que a descrição matemática da curva de retenção é de interesse para a caracterização, modelagem e análise de diferentes solos e cenários físico-hídricos, sendo que uma expressão matemática para a curva de retenção deve conter poucos parâmetros para simplificar a sua estimativa e descrever o seu comportamento, que é fortemente não linear, em toda sua extensão.

Atualmente, um dos modelos matemáticos mais utilizados para descrever o comportamento da curva característica de retenção da água no solo, é a equação desenvolvida por Genuchten (1980), apresentada a seguir:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[1 + (\alpha|h|)^n \right]^{-m} \quad (4)$$

em que:

θ = umidade volumétrica para um dado potencial mátrico [$L^3 L^{-3}$];

h = potencial mátrico [L];

θ_r = umidade volumétrica residual do solo [$L^3 L^{-3}$];

θ_s = umidade volumétrica de saturação do solo [$L^3 L^{-3}$];

α = parâmetro de ajuste do modelo [L^{-1}];

n, m = parâmetros adimensionais de ajuste do modelo, sendo $m = 1-1/n$.

2.1.5 Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é a medida de habilidade do solo em transmitir água através dos poros do solo, representada como fator de proporcionalidade, K , na lei de Darcy (Equação 7). Esta é um parâmetro

hidrogeológico, que correlaciona às propriedades do meio e as propriedades do fluido que está escoando, em especial a viscosidade e a massa específica. A condutividade hidráulica envolve o conhecimento da permeabilidade intrínseca, relacionada ao volume total e distribuição do tamanho de poros, além da tortuosidade e das características do fluido como densidade e viscosidade (CABRAL, 2000; CAICEDO, 2000).

A principal diferença entre o escoamento em meio saturado e em meio não-saturado está na condutividade hidráulica. Em regime de saturação, o solo possui todos os poros preenchidos por água e conduzindo água, apresentando uma condição de condutibilidade máxima do fluido. No meio não-saturado os poros encontram-se preenchidos por água e ar decrescendo a condutividade hidráulica nesta situação. Assim, a condutividade hidráulica é variável em função da umidade do solo, atingindo seu valor máximo na saturação, onde é chamada de condutividade hidráulica de saturação, K_s , ou K_{s0} . A condutividade hidráulica do solo saturado é considerada um dos parâmetros mais importantes no manejo da água no solo, sendo largamente aplicada em projetos de irrigação e drenagem (KLUTE, 1965), bem como na resolução de diversos problemas práticos de engenharia, como rebaixamento de aquíferos e recalques por adensamento além de fornecer informações indiretas da estrutura e estabilidade estrutural do solo (KLUTE, 1965).

A condutividade hidráulica depende das propriedades do fluido (solução do solo) e do material poroso (solo). Quanto às propriedades do fluido, tanto a viscosidade como a densidade da solução do solo dependem da temperatura, pressão, concentração de sais solúveis e teor de água no solo; (PIZARRO, 1978; REICHARDT, 1996).

Como o meio poroso de interesse é o solo, salienta-se como importante: a distribuição do tamanho e forma das partículas (CARVALHO, 2007),

densidade do solo, estabilidade estrutural, tamanho dos agregados, atividade de microrganismos e presença de ar (HILLEL, 1972), grau de compactação (ANDRADE, 1997), tortuosidade, superfície específica, distribuição do tamanho dos poros e umidade (LIBARDI, 2000).

A porosidade do solo apresenta geometria variável de solo para solo devido a alterações na forma, direção e largura dos poros (REICHARDT, 1996), e para um mesmo solo, variações no arranjo poroso também ocorrem, fazendo com que a condutividade hidráulica varie de horizonte para horizonte (ANDRADE, 1997). Portanto, a condutividade hidráulica de um solo é muito influenciada pelo arranjo e distribuição dos poros (HILLEL, 1972).

Jarvis e Messing (1995) observaram que maiores valores de condutividade hidráulica foram encontrados em solos com textura fina com alto grau de estruturação, e menores valores de condutividade hidráulica em solos de textura mais arenosa, refletindo a importância do tamanho dos macro poros para o fluxo de água próximo da saturação. Logo, a macroporosidade é fator de extrema importância na condutividade hidráulica do solo saturado. Silva e Kato (1997) e Sampaio (2004) encontraram, em seus trabalhos, valores elevados da macroporosidade correlacionados positivamente com elevada condutividade hidráulica saturada.

Bouma (1991) detalha os possíveis efeitos e interferências das características dos solos no movimento de água e solutos, principalmente da porosidade, discutindo a influência da continuidade dos poros no solo. O autor afirma que poros menores, porém contínuos, permitem maior fluxo de água e de solutos do que poros maiores descontínuos no perfil do solo.

Segundo Baver, Gardner e Gardner (1972), Buckman e Brady (1989), a condutividade hidráulica, a infiltração, a redistribuição rápida da água e a aeração ocorrem principalmente através dos poros de maior diâmetro, nos quais o efeito da força da gravidade é o componente principal que rege o movimento

da água.

Oliveira (1991), trabalhando com solos superficiais da cidade de Londrina-PR, observou que a maior compactação, juntamente com a maior quantidade de matéria orgânica existente, proporcionou ao solo uma menor macroporosidade e, com isso, o solo interagiu mais com a água infiltrada, fazendo com que a água tivesse uma menor velocidade e, conseqüentemente, valores de difusividade e condutividade hidráulica menores.

As determinações de K_s ou $K(h)$ podem ser feitas em campo ou laboratório. Dentre os métodos mais aplicados em laboratório estão o permeâmetro de carga constante e de carga decrescente para determinação de K_s (CARVALHO, 2007; LIBARDI, 2000). As medições em campo podem ser feitas por diversos métodos, direcionados às condições de saturação e de não-saturação, entre eles: método do furo do trado, método da drenagem interna, determinação pelo infiltrômetro de anel simples, infiltrômetro de anel duplo e infiltrômetro a disco (LIBARDI, 2000; VANDERVAERE; VAUCLIN; ELRICK, 2000).

2.1.6 Modelos analíticos das propriedades de um solo não saturado

Uma abordagem nos modelos de simulação numérica de fluxo de água na zona não saturada é o uso de funções analíticas representantes da curva característica e da curva de condutividade hidráulica do solo. Exemplos dessas funções são as desenvolvidas por Brooks e Corey (1964) e Genuchten (1980). A aplicação de funções permite a parametrização dessas curvas e sua representação contínua, sem a necessidade de interpolação ou extrapolação de valores pontuais avaliados em campo ou laboratório. Contudo, as equações parametrizadas requerem a determinação de parâmetros que servirão como dados de entrada para os modelos de simulação.

Nesta abordagem, no estudo da movimentação de água na zona não-saturada, o uso de funções analíticas representando a relação tensão-umidade, ou curva característica, e a curva de condutividade hidráulica do solo, considerando a umidade, $\theta(h)$, e a condutividade hidráulica, $K(h)$, são funções não lineares da tensão no solo. Nesse domínio, Brooks e Corey (1964) e Genuchten (1980), dentre outros, equacionaram as relações que expressam essas características hidrodinâmicas. A retenção de água no solo, $\theta(h)$, e a condutividade hidráulica, $K(h)$, são funções, segundo Brooks e Corey (1964), dadas respectivamente por:

$$S_e = \begin{cases} |\alpha h|^{-n} & , h < -1/\alpha \\ 1 & , h \geq -1/\alpha \end{cases} \quad (5)$$

$$K(h) = K_s \cdot S_e^{2/n+1+2} \quad (6)$$

onde, S_e é a saturação efetiva dada por:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (7)$$

sendo:

θ_r = umidade residual, [$L^3 L^{-3}$];

θ_s = umidade saturada, [$L^3 L^{-3}$];

K_s = condutividade hidráulica saturada, [$L \cdot T^{-1}$];

α = pressão de borbulhamento, [L^{-1}];

n = fator de distribuição do tamanho dos poros, [-];

ℓ = parâmetro de conectividade entre poros, [-].

Os parâmetros α , n e ℓ são considerados muitas vezes fatores empíricos relacionados à forma dos solos que afetam a formação das funções hidráulicas. O modelo teórico de Genuchten (1980) é baseado no modelo de distribuição estatística de poros de Mualem (1976) a fim de obter uma equação de estimativa em função da condutividade hidráulica não-saturada em termos de retenção de água no solo. As expressões estabelecidas por Genuchten (1980) são determinadas pelas equações:

$$\theta(\mathbf{h}) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |\alpha \mathbf{h}|^n\right]^m}, & \mathbf{h} < 0 \\ \theta_s, & \mathbf{h} \geq 0 \end{cases} \quad (8)$$

$$\mathbf{K}(\theta) = \mathbf{K}_s \cdot \mathbf{S}_e^\ell \left[1 - \left(1 - \mathbf{S}_e^{1/m}\right)^m\right]^2 \quad (9)$$

Onde,

$$\mathbf{m} = 1 - \frac{1}{n}, \quad n > 1 \quad (10)$$

sendo,

θ_s = umidade saturada em volume, $[\text{L}^3 \cdot \text{L}^{-3}]$;

θ_r = umidade residual em volume, $[\text{L}^3 \cdot \text{L}^{-3}]$;

α = valor inverso da entrada de ar, $[\text{L}^{-1}]$;

n e m , parâmetros de forma, [-];

2.1.7 Movimento de água no solo

A equação que descreve o fluxo da água no solo, proposta inicialmente para a zona saturada, é a equação de Darcy, e tem a seguinte expressão:

$$\mathbf{J}_{ws} = - \mathbf{K}_s \frac{\partial H}{\partial s} \quad (11)$$

onde,

\mathbf{J}_{ws} = densidade de fluxo na direção s [$L.T^{-1}$];

\mathbf{K}_s = condutividade hidráulica do solo saturado [$L.T^{-1}$];

$\frac{\partial H}{\partial s}$ = gradiente hidráulico na direção s [$L.L^{-1}$].

A lei de Darcy citado por Or e Wraith (1997) apresenta algumas limitações, não sendo válida para todas as condições de fluxo num meio poroso. Ela se aplica onde não haja variação na condutividade hidráulica e no gradiente hidráulico e onde o fluxo for laminar, pois a linearidade deste, versus o gradiente hidráulico desaparece a altas velocidades. Em solos arenosos, é mais viável a velocidade da água tornar as condições de fluxo não laminares, portanto turbulentas, resultando em perdas de energia, ou seja, o gradiente de potencial hidráulico torna-se menos efetivo (KLAR, 1988).

A lei de Darcy que foi concebida para fluxo em solos saturados foi estendida por Edgar Buckingham (1907) citado por Or e Wraith (1997) para fluxo não saturado. Buckingham assumiu que a condutividade hidráulica não saturada é função do conteúdo de água ou do potencial mátrico de água no solo. A forma diferencial da lei de Buckingham-Darcy para fluxo vertical, considerando o eixo vertical (Z) positivo para cima é:

$$\mathbf{J}_{wz} = -\mathbf{K}(\mathbf{h}) \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial z} = -\mathbf{K}(\mathbf{h}) \frac{\partial (\mathbf{h} + z)}{\partial z} = -\mathbf{K}(\mathbf{h}) \left(\frac{\partial \mathbf{h}}{\partial z} + 1 \right) \quad (12)$$

Onde,

$\mathbf{K}(\mathbf{h})$ = condutividade hidráulica não saturada, função do potencial mátrico,

$\mathbf{h} = \mathbf{h}_m$ [L T^{-1}];

\mathbf{H} = potencial total ($\mathbf{h} + z$), [L];

z = potencial gravitacional, L .

2.1.8 Equação da continuidade

As equações anteriores definem apenas as condições de movimento e densidade de fluxo em regime estacionário, e normalmente as condições naturais se apresentam de forma transiente e o conteúdo de água o potencial mátrico e o fluxo variam em função do tempo e do espaço.

$$(\mathbf{J}_{wz} \text{ Saída} - \mathbf{J}_{wz} \text{ Entrada}) \cdot (\Delta y \cdot \Delta x) \cdot \Delta t = -\Delta \theta \cdot (\Delta y \cdot \Delta x \cdot \Delta z)$$

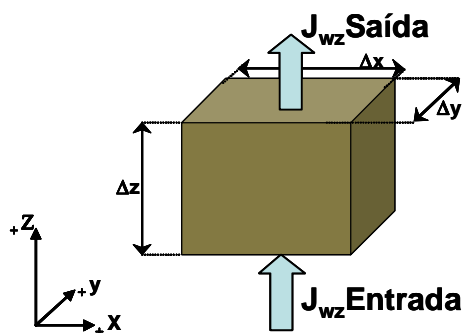


Figura 2 Elemento de volume de solo não-saturado no qual ocorrem variações nas componentes de densidade de fluxo

Em condição de fluxo transiente a diferença entre os fluxos entrando e saindo de um elemento de volume de solo não saturado é igual à variação do volume armazenado.

A afirmação acima está baseada na lei da conservação da massa (volume de água no caso), o princípio da continuidade descrito na Figura 2 pode ser formalizado matematicamente para o fluxo vertical em uma dimensão como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial J_w}{\partial z} \quad (13)$$

Em que a derivada parcial indica possíveis variações no espaço e no tempo dos atributos. Equação da continuidade para fluxo tridimensional é dada por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial J_{wz}}{\partial z} - \frac{\partial J_{wy}}{\partial y} - \frac{\partial J_{wx}}{\partial x} \quad (14)$$

Onde:

J_{wz} , J_{wy} e J_{wx} são os fluxos nas direções z, y e x respectivamente.

2.1.9 Equação de Richards

Em continuidade aos estudos de física do solo e movimento da água em condições de não-saturação, Richards (1931) combinou a equação da continuidade aos princípios da lei de Darcy e aos estudos de Buckingham. Para o fluxo tri-dimensional de água em um sistema de coordenadas cartesianas que tem o eixo vertical (Z) positivo para cima, a equação de Richards é dada por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(-K_x(\mathbf{h}) \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(-K_y(\mathbf{h}) \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left[-K_z(\mathbf{h}) \left(\frac{\partial \mathbf{h}}{\partial z} + 1 \right) \right]$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(\mathbf{h}) \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(\mathbf{h}) \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\mathbf{h}) \left(\frac{\partial \mathbf{h}}{\partial z} + 1 \right) \right]$$
(15)

2.2 Método Inverso

Alguns problemas utilizam dados de medições para deduzir valores de parâmetros, o estudo de tais problemas tem sido chamado de problemas inversos; (BECK; WOODBURY, 1998). A técnica Inversa não é algo novo, mas a sua implementação computacional e sua aplicação em diversos campos da ciência são bastante modernas. Para que possa ser aplicada, é fundamental que o sistema no qual se deseja usar a técnica 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.

Campos Velho (2001) cita a seguinte afirmação acerca do problema inverso: “a solução de um problema inverso consiste em determinar causas baseado na observação dos seus efeitos”. Já nos problemas diretos a solução envolve encontrar efeitos na base de uma descrição de suas causas.

O método do problema inverso supõe à priori que o modelo aplicado e os relacionamentos hidráulicos selecionados são a descrição exata do comportamento físico do solo, e supõe conseqüentemente que o erro do modelo é insignificante. Isto implica que os erros entre o simulado e o observado são causados somente por inexatidão distribuída nas medidas.

Campos Velho (2001) define que problemas inversos pertencem à classe de problemas mal-postos. Define-se um problema bem-posto como sendo aquele que cumpre as três condições abaixo apresentadas:

- (i) Existe solução;
- (ii) A solução é única;
- (iii) A solução tem uma dependência contínua com os dados de entrada.

Assim, o problema é dito mal-posto se alguma das condições acima não é satisfeita. Em geral, nenhuma das condições descritas é satisfeita num problema inverso (CAMPOS VELHO, 2001). A Figura 3 apresenta um esquema simples descrevendo o problema direto e o problema inverso.

Quando utiliza-se a solução do problema inverso para a determinação de parâmetros; este permite a utilização de experiências transientes, dando flexibilidade as condições de contorno experimentais. Como uma vantagem adicional, modelar o problema inverso permite a estimativa simultânea da curva característica e de condutividade num único experimento. As propriedades hidráulicas do solo para isto são supostas serem descritas por um modelo com valores de parâmetros desconhecidos Equação (8) e (16).

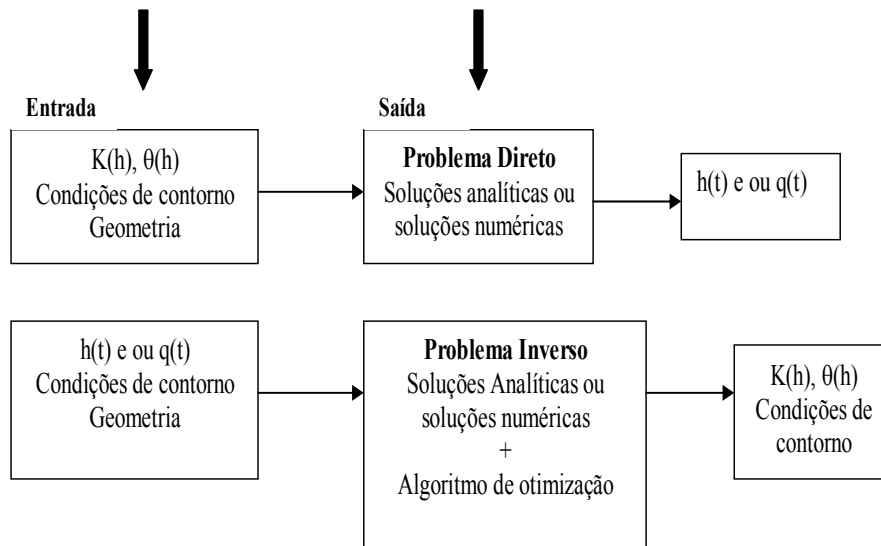


Figura 3 Diagrama do problema direto e problema inverso (VELLOSO, 2000)

Estes parâmetros são definidos como o vetor \mathbf{p} que contem os parâmetros a ser validados, na seguinte forma:

$$\mathbf{p} = [\theta_s, \theta_r, \theta_i, \mathbf{n}_i, \mathbf{K}_s]^T \quad (16)$$

As estimativas iniciais dos parâmetros do sistema \mathbf{p} são designadas utilizando um vetor de estimativa inicial denominado \mathbf{p}_0 , este vetor é avaliado e melhorado iterativamente durante o processo até que um grau desejado de precisão seja obtido.

Os parâmetros são estimados automaticamente combinando os dados calculados pelo modelo $\mathbf{y}(\mathbf{p})$ e os valores observados \mathbf{y}^* . Alguma informação disponível de um experimento, tal como a medição de θ_r , θ_s , \mathbf{K}_s etc. pode ser usada pelo método, estes serão denominados como informação prévia \mathbf{p}^* .

A resposta do sistema é representada por uma solução numérica da equação do fluxo, somada com as características hidráulicas parametrizadas, os parâmetros selecionados no modelo e as condições de contorno e iniciais do experimento.

Finalmente, o desempenho do método inverso depende da confiabilidade de toda a informação disponível em uma função objetivo, e apesar da existência de algumas regras gerais, há um espaço amplo para decisões subjetivas.

2.2.1 Métodos de Estimativa de 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 aproximação geral para estimativa de parâmetros do modelo deve selecionar uma função objetivo $F(p)$ que seja uma medida das diferenças das variáveis medidas e o calculado pelo modelo. O método para determinar os parâmetros é obtido minimizando (ou maximizando, dependendo de como a função é definida) esta função objetivo. Usando o método de mínimos quadrados sugerido como o mais simples por Beck e Arnold (1977), a função objetivo é definida por:

$$F(p) = [y^* - y(p)]^T [y^* - y(p)] = \sum_{i=1}^m r_i^2 \quad (17)$$

onde r_i é o residual, ou seja, a diferença entre o valor observado e o calculado. Se nenhum erro de medida existisse, o valor da função objetivo seria zero. Entretanto, caso somente o modelo seja perfeito, a medição de erros experimentais criará geralmente um valor mínimo, diferente de zero para a função objetivo.

O método de mínimos quadrados funciona quando os erros de observação são distribuídos normalmente, ou seja, são não correlacionados e têm uma variação constante, sendo que as estimativas de mínimos quadrados possuem propriedades estatísticas ótimas (BARD, 1974).

Diversos algoritmos são aplicados na minimização da função objetiva, tais como: o método quasi-newton, o método simplex, o método de Gauss, o método de Maquardt-Levenberg. Em sua otimização, os algoritmos podem confundir um mínimo local com o mínimo global, e assim, não encontrar o melhor conjunto de valores dos parâmetros (HWANG; POWERS, 2003).

2.2.2 Métodos de Solução do Problema Inverso

Para resolver o problema inverso Hopmans et al. (2002) citam três itens fundamentais:

Um ensaio de laboratório ou campo controlado, de fluxo transiente, onde se estabeleçam as condições de contorno e iniciais e obtenham as variáveis medidas.

Um modelo numérico de fluxo que simule o regime de fluxo transiente deste ensaio, e:

Um algoritmo de otimização, que estime os parâmetros desconhecidos \mathbf{p} , tornando mínimas as diferenças entre os valores medidos nos ensaios e o calculado pelo modelo, definidas na função objetivo $\mathbf{F}(\mathbf{p})$ através de uma solução iterativa da equação do fluxo.

A finalidade do algoritmo de otimização, é encontrar o mínimo da função objetivo de forma iterativa atualizando os parâmetros do modelo. Desde que a resposta calculada pelo modelo $\mathbf{y}(\mathbf{p})$ dependa dos parâmetros, o ajuste pode ser melhorado mudando os elementos do vetor \mathbf{p} . A busca para o mínimo ocorre no espaço n-dimensional do parâmetro. Muitas técnicas foram desenvolvidas para resolver o problema proposto (BARD, 1974; BECK; ARNOLD, 1977; KOOL; PARKER; GENUCHTEN, 1987; YEH, 1986). A maioria destes métodos é iterativa, isto é, começam com um vetor de parâmetro inicial \mathbf{p}^0 , e um novo vetor atualizado é calculado em cada iteração. A Equação (18) descreve este procedimento:

$$\mathbf{p}^{k+1} = \mathbf{p}^k + \Delta\mathbf{p}^k \quad k=0,1,2,3\dots \quad (18)$$

Onde k é a iteração e $\Delta\mathbf{p}^k$ é a variação do vetor de parâmetros \mathbf{p}^k . Existem diversos métodos para o cálculo de $\Delta\mathbf{p}^k$, e geralmente ele é descomposto em duas partes:

$$\Delta\mathbf{p}^k = \alpha^k \mathbf{d}^k \quad (19)$$

onde α^k é o tamanho do passo, e \mathbf{d}^k é a direção de busca, também denominado vetor de sentido, o que é determinado de modo tal que a função diminua isto é:

$$\mathbf{F}(\mathbf{p}^{k+1}) < \mathbf{F}(\mathbf{p}^k) \quad (20)$$

Onde $F(\mathbf{p}^{k+1})$ e $F(\mathbf{p}^k)$ são funções objetivas no nível atual e precedente da iteração, respectivamente. O processo iterativo será repetido até que as condições dadas na função objetivo seja reduzida ou algum outro critério de parada seja satisfeitos (ARORA, 1989).

Velloso (2000) resume os passos característicos do algoritmo de otimização. Como segue:

- a) Determinar a estimativa inicial, p_0 ($k = 0$).
- b) Calcular a função objetivo para $p = p^k$.
- c) Determinar a direção de busca, d^k .
- d) Checar o critério de parada do algoritmo. Se satisfeito, parar o processo
- e) iterativo, caso contrário, continuar.
- f) Calcular o tamanho do passo, α^k .
- g) Calcular o vetor de novos parâmetros, p^{k+1} , utilizando a equação (18)
- h) Fazer: $k = k + 1$, voltar ao passo 2.

Uma vantagem da modelagem inversa é que qualquer tipo de dados, sejam eles de campo ou de laboratório, podem ser usados para 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 métodos.

Utilizando dados laboratoriais tem-se: Parker, Kool e Genuchten (1985), que aplicaram a técnica da 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, Enching e Hopmans (1993) modificaram o experimento realizado por Parker, Kool e Genuchten (1985) substituindo o aumento da pressão por vários incrementos, de 6 em 6 horas, totalizando 36 horas. Chen, Hopmans e Grismer (1999) utilizaram um

experimento semelhante, em colunas de solo, Abbaspour, Schulin e Genuchten (1999) em lisímetros.

Já com dados de campo tem-se: Šimůnek e Genuchten (1996), que utilizaram dados de um experimento de infiltração a partir de um infiltrômetro de 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 infiltração no 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 e Hopmans (1993), para que o método inverso seja aplicado com sucesso, ou seja, que as curvas otimizadas estejam bem de acordo com as medidas experimentais deve se 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).

2.3 O modelo Hydrus-1D

O modelo HYDRUS-1D, versão 3.0, desenvolvido por Šimůnek, Genuchten e Sejna (1996) do Departamento de Ciências Ambientais da Universidade de Riverside California, Califórnia, é um pacote de *softwares* para simular o movimento unidimensional de água, calor e solutos em um meio saturado variável. Apesar de ter sua eficiência verificada por diversos casos teste, seu desempenho ainda precisa ser avaliado em condições específicas de campo e de laboratório.

O modelo HYDRUS -1D permite o uso de cinco diferentes modelos analíticos para descrever as propriedades hidráulicas, i) o modelo de Brooks e

Corey (1964); ii) o modelo de Genuchten -Mualem (GENUCHTEN, 1980 e MUALEM, 1976); iii) o modelo Genuchten modificado de Vogel e Císlerová (1988); iv) o modelo de Kosugi (1996), e v) o modelo de Durner (1994) que considera porosidade dual.

2.3.1 Rotina para dinâmica da água

O movimento uniforme de água, unidimensional, em um meio poroso, parcialmente saturado é descrito por uma forma modificada da Equação de Richards, pela qual não se considera, no fluxo do líquido, os efeitos da fase gasosa e também desconsidera-se o efeito do gradiente térmico no fluxo da água Equação (21):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad (21)$$

em que:

h = potencial mátrico da água no solo, L;

θ = teor volumétrico de água, $L^3 L^{-3}$;

t = tempo, T;

x = coordenada espacial, L;

S = termo de sumidouro, $L^3 L^{-3} T^{-1}$;

α = ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical (ou seja, $\alpha = 0^\circ$ para fluxo vertical, 90° para fluxo horizontal e $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ para fluxo inclinado);

K = condutividade hidráulica do solo não-saturado, $L T^{-1}$, obtida pela Equação.

(22):

$$\mathbf{K}(\mathbf{h}, \mathbf{x}) = \mathbf{K}_0(\mathbf{x})\mathbf{K}_r(\mathbf{h}, \mathbf{x}) \quad (22)$$

em que:

\mathbf{K}_0 = condutividade hidráulica do solo saturado, $L T^{-1}$;

\mathbf{K}_r = condutividade hidráulica relativa do solo não-saturado, $L T^{-1}$.

As propriedades hídricas de um solo não-saturado, $\theta(h)$ e $K(h)$, da eq.24, são de maneira geral funções não lineares do potencial mátrico. O modelo HYDRUS-1D permite o uso de 5 modelos analíticos para as propriedades hídricas: Brooks e Corey (1966), Genuchten (1980), Vogel e Císlerová (1988), Kosugi (1996) e Durner (1994).

As funções de retenção de água no solo, $\theta(h)$ e a condutividade hidráulica $K(h)$, estão de acordo com Brooks e Corey (1966).

Os parâmetros α , n e l no modelo HYDRUS-1D são considerados coeficientes empíricos afetando o formato das funções físico-hídricas. O modelo HYDRUS-1D também implementa uma função físico-hídrica de Genuchten (1980), que utilizou o modelo estatístico de distribuição de tamanho de poros de Mualem (1976) para obter uma predição por meio de uma função de condutividade hidráulica não-saturada em termos dos parâmetros de retenção de água no solo.

Um terceiro grupo de equações implementadas pelo modelo HYDRUS-1D, diz respeito a Vogel e Císlerová (1988) que modificaram as equações de Genuchten (1980) para adicionar flexibilidade nas descrições das propriedades físico-hídricas próximas da saturação. A retenção de água no solo $\theta(h)$ e a condutividade hidráulica do solo não-saturado $K(h)$, das funções de Vogel e Císlerová (1988), são dadas pelas Equações (23) e (24):

$$\theta(\mathbf{h}) = \begin{cases} \theta_a + \frac{\theta_m - \theta_a}{[1 + (\alpha \cdot \mathbf{h})^n]^m} & \mathbf{h} < \mathbf{h}_s \\ \theta_s & \mathbf{h} < \mathbf{h}_s \end{cases} \quad (23)$$

$$\mathbf{K}(\mathbf{h}) = \begin{cases} \mathbf{K}_0 \cdot \mathbf{K}_r(\mathbf{h}) & \mathbf{h} \leq \mathbf{h}_k \\ \mathbf{K}_k + \frac{(\mathbf{h} - \mathbf{h}_k)(\mathbf{K}_s - \mathbf{K}_k)}{\mathbf{h}_s - \mathbf{h}_k} & \mathbf{h}_k < \mathbf{h} < \mathbf{h}_s \\ \mathbf{K}_s & \mathbf{h} \geq \mathbf{h}_s \end{cases} \quad (24)$$

em que, respectivamente, são:

$$\mathbf{K}_r = \frac{\mathbf{K}_k}{\mathbf{K}_s} \left(\frac{\mathbf{S}_e}{\mathbf{S}_{ek}} \right) \left[\frac{\mathbf{F}(\theta_r) - \mathbf{F}(\theta)}{\mathbf{F}(\theta_r) - \mathbf{F}(\theta_{kr})} \right]^2$$

$$\mathbf{F}(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_a}{\theta_m - \theta_a} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m$$

$$\mathbf{S}_{ek} = \frac{\theta_k - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

As equações acima permitem, para um valor mínimo de capilaridade, não igual a zero, \mathbf{h}_s , trocar o parâmetro θ_s da função de Genuchten (1980) por

um parâmetro fictício e extrapolado, denominado de θ_m , o qual é um pouco superior a θ_s . Enquanto essa mudança de θ_s para θ_m tem pouco ou nenhum efeito na curva de retenção de água no solo, o efeito no formato e valor da função da condutividade hidráulica pode ser considerável, especialmente para solos de textura fina quando o valor de “n” é muito pequeno.

Para aumentar a flexibilidade da expressão analítica, o parâmetro θ_r da função de retenção é substituído por outro parâmetro fictício e extrapolado denominado de θ_a , do qual se pode dizer que: $\theta_a \leq \theta_r$. A aproximação mantém o significado físico de que θ_r e θ_s são quantidades mensuráveis.

A equação assume que a função prevista para condutividade hidráulica é acertada para um valor medido de condutividade hidráulica, $K_k = K(\theta_k)$, para alguns valores de umidade volumétrica, θ_k , menor ou igual ao valor de saturação, ou seja, $\theta_k \leq \theta_s$ e $K_k \leq K_s$ (LUCKNER; GENUCHTEN; NIELSEN, 1989; VOGEL; CÍSLEROVÁ, 1988).

A versão 3.0 do modelo HYDRUS-1D permite que as propriedades físico-hídricas do solo também possam ser definidas de acordo com Kosugi (1996), que sugere a seguinte distribuição lognormal Equação (25):

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left\{ \frac{\ln(h/\alpha)}{\sqrt{2n}} \right\} & h < 0 \\ 1 & h \geq 0 \end{cases} \quad (25)$$

O HYDRUS -1D que foi a ferramenta numérica utilizada neste trabalho utiliza o método proposto por Maquart (1963) quem propôs um método muito eficaz, qual se tornou um padrão para a solução de problemas não-lineares com

mínimos quadrados (FINSTERLE; PRUESS, 1995; KOOL; PARKER; GENUCHTEN, 1987; ŠIMŮNEK; GENUCHTEN, 1996). Chamado geralmente de *método de Marquardt-Levenberg*, esse método representa a união entre o método de Gauss-Newton e o Máximo declive. Como a parte da solução inversa o HYDRUS produz uma matriz de correlação que especifica o grau de correlação entre os parâmetros a serem estimados. A matriz de correlação quantifica as mudanças nas predições do modelo causadas por mudanças pequenas na estimativa final de um parâmetro particular. Um valor de ± 1 sugere uma correlação linear perfeita visto que 0 não indica nenhuma correlação em tudo. Beck e Arnold (1977) seguem que um valor maior do que 0,9 indica alta correlação. A matriz de correlação pode ser usada para selecionar os parâmetros, que vão ser mantidos constantes no processo da estimação de parâmetros por causa da correlação elevada.

2.4 Infiltração

Segundo Or e Wraith (1997) uma importante classe de evento de fluxo no solo envolve a entrada de água através da superfície do solo, esse processo é conhecido como infiltração. A taxa de infiltração relativa à taxa de suprimento de água determina quanto de água pode entrar no solo e quanto pode ser acumulada na superfície e talvez causar escoamento superficial. A frente de molhamento avança dentro do solo seco em resposta ao potencial mátrico e a ao gravitacional. Baseando-se em observações de campo a taxa de infiltração (denominada de i) depende do conteúdo inicial de água no solo, da condutividade hidráulica da superfície do solo, do tempo gasto desde o início da aplicação de água, e da existência de camadas de impedimento e outras heterogeneidades dentro do perfil do solo. Em muitos solos a taxa de infiltração (i) é maior no início da infiltração e decresce com o tempo até que uma taxa

constante final (if) seja alcançada. Este comportamento também é refletido na infiltração acumulada (I) que tem um rápido incremento no volume infiltrado a curto espaço de tempo, que decresce gradualmente até uma taxa quase linear de infiltração acumulada a longos tempos.

2.4.1 Infiltrômetro de duplo anel

Consiste de dois anéis que são posicionados de forma concêntrica no solo. O interno deve apresentar diâmetro da ordem de 300 mm e o externo de 600mm, sendo ambos com altura de aproximadamente 300 mm. Os anéis cujas bordas devem ser bizeladas, são cravados verticalmente no solo deixando-se uma borda livre ligeiramente superior a 150 mm. O anel externo tem como finalidade reduzir o efeito da dispersão lateral da água infiltrada do anel interno. Assim, a água do anel interno infiltra no perfil do solo em uma direção predominantemente vertical, o que evita superestimativa da taxa de infiltração. Durante a realização do ensaio deve-se manter uma lâmina de 30 a 50 mm no cilindro interno sendo a altura da lâmina de água medida com uma régua colocada verticalmente dentro do anel interno em intervalos de tempos regulares. No anel externo, a lâmina de água deve ser mantida apenas para assegurar que o processo de infiltração não sofra interrupção e, conseqüentemente, ocorra dispersão lateral da água infiltrada a partir do anel interno. O ensaio deve ser realizado até que a taxa de infiltração, observada no anel interno, torne-se aproximadamente constante com o tempo.

2.5 Reflectometria no Domínio da Frequência (FDR)

A medida da constante dielétrica dos solos através da técnica de Reflectometria no Domínio da Frequência (FDR = Frequency Domain

Reflectometry) é obtida inserindo-se no solo uma sonda que, ao contato com o solo, forma um capacitor. Quando a voltagem é aplicada na sonda, a frequência pode ser medida e varia de acordo com a constante dielétrica do solo (NAVARRO et al., 2006). A técnica FDR também mede de forma indireta o teor de umidade do solo, que pode ter sua variação detectada por intermédio da variação de frequência do circuito elétrico que é formado quando se conecta a sonda junto a um oscilador.

As principais vantagens desse método são:

- a) flexibilidade no design de sondas;
- b) poder ser conectado a conectores convencionais;
- c) baixo custo em relação a outros métodos (por exemplo, o TDR) para medições em vários locais;
- d) baixo consumo de energia.

Em contrapartida, as principais desvantagens desse método são:

- a) sensibilidade à variação de temperatura;
- b) necessidade de calibração específica para cada tipo de solo;
- c) necessidade de uma instalação cuidadosa para evitar lacunas de ar, pois a região de influência das sondas FDR é pequena;
- d) pesquisas têm mostrado a existência de uma grande dispersão nos resultados obtidos.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização da área experimental

O experimento foi conduzido em uma lavoura de café da Universidade Federal de Lavras, em Lavras - MG, a 21°14' latitude sul e 45°00' de longitude oeste, que foi implantada em abril de 2007 em área, com altitude média de 910 m, onde predomina um Latossolo Vermelho-escuro distroférico, textura argilosa a muito argilosa. O clima Cwa (Koppen), apresenta verões brandos e chuvosos, precipitação pluviométrica média anual de 1.530 mm, temperatura de 19,4 °C e umidade relativa média de 76% (BRASIL, 1992).

3.2 Curva característica de retenção de água no solo

A curva característica de retenção de água no solo foi determinada para as camadas de 0-20, 20-60 e 60-100 cm, utilizando-se o método da dessorção de água, em amostras com estrutura indeformada. Com os dados obtidos foram construídas as curvas de retenção (tensão *versus* umidade volumétrica) de água no solo. Utilizando-se a ferramenta Solver em uma planilha do Excel segundo metodologia desenvolvida por Wraith e Or (1998), as curvas de retenção foram ajustadas ao modelo de Genuchten (1980).

Com o intuito de validar os dados de umidade obtidos com a sonda de umidade FDR foram coletados pares de valores de umidade e potencial mátrico no campo para isso foram instalados 5 tubos de acesso para a sonda de umidade Profile Probe PR2 com sensores de umidade a 10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm, e tensiômetros as profundidades de 20, 40 e 90, o perfil foi saturado e coberto com lona plástica para evitar evaporação e foram realizadas leituras de umidade e potencial mátrico por período de dois meses de 22 de março a 22 de maio.

Na Tabela 3 são apresentadas as curvas de retenção obtidas para as três profundidades estudadas.

Tabela 3 Curvas de retenção ajustadas para as três profundidades do solo em estudo

Profundidade (cm)	Curva ajustada
0-20	$\theta(h) = 0.3005 + (0.5416 - 0.3005) \cdot \left[1 + (0.1653 h)^{1.2848}\right]^{-0.2217}$
20-60	$\theta(h) = 0.2788 + (0.6119 - 0.2788) \cdot \left[1 + (0.1692 h)^{1.5872}\right]^{-0.3699}$
60-100	$\theta(h) = 0.3002 + (0.6260 - 0.3002) \cdot \left[1 + (0.1635 h)^{1.5051}\right]^{-0.3356}$

3.3 Determinação infiltração acumulada e frente de molhamento

Para a obtenção dos dados de infiltração acumulada e frente de molhamento foram realizados três teste de infiltração em locais diferentes com infiltrômetro de duplo anel com anel interno com diâmetro de 30 cm e anel externo com diâmetro de 60 cm e ambos com 30 cm de altura. O uso de dois cilindros foi necessário para que a água colocada no cilindro interno (onde foram realizadas as medições) infiltrasse apenas na direção vertical. O mesmo foi cravado a uma profundidade de 15 cm no solo na linha de plantio em um plantio de café para evitar solo compactado. No centro do anel interno foi instalado um tubo de acesso para a sonda de umidade FDR (Profile Probe PR2, Delta-T Devices Ltd) com 6 sensores de umidade nas profundidades de 10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm, a mesma foi conectada a uma central de aquisição de dados modelo (DL6 Soil Moisture Logger, Delta-T Devices), que estava conectada a um computador portátil pelo software DeltaLink-PC versão 2.3.1 que permitia a visualização e acompanhamento da frente de molhamento nas profundidade do sensores, o valores de umidade foram armazenados a cada 10 segundos. Antes do início do teste de infiltração foram obtidas as condições de umidade inicial do

solo nas profundidades dos sensores, e logo em seguida este foi levantado 5 cm para a obtenção das condições iniciais nas profundidades intermediárias (5, 15, 25, 35, 55, 95 cm). Nas Figuras 4(a) e (b) observar-se a instalação do tubo de acesso e os equipamentos utilizados para a determinação da umidade e da frente de molhamento.



Figura 4 Instalação do tubo de acesso (a), equipamentos utilizados e representação esquemática da FDR e seus sensores (b)

3.4 Modelagem inversa

A técnica de modelagem inversa foi aplicada para a obtenção da condutividade hidráulica saturada a partir da minimização de uma função objetivo formulada usando-se os dados de infiltração acumulada pelo Hydrus-1D.

Para a estimativa pelo método inverso dos valores de K_s nas profundidades de 20, 40 e 90 cm, para os testes T1, T2 e T3, foram realizadas simulações no Hydrus-1D, no modo inverso. O software HYDRUS-1D requer para a simulação inversa as mesmas informações que para o problema direto, que é o tempo de simulação, informação geométrica (perfil do solo com 100 cm de profundidade), as condições iniciais e as condições de contorno, mais as estimativas iniciais dos parâmetros, a posição dos pontos de observação e o tempo medido com os correspondentes dados.

O tempo de simulação foi variável para cada teste sendo de 40 minutos no T1, 18 minutos para o T2 e de 30 minutos para o T3, foram utilizados três “chutes iniciais” para os valores da condutividade hidráulica saturada nas três profundidades nos diferentes testes de infiltração segundo Šimůnek, Genuchten e Sejna (2009), é recomendável rodar o programa com diferentes estimativas iniciais para verificar se o programa de fato converge para o mesmo mínimo global na função objetivo, evitando assim possíveis problemas relacionados a convergência e unicidade do solução inversa. Na Figura 5 observa-se a janela inicial do software HYDRUS-1D com uma visão geral do software.

Na mesma observa-se a opção pela obtenção dos parâmetros hidráulicos do solo pelo método inverso e definição do número máximo de interações e o número de pontos na função objetivo.

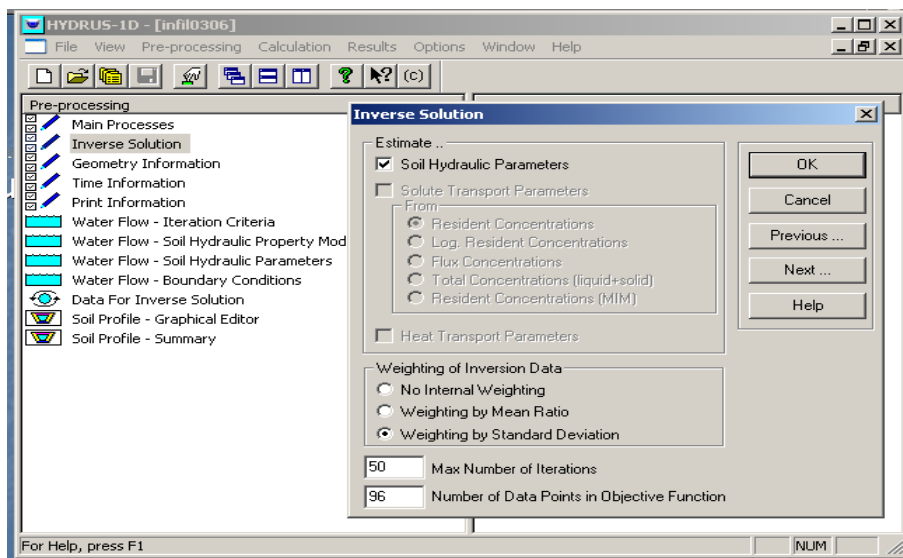


Figura 5 Visão geral do software e a opção pela obtenção dos parâmetros hidráulicos do solo pelo método inverso

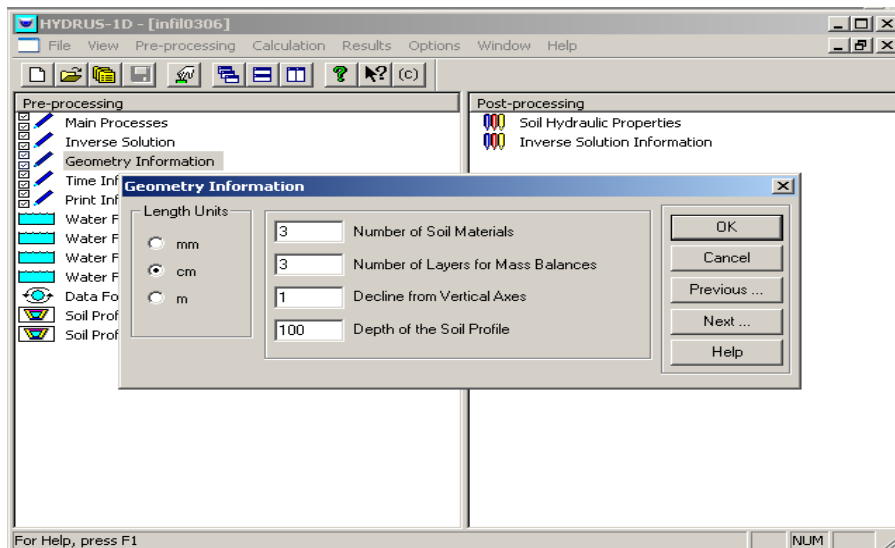


Figura 6 Informações geométricas, profundidade e inclinação do perfil do solo

Na figura 6 observa-se a janela para determinação das informações geométricas, número de camadas do solo, profundidade do perfil e inclinação do eixo vertical o software permite que o usuário escolha entre um perfil do solo vertical ou horizontal.

Qualquer inclinação do perfil do solo é permitida. A inclinação é especificada em termos de cosseno do ângulo entre o eixo vertical e o eixo do perfil do solo. Seu valor é igual a um para colunas de solo vertical e zero para colunas de solo horizontal.

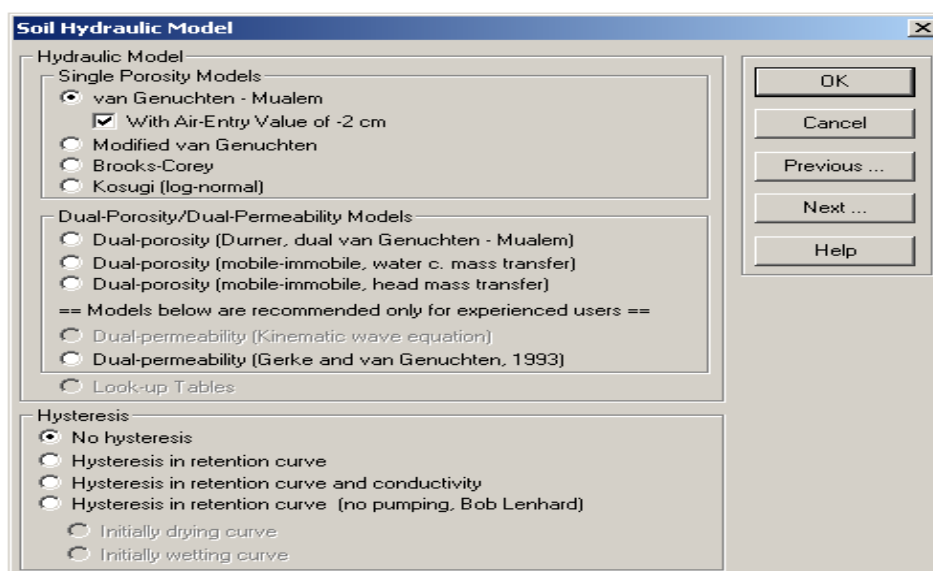


Figura 7 Modelo utilizado para a descrição da curva de retenção

O modelo utilizado para descrição da curva de retenção foi o de van Genuchten sem considerar o fenômeno da Histerese Figura 7.

A condição de contorno superior foi considerada como potencial mátrico constante, e gradiente de potencial mátrico igual a zero (drenagem livre), como

condição de contorno inferior, estando às condições iniciais do solo determinadas pelos potenciais matriciais como pode se observar na Figura 8.

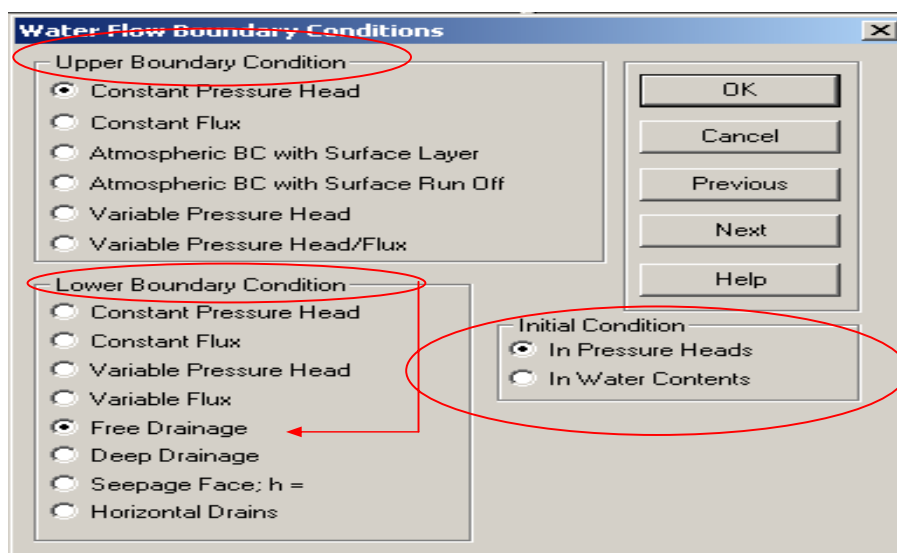


Figura 8 Escolha das condições de contorno utilizadas na simulações

A função objetivo foi definida a partir dos dados de infiltração acumulada dos três testes de infiltração, na Figura 9 pode se observar a definição da mesma no HYDRUS-1D sendo X os valores de tempo em minutos, Y a infiltração acumulada em cm.

As simulações foram conduzidas considerando se um perfil de solo de 100 cm de profundidade, com três camadas, 1ª camada de 0-20 cm, 2ª camada de 20 a 60 cm e 3ª camada de 60 a 100 cm. Foram utilizadas as curvas de retenção das camadas de 0-20 cm para a primeira camada, 20-60 cm para a segunda camada e de 60-100 cm para a terceira camada nos três testes de infiltração como pode se observar na Figura 10.

	X	Y	Type	Position	Weight
1	0.57	-2	0	1	1
2	2.42	-4	0	1	1
3	3.46	-6	0	1	1
4	4.5	-8	0	1	1
5	6	-10	0	1	1
6	7.08	-12	0	1	1
7	8.22	-14	0	1	1
8	9.35	-16	0	1	1
9	10.54	-18	0	1	1
10	12.1	-20	0	1	1
11	13.22	-22	0	1	1
12	16.07	-24	0	1	1
13	17.5	-26	0	1	1

Figura 9 Definição da função objetivo utilizada para estimar os valores de Ks

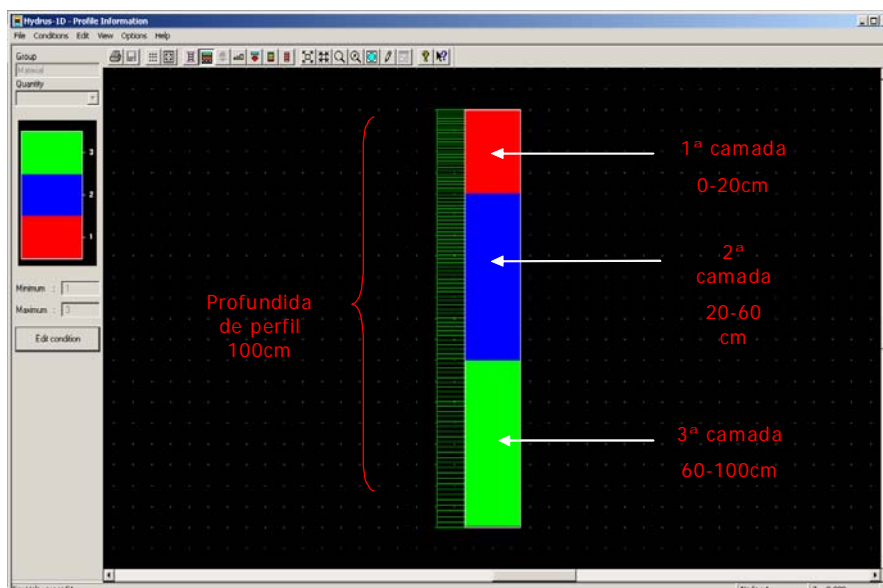


Figura 10 Distribuição de camadas do solo utilizadas para obtenção do Ks pelo método inverso

O perfil do solo foi discretizado em 101 nodes com densidade de 0,5 para os nodes superiores como mostrado na Figura 11. Na Figura 12 observa-se a distribuição dos potenciais mátricos na condição inicial.

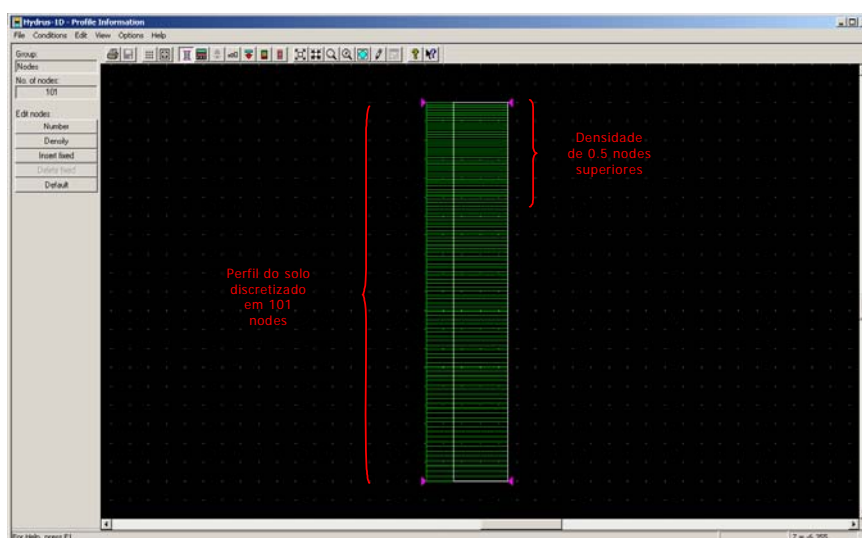


Figura 11 Discretização do perfil do solo utilizadas para obtenção do K_s



Figura 12 Condição inicial com distribuição dos potenciais mátricos no perfil do solo utilizadas nas simulações

No Gráfico 1 observa-se as condições iniciais utilizadas para a obtenção do K_s pelo método inverso. Como condição inicial foram utilizados os valores de umidade nas profundidades de 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 55, 60, 95 e 100 cm que foram obtidas no campo, com a sonda de umidade FDR (Profile Probe PR2), antes dos testes de infiltração. Os valores de umidades obtidos no campo em algumas profundidades estavam abaixo da umidade residual obtida no laboratório para a respectiva profundidade, para esses casos a umidade na profundidade foi considerada igual ao valor da umidade residual acrescida de 10%. Como os valores de umidade obtidos com a sonda de umidade são pontuais e o software necessita de valores contínuos de umidade a cada centímetro para a discretização do perfil utilizada nas simulações, utilizou-se uma spline cúbica para gerar o perfil de umidade do solo a cada centímetro como pode-se observar no Gráfico 1(a).

Devido a problemas de convergência das simulações quando realizadas com a condição inicial em conteúdo de água no HYDRUS -1D, e para garantir maior estabilidade do software, as condições iniciais obtidas em conteúdo de água para os três testes de infiltração foram transformadas em potencial mátrico com o uso da curva de retenção obtida para cada camada como pode-se observar no Gráfico 1(b). No APÊNDICE A observam-se os valores de potencial mátrico utilizados como condição inicial.

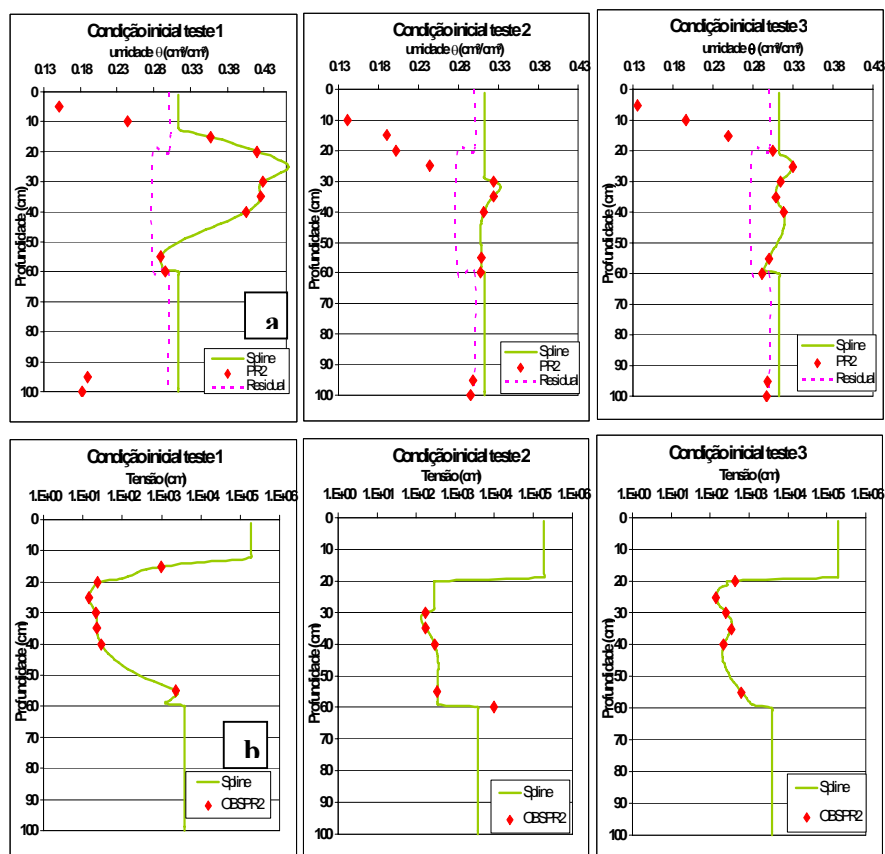


Gráfico 1 (a) valores de umidade obtidos no campo com FDR (Profile Probe PR2), umidade residual para cada camada e spline da umidade em todo o perfil. (b) valores de umidade convertidos em potencial mátrico, e spline do potencial mátrico em todo o perfil do solo utilizados nas simulações

3.4.1 Valores de condutividade hidráulica saturada utilizados para simulação

Seguindo a recomendação de segundo Šimůnek, Genuchten e Sejna (2009), que deve-se executar o programa com diferentes estimativas iniciais para

verificar se o programa de fato converge para o mesmo mínimo global na função objetivo, evitando assim possíveis problemas relacionados a convergência e unicidade da solução inversa, as simulações para cada teste foram realizadas com três estimativas iniciais diferentes para cada uma das três profundidades sendo a primeira estimativa para a condutividade hidráulica saturada 0,6, 0,55 e 0,5 cm min^{-1} a segunda estimativa 0,8, 0,75 e 0,7 cm min^{-1} e terceira estimativa 1,2, 1,0 e 0,95 cm min^{-1} para as camadas de 0-20, 20-60 e 60-100 cm respectivamente.

3.4.2 Avaliação do Efeito da variação nos dados de entrada na estimativa do K_s

Com o objetivo de avaliar os efeitos da variação da condição inicial e da infiltração acumulada na estimativa do K_s , os valores da condição inicial, e da infiltração acumulada sofreram variações de -10% a + 10%, para os dados obtidos pelo teste T3. As otimizações com variação na infiltração acumulada e na condição inicial foram repetidas três vezes com diferentes “chutes iniciais” para o K_s .

3.5 Índices de desempenho do modelo

Para avaliar a concordância entre os valores calculados e os observados, foram utilizados diferentes critérios estatísticos: índice de concordância de Willmott (d); erro máximo (Emax); erro absoluto médio (EAM); raiz quadrada do erro médio normalizado (RQEM); coeficiente de determinação (CD); coeficiente de massa residual (CMR); e eficiência (E). Esses indicadores foram obtidos a partir das Equações (26) a (33).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i + \bar{O}|)^2} \right] \quad (26)$$

$$EMAX = \max(O_i - P_i)_{i=1}^n \quad (27)$$

$$EAM = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - P_i| \right] \quad (28)$$

$$SSQ = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 \right]^{0.5} \quad (29)$$

$$RQEM = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 \right]^{0.5} \cdot \left(\frac{100}{O} \right) \quad (30)$$

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2} \quad (31)$$

$$CMR = \left[\frac{\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n O_i} \right] \quad (32)$$

$$E = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \right] \quad (33)$$

Sendo P_i = dados padrão, obtidos nos ensaios experimentais;

O_i = dados simulados pelo modelo Hydrus-1D;

n = número de observações; e

\bar{O} = média dos valores simulados.

3.6 Determinação da condutividade hidráulica não saturada

Os valores de K_s estimados pelo problema inverso do Hydrus 1D, com dados dos testes T1, T2 e T3, e os parâmetros da curva de retenção de água no solo da tabela 3, foram utilizados para cálculo, em cada uma das camadas de solo considerada, das curvas de condutividade hidráulica não saturada. No cálculo das curvas de condutividade hidráulica não saturada em função do conteúdo volumétrico de água do solo foi utilizada a Equação (9). A Equação (34), dada a seguir, foi utilizada no cálculo das curvas de condutividade hidráulica não saturada em função do módulo do potencial mátrico:

$$K(h) = K_s \cdot \frac{\left[1 - (\alpha \cdot |h|)^{n-1} \cdot \left[1 + (\alpha \cdot |h|)^n \right]^{-m} \right]^2}{\left[1 + (\alpha \cdot |h|)^n \right]^{\frac{m}{2}}} \quad (34)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Adequação das curvas de retenção utilizadas no problema inverso

Nos Gráficos 2, 3 e 4, pode se comparar, para as camadas de 0-20, 20-60 e 60 a 100 cm, a curva de retenção de água, calculada pelo modelo de Genuchten (1980) usando os parâmetros da Tabela 3, com pares de valores de umidade volumétrica, determinados com a sonda FDR, versus tensão matricial, determinados simultaneamente em tensiômetros instalados próximos da sonda.

Em todas as três camadas, houve um bom ajuste entre os pares de valores de tensão matricial e umidade volumétrica obtidos no campo e as curvas ajustadas aos dados de laboratório. Este bom ajuste é indicativo da adequação dos parâmetros (θ_s , θ_r , α e n), dados na tabela 3, que foram aplicados no problema inverso.

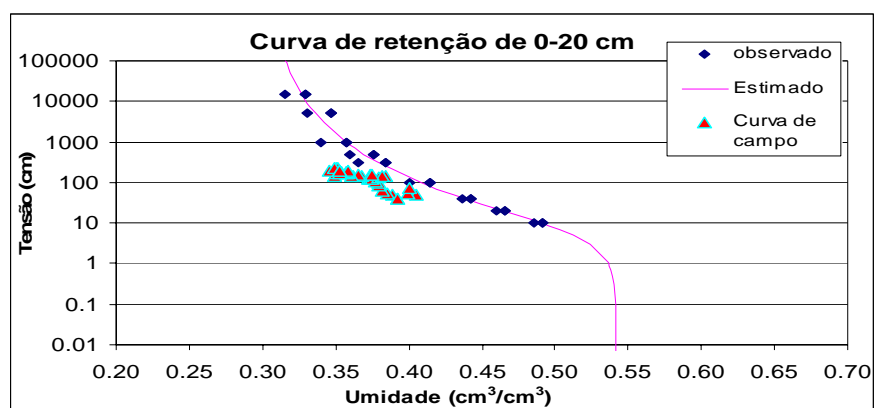


Gráfico 2 Curvas de retenção de água no solo obtidas no laboratório e no campo para a camada de 0-20 cm do Latossolo Vermelho Distroférico Típico

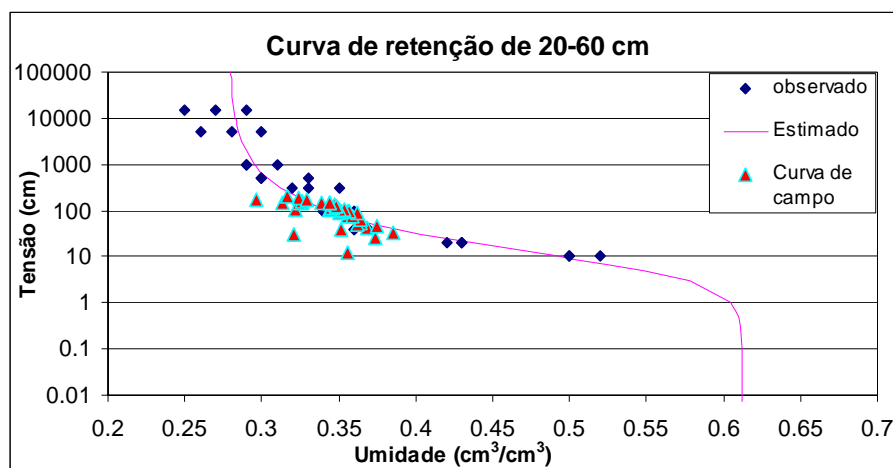


Gráfico 3 Curvas de retenção de água no solo obtidas no laboratório e no campo para a camada de 20-60 cm do Latossolo Vermelho Distroférico Típico

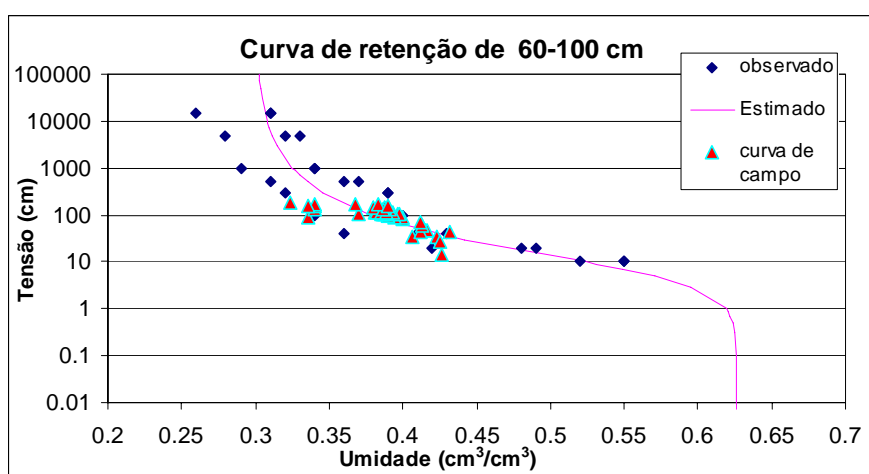


Gráfico 4 Curvas de retenção de água no solo obtidas no laboratório e no campo para a camada de 60-100 cm do Latossolo Vermelho Distroférico Típico

Apesar do longo período de coleta dos dados de campo (cerca de três meses) somente uma estreita faixa de valores de tensão matricial (10 a 200 cm ca) e umidade (de 0,297 a 0,432 cm³ cm⁻³) foi coberta pelos dados de campo. Esta desproporcionalidade ilustra a limitação da utilização desta técnica.

4.2 Definição da função objetivo

A função objetivo do problema inverso formulado para o Hydrus-1D foi definida com base em pares de valores de tempo acumulado desde o início da infiltração e da correspondente lâmina infiltrada acumulada. Em decorrência das dificuldades impostas pelo conhecimento limitado do perfil do solo, que só nos permitiu a descrição das suas propriedades até a profundidade máxima de 100 cm, os pares de valores utilizados na função objetivo foram limitados ao intervalo de tempo no qual a frente de molhamento atingiu a profundidade de 60 cm. Uma margem de segurança de 40 cm no posicionamento da frente de molhamento foi utilizada de forma a assegurar que, nas simulações numéricas a frente molhada nunca atingisse uma profundidade maior que 100 cm.

Nos Gráficos 5, 6 e 7 são apresentadas a curva de infiltração acumulada e o avanço da frente de molhamento determinados em cada um dos três testes realizados. Em decorrência do limite imposto ao avanço da frente de molhamento, no teste T1 a função objetivo foi limitada a um conjunto de 33 pares de valores, no teste T2 a um conjunto de 13 pares de valores e no teste T3 a um conjunto de 23 pares de valores (APÊNDICE A).

Na descrição da função objetivo a ser utilizada pelo HYDRUS 1D, além dos pares de valores de tempo acumulado desde o início da infiltração e da correspondente lâmina infiltrada acumulada, foi estabelecido um número máximo de 60 interações e atribuído a todos os pares de valores da curva de infiltração o mesmo peso 1 por se tratarem de dados do mesmo tipo.

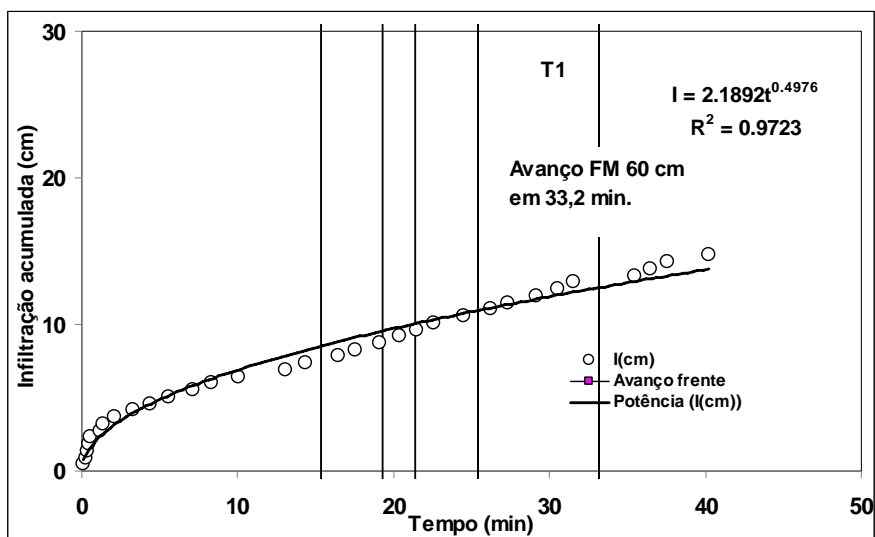


Gráfico 5 Curva de infiltração acumulada e avanço da frente de molhamento para o teste T1

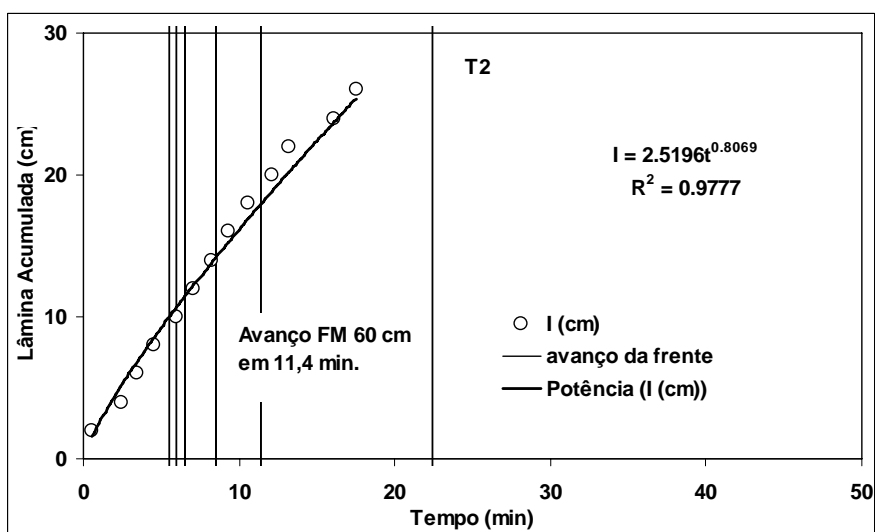


Gráfico 6 Curva de infiltração acumulada e avanço da frente de molhamento para o teste T2

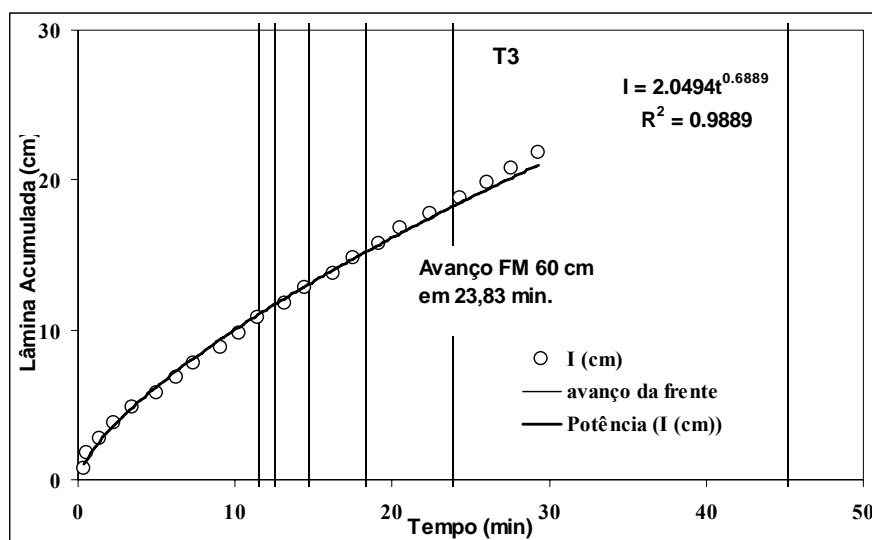


Gráfico 7 Curva de infiltração acumulada e avanço da frente de molhamento para o teste T3

4.3 Condutividades hidráulicas saturadas do problema inverso do HYDRUS-1D

No Gráfico 8 são apresentados, para as profundidades de 0- 20, 20-60 e 60-100 cm, os valores de K_s (em cm min^{-1}) estimados pelo Hydrus – 1D com base nos valores observados em cada um dos três testes de infiltração realizados. Os valores estimados de K_s variaram entre 0,71 e 1,45 cm min^{-1} , para acamada de 0-20 cm, entre 0,20 e 1,30 cm min^{-1} , para acamada de 20-60 cm, e entre 0,2 e 0,85 cm min^{-1} , para a camada de 60-100 cm. A variação nos valores de K_s estimados reflete a grande variabilidade espacial que este parâmetro apresenta. Segundo Warrick e Nielsen (1980), o CV das propriedades físicas de um solo pode variar de 10 até 1000%, dependendo da propriedade do solo considerada.

Os valores de K_s obtidos para as camadas de 20-60 e 60-100 cm estão de acordo com dados de condutividade hidráulica saturada citados na literatura

para Latossolo Vermelho Distroférico. Carvalho (2007) obtiveram para um Latossolo Vermelho Distrófico argissólico nas camadas de 20-40 e 60-90 cm valores de K_s de $1,565 \text{ cm min}^{-1}$ e $1,07 \text{ cm min}^{-1}$ respectivamente, Oliveira et al. (2005) obtiveram valores de K_s em um Latossolo Vermelho Distrófico na região de Lavras-MG de $0,049$, $0,381$ e $0,2 \text{ cm min}^{-1}$ para as camadas de 0-20, 20-40 e 40-60 cm respectivamente.

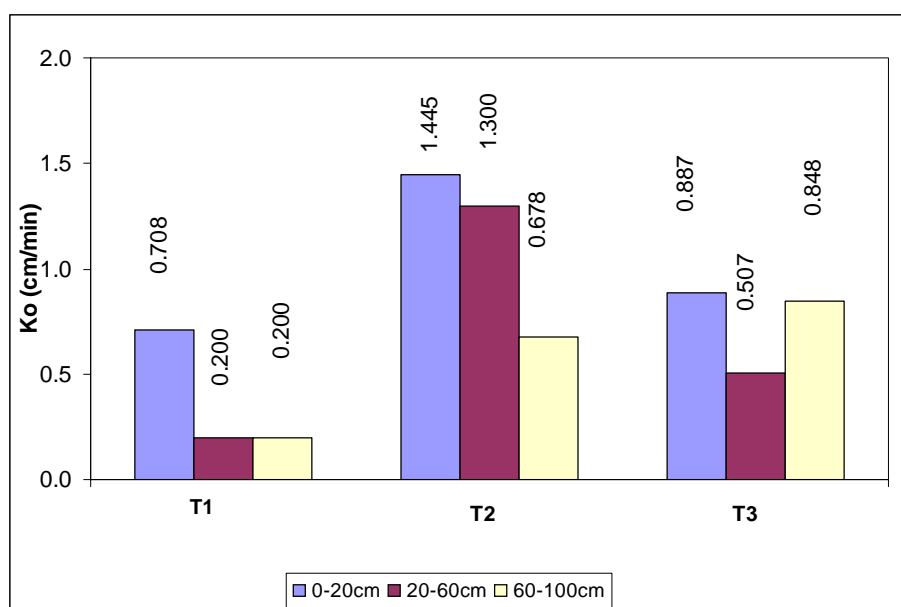


Gráfico 8 Valores de K_s , para as profundidades de 0- 20, 20-60 e 60- 90 cm, estimados pelo Hydrus – 1D com base em três testes de infiltração (T1,T2, e T3)

Em todas as camadas, as menores estimativas de K_s fornecidas pelo Hydrus – 1D, foram baseadas nos valores observados durante o teste T1. Este fato é compatível com os valores apresentados no Gráfico 5, que mostram para o teste T1 os menores valores de lâmina acumulada (14,7 mm em 40 min versus 26 mm em 17,5 min, no teste 2, e 21,8 mm em 30 min no teste 3) e um avanço

mais lento da frente de molhamento (32,2 minutos para 60 cm no teste T1 versus 11,4 minutos para 60 cm no teste T2 e 23,8 minutos para 60 cm no teste T3).

Os maiores valores de condutividade hidráulica saturada para as camadas de 0-20 e 20-60 cm foram obtidos com os dados observados no teste T2. No Gráfico 6 é possível constatar que, durante o Teste 2, o tempo de avanço da frente molhamento ao longo da camada de 0-20 cm foi de apenas 6 minutos e que o avanço da frente ao longo da camada de 20-60 foi de 5,4 minutos (a frente de molhamento atingiu a profundidade de 60 cm 11,4 min após o início da infiltração). Já para a camada de 60-100 cm, o tempo de avanço da frente de molhamento foi maior, ficando em torno de 11 minutos, ou seja, praticamente o dobro do tempo de avanço observado na camada anterior. Para condições similares de umidade inicial, o aumento de 50% no tempo de avanço seria justificado por um valor da condutividade hidráulica saturada dessa camada 50% menor que o da camada anterior.

Em comparação com os demais testes, o comportamento da lâmina infiltrada acumulada registrado durante o teste T2 também reflete um maior valor de condutividade hidráulica neste local. Gráfico 6 constata-se que, ao longo do teste T2, um valor acumulado de 20 mm da lâmina infiltrada foi atingido em apenas 12 min. No teste T1 o limite de 20 cm de lâmina infiltrada não chegou a ser atingido (lâmina infiltrada máxima de 14,7 mm aos 40 min, conforme Gráfico 5) e no teste T3 (Gráfico 8) o limite de 20 cm de lâmina infiltrada só foi atingido aos 27,5 min, ou seja, 15 minutos a mais que os 12 min observados no teste T2.

4.4 Adequação da formulação do problema inverso proposto

A unicidade da solução do problema inverso proposto pode ser avaliada por meio de gráficos de superfície de resposta da função objetivo calculados

para diferentes combinações de pares de valores dos parâmetros a serem otimizados.

No Gráfico 9 (a) é apresentada a superfície de resposta correspondente ao valor do logaritmo, de base dez, da soma dos quadrados dos resíduos (SSQ equação 29), dos valores de lâmina acumula correspondentes aos 23 valores de tempo da função objetivo do teste T3, computados para diferentes combinações de pares de valores da condutividade hidráulica saturada nas camadas de 0-20 e 20-60 cm. Na elaboração deste gráfico o valor da condutividade hidráulica saturada na camada de 60-100 cm, foi mantido constante e igual a $0.848 \text{ cm min}^{-1}$, que, conforme indicado no Gráfico 8, foi o valor otimizado obtido no teste T3. O formato da superfície de resposta mostrado Gráfico 9(a) indica a ocorrência de um mínimo global, correspondente aos pares $K_s = 0.887 \text{ cm min}$ para a camada de camadas de 0-20 cm e $K_s = 0.507 \text{ cm min}$ para a camada de camadas de 20-60 cm, que permite concluir que o problema inverso proposto foi adequadamente definido para estimativa destes pares de parâmetros (K_s . De 0-20 cm e K_s de 20-60 cm).

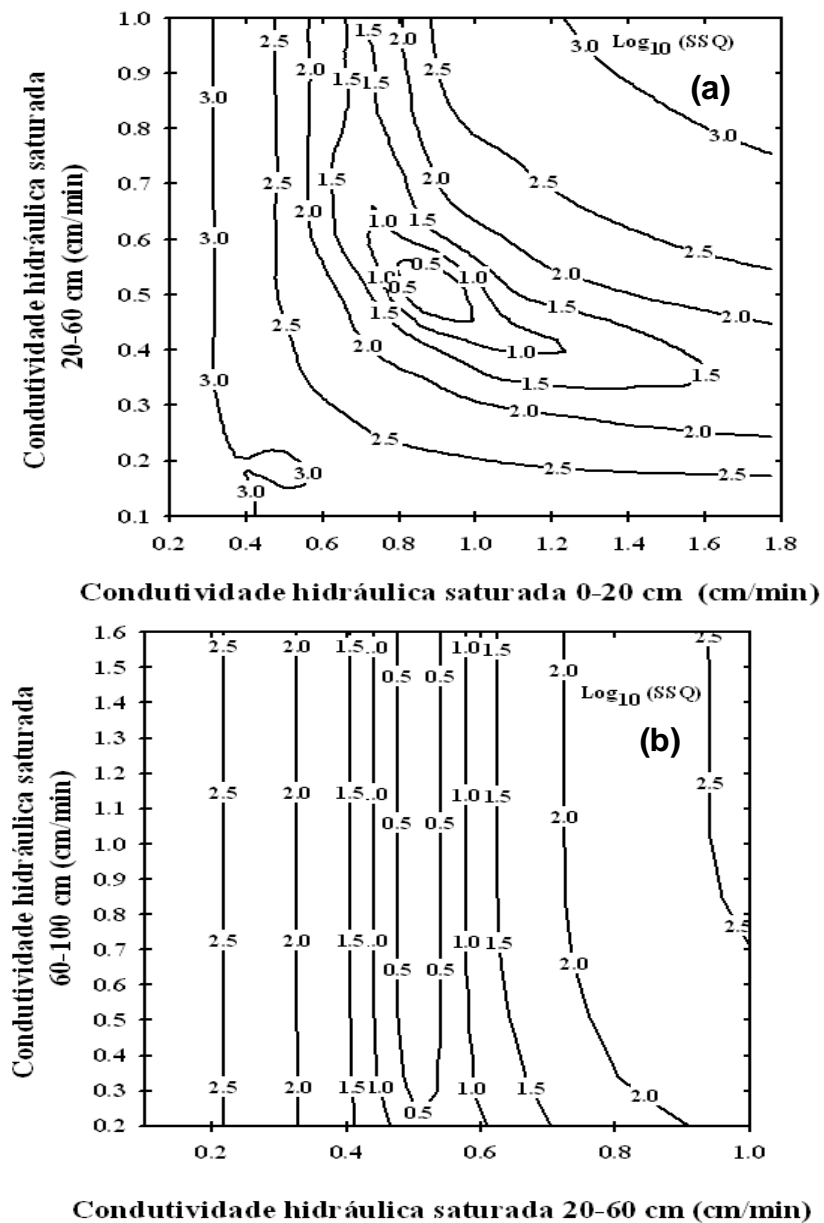


Gráfico 9 (a) e (b) Superfícies de contorno do logaritmo do SSQ da função objetivo do teste T3 em função de pares de valores otimizados do Ks para as camadas de 0-20, 20-60 e 60-100 cm

No Gráfico 9 (b) é apresentada a superfície de resposta correspondente ao logaritmo da soma dos quadrados dos resíduos dos valores de lâmina acumulada, correspondentes aos mesmos 23 valores de tempo da função objetivo do teste T3, computados para diferentes combinações de pares de valores da condutividade hidráulica saturada nas camadas de 0-20 e 60-100 cm. Na elaboração deste gráfico o valor da condutividade hidráulica saturada na camada de 20 -60 cm, foi mantido constante e igual a $0.507 \text{ cm min}^{-1}$, que, conforme indicado no Gráfico 8, foi o valor otimizado obtido no teste T3.

O formato da superfície de resposta mostrada neste gráfico, que apresenta isolinhas paralelas ao eixo correspondente ao valor de K_s da camada de 60-100 cm, é característico de um problema inverso mal formulado que não apresenta um mínimo definido para a função objetivo. Este comportamento indica que uma estimativa adequada de K_s para a camada de 60-100 cm não pode ser estabelecida. A dificuldade de se estabelecer uma estimativa adequada do k_s de 60-100 cm deve-se a formulação da função objetivo, que conforme justificado anteriormente só levou em conta um tempo máximo de infiltração que não permitisse o avanço da frente de molhamento muito além, dos 60 cm. Esta limitação fez com que a maioria dos valores de lâmina acumulada fossem mais influenciados pelas características das duas camadas superiores (0-20. e 20-60 cm).

A unicidade da solução do problema inverso também pode ser avaliada com base na análise da convergência a partir de diferentes estimativas iniciais. Na Tabela 4 são apresentados os valores estimados de K_s , para as três camadas, partindo-se de três estimativas iniciais diferentes. Nesta tabela é possível constatar que, para as camadas de 0-20 e 20-60 cm, independentemente da estimativa inicial adotada, o problema sempre converge para as mesmas estimativas de K_s , e para as mesmas estimativas do desvio padrão e do intervalo de confiança de K_s . Este comportamento é característico de um problema

inverso bem formulado e confirma as conclusões da análise da superfície de resposta mostrada no Gráfico 9(a).

Tabela 4 Estimativa do Ks em função da estimativa inicial

Estimativa inicial Ks (cm/min)	Camada	Ks estimado (cm/min)	Desvio Padrão (cm/min)	Intervalo de conf. de 95%		R ²
				Mínimo	Maximo	
0,6	0-20	0,886	0,024	0,837	0,935	0,9989
0,55	20-60	0,508	0,018	0,470	0,546	
0,5	60-100	0,668	2,503	-4,553	5,890	
0,8	0-20	0,887	0,024	0,837	0,937	0,9989
0,75	20-60	0,507	0,019	0,467	0,547	
0,7	60-100	0,887	7,771	-15,325	17,099	
1,2	0-20	0,886	0,024	0,836	0,936	0,9989
1	20-60	0,508	0,019	0,467	0,548	
0,95	60-100	0,827	6,580	-12,898	14,553	

No entanto, para a camada de 60-100 cm, constata-se na Tabela 4 que as estimativas de Ks, de seu desvio padrão e de seu intervalo de confiança apresentam certa dependência da estimativa inicial adotada. Além disto, constata-se, para a camada de 60-100 cm, um aumento desproporcional da razão entre o desvio padrão da estimativa e seu próprio valor estimado. Este comportamento típico de um problema inverso mal formulado confirma as conclusões da análise da superfície de resposta mostrada no Gráfico 9(b).

Deve-se, no entanto ressaltar, que estas limitações nas estimativas de Ks na camada de 60-100 cm, são decorrentes do tempo de infiltração considerado na função objetivo que não permitiu um avanço significativo da frente de molhamento na camada de 60-100 cm.

4.5 Efeito de variações nas condições iniciais nas estimativas de Ks

Na Tabela 5 são apresentadas às estimativas da condutividade hidráulica saturada nas camadas de 0-20, 20-60 e 60-100 cm com respectivos valores de erro padrão, intervalo de confiança e R^2 obtidos pelos Hydrus-1D, para três estimativas iniciais de Ks com redução de 10%, sem variação e com acréscimo de 10% no valor da condição inicial, para o teste T3.

Nas simulações com redução de 10% da condição inicial os valores absolutos de potencial mátrico utilizados como condição inicial foram reduzidos em 10% e para as simulações com acréscimo de 10% da condição inicial os valores absolutos de potencial mátrico utilizados como condição inicial nas simulações foram acrescidos de 10%.

Tabela 5 Efeito de alterações nos valores dos potenciais matriciais da condição inicial do teste T3 nas estimativas de Ks nas camadas de 0-20, 20-60 e 60-100 cm

Fator de alteração	Estimativa inicial Ks (cm/min)	Ks estimado (cm/min)	Desvio Padrão (cm/min)	Intervalo de conf. de 95%		R^2
				Mínimo	Máximo	
0,9	0,8	0,889	0,024	0,840	0,939	0,998
	0,75	0,508	0,018	0,470	0,545	
	0,7	0,830	4,722	-9,021	10,682	
1	0,8	0,887	0,024	0,837	0,937	0,998
	0,75	0,507	0,019	0,467	0,547	
	0,7	0,887	7,771	-15,325	17,099	
1,1	0,8	0,884	0,023	0,835	0,933	0,998
	0,75	0,507	0,018	0,469	0,544	
	0,7	1,000	6,484	-12,526	14,526	

Na Tabela 5 são apresentados os valores de Ks obtidos com alteração de 0,9, ou seja, redução de 10% no valor absoluto do potencial mátrico o que significa tornar o solo mais úmido e conseqüentemente a diminuição do espaço poroso do mesmo provocando assim um maior avanço na frente de molhamento, o que justifica o ligeiro aumento do ks que foi observado nas camadas de 0-20 e 20-60 cm quando comparado aos valores de Ks sem alteração na condição inicial. A alteração de 1,1, ou seja, aumento de 10% do valor absoluto do potencial mátrico, aumenta o potencial mátrico do solo deixando o mesmo mais seco o que conseqüentemente aumenta o espaço poroso do solo e como a lâmina infiltrada é a mesma isto provoca uma ligeira redução no avanço da frente de molhamento e conseqüentemente no valor do ks estimado para a camada de 0-20 cm. Já nas camadas de 60-100 para a alteração de 0,9 no potencial mátrico o Ks obteve um comportamento contrário ao esperado ou seja o aumento do conteúdo volumétrico de água no solo causou uma redução no Ks estimado. Na camada de 60-100 cm para a alteração de 1,1 no potencial mátrico o Ks estimado comportou-se de forma contrária ao esperado, a redução do conteúdo volumétrico de água no solo provocou um aumento no ks estimado. O comportamento do Ks na camada de 60-100 cm pode ser justificado pelo tempo de infiltração considerado na função objetivo que não permitiu um avanço significativo da frente de molhamento na camada de 60-100 cm.

4.6 Efeito de variações na função objetivo nas estimativas de Ks

Na Tabela 6 são apresentados os valores de Ks estimados com redução de 10%, sem variação e com acréscimo de 10% nos valores de função objetivo para o teste T3.

Nas simulações com redução de 10% da função objetivo, fator de alteração 0,9 os valores de infiltração acumulada obtidos no teste T3 foram

reduzidos em 10% e para as simulações com acréscimo de 10% da função objetivo, fator de alteração de 1,1 os valores de infiltração acumulada obtidos no teste T3 foram acrescidos de 10%.

Tabela 6 Efeito de alterações nos valores da função objetivo do teste T3 nas estimativas de Ks nas camadas de 0-20, 20-60 e 60-100 cm

Fator de alteração	Estimativa inicial Ks (cm/min)	Ks estimado (cm/min)	Desvio Padrão (cm/min)	Intervalo de conf. de 95%		R ²
				Mínimo	Máximo	
0,9	0,8	0,758	0,017	0,722	0,794	0,998
	0,75	0,451	0,014	0,421	0,481	
	0,7	1,000	13,658	-27,491	29,491	
1	0,8	0,887	0,024	0,837	0,937	0,998
	0,75	0,507	0,019	0,467	0,547	
	0,7	0,887	7,771	-15,325	17,099	
1,1	0,8	1,023	0,031	0,959	1,087	0,998
	0,75	0,555	0,021	0,511	0,598	
	0,7	0,693	1,092	-1,586	2,971	

Um fator de alteração de 0,9 equivale a diminuir a infiltração acumulada em 10%, como a condição inicial para esta simulação e para a simulação sem variação na função objetivo foram as mesmas e o mesmo solo, a diminuição da infiltração acumulada provocou a diminuição do Ks estimado para as camadas de 0-20 e 20-60 cm quando comparado ao valor estimado de Ks sem variação na função objetivo. Já o uso do fator de alteração de 1,1 equivale a aumentar a infiltração acumulada em 10%, mantendo as mesmas condições iniciais e mesmo solo da simulação realizada sem variação na função objetivo, o acréscimo na infiltração acumulada provocou um aumento no Ks estimado para as camadas de 0-20 e 20-60 cm quando comparado ao valor estimado de Ks sem variação na função objetivo.

Já nas camadas de 60-100 para a alteração de 0,9 na função objetivo o Ks obteve um comportamento contrario ao esperado, ou seja, a redução da

infiltração acumulada causou um aumento no Ks estimado. Na camada de 60-100 cm para a alteração de 1,1 nos valores da função objetivo o Ks estimado também se comportou de forma contrária ao esperado, o aumento da infiltração acumulada provocou redução no ks estimado quando comparado ao valor estimado de Ks sem variação na função objetivo.

4.7 Desempenho do software Hydrus -1D

Na Tabela 7 estão apresentados os Índices de desempenho para comparação entre os valores de infiltração acumulada simulados pelo modelo Hydrus-1D com valores de Ks obtidos pelo método inverso e os dados de infiltração acumulada obtidos no campo, para os três teste de infiltração.

Tabela 7 Índices de desempenho para comparação entre os valores de infiltração acumulada simulados pelo modelo Hydrus-1D com valores de Ks obtidos pelo método inverso e obtidos no campo, para os três teste de infiltração

Teste	E _{max} (cm)	EAM (cm)	Índices de comparação				
			RQEM (%)	CD	CRM	E	d
T1	1,384	0,111	7,889	1,028	0,014	1,000	0,99995
T2	3,709	-0,285	7,501	0,956	-0,021	0,999	0,99988
T3	0,533	-0,023	0,943	0,996	-0,002	1,000	1,00000

* E_{max} = Erro máximo; EAM = Erro absoluto médio; RQEM = Raiz quadrada do erro médio; CRM = Coeficiente de massa residual; CD = Coeficiente de determinação; E = Eficiência; e d = Índice de concordância de Willmott.

Observando-se os desempenho do software Hydrus-1D em todas a simulações da curva de infiltração acumulada, pode-se notar que os valores E_{max} obtidos para os três testes de infiltração foram baixos sendo o maiores valores obtidos pelo teste 2 E_{max} = 3,7 cm min⁻¹ e pelo teste 1 E_{max} = 1,384 cm

min^{-1} o que demonstra uma boa concordância entre os valores simulados pelo Hydrus-1D e os obtidos no campo. Já para o erro absoluto médio (EAM) o teste 1 obteve valor positivo de $0,11 \text{ cm min}^{-1}$, e os testes 2 e 3 obtiveram EAM de $-0,285$ e $-0,023 \text{ cm}$ respectivamente indicando que o Hydrus-1D superestimou os valores simulados de infiltração acumulada. Inversamente, os valores positivos deste parâmetro indicam que os dados de infiltração acumulada foram subestimados para o teste 1. Para a raiz quadrada do erro médio (RQEM), os maiores valores foram obtidos pelo teste 1 seguido do teste 2 com $7,889\%$ e $7,501\%$ respectivamente, tendo o teste 3 obtido o menor valor de $\text{RQEM} = 0,943$, segundo Kolahchi e Jalali (2006), o valor de “RQEM” mostra o quanto a simulação subestima ou superestima a medida em relação ao valor obtido experimentalmente.

Para índice estatístico coeficiente de determinação (CD), o maior valor foi obtido pelo teste 1, $\text{CD} = 1,028$ seguidos do teste 3 e 2 com valores de $0,996$ e $0,956$ respectivamente demonstrando que houve baixa dispersão entre os valores simulados de infiltração acumulada pelo Hydrus-1D e a média dos valores de infiltração acumulada obtidos no campo.

O Coeficiente de massa residual (CRM) é uma medida da tendência do modelo em subestimar ou superestimar as medidas, o teste 1 obteve valor de CRM de $0,014$, indicando que o software subestimou os valores simulados de infiltração acumulada e os testes 2 e 3 obtiveram CRM de $-0,021$ e $-0,02$ indicando que houve superestimativa dos valores de infiltração acumulada simulados pelo Hydrus-1D.

Para o índice Eficiência (E), os valores obtidos foram $1,0$, $0,99$ e $1,0$ para os teste T1, T2 e T3 respectivamente Para todas as simulações de infiltração, o índice “E” se aproximou da unidade, indicando pouca diferença entre os valores de infiltração acumulada simulados pelo Hydrus-1D e o valores de infiltração acumulada observados no campo.

Para o Índice de concordância de Willmott (d) os teste T1 e T2 obtiveram valores de 0,999 e o teste T3 obteve o índice de concordância de Willmott igual a 1, demonstrou ótima concordância entre os valores de infiltração acumulada simulados pelo software e os observados no campo em todas as simulações de infiltração.

4.8 Determinação da condutividade hidráulica

Nos Gráficos 10, 11, 12 e 13 são apresentadas, para as camadas de 0-20 e 20-60 cm as curvas de condutividade hidráulica em função do módulo potencial mátrico, determinadas com o uso da equação 34, e do conteúdo volumétrico de água, determinadas com o uso da equação 9. Em cada gráfico são apresentadas três curvas, que correspondem aos valores de K_s estimados pelo problema inverso do Hydrus 1D para cada um dos três testes realizados (T1, T2 e T3). No cálculo da condutividade das camadas de 0-20 e 20-60 cm, foram considerados os valores numéricos dos parâmetros da curva de retenção de água no solo dados na Tabela 3.

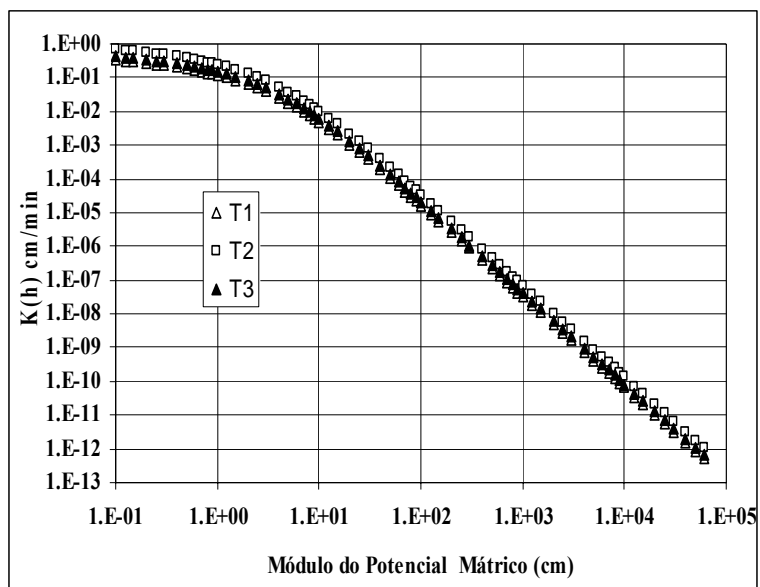


Gráfico 10 Condutividade hidráulica (cm min^{-1}) em função do módulo do potencial mátrico (cm) determinada com os valores de K_s obtidos pelo problema inverso do Hydrus-1D para a camada de 0-20 cm

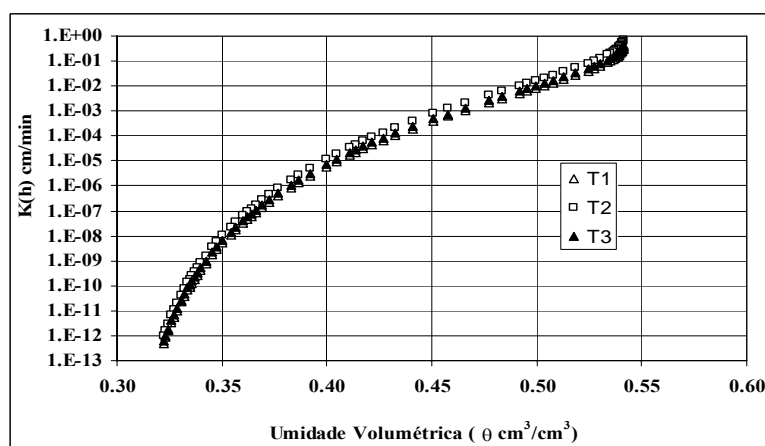


Gráfico 11 Condutividade hidráulica (cm min^{-1}) em função da umidade volumétrica determinada com os valores de K_s obtidos pelo problema inverso do Hydrus-1D para a camada de 0-20 cm

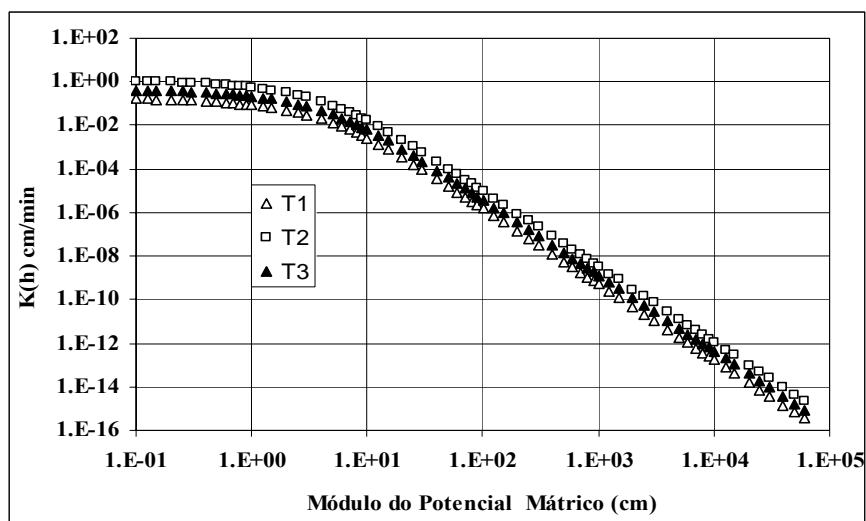


Gráfico 12 Condutividade hidráulica (cm min^{-1}) em função do módulo do potencial matricial (cm) determinada com os valores de K_s obtidos pelo problema inverso do Hydrus-1D para a camada de 20-60 cm

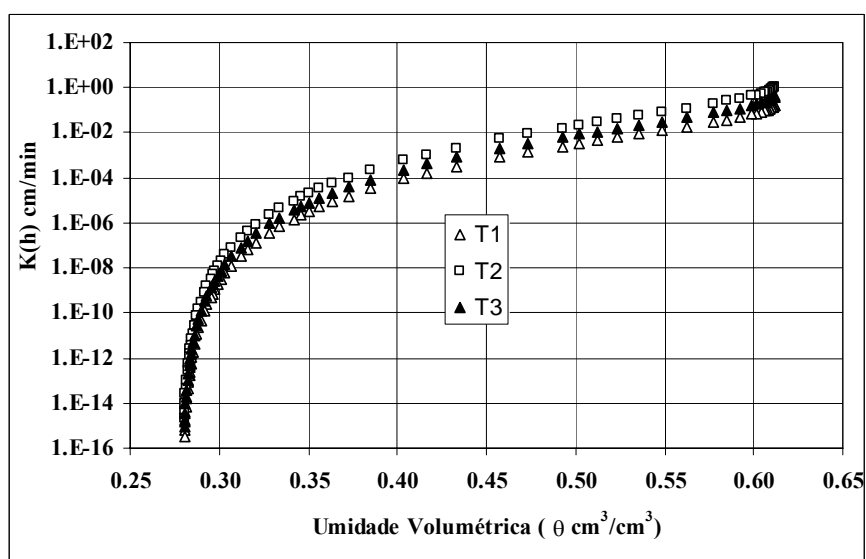


Gráfico 13 Condutividade hidráulica (cm min^{-1}) em função da umidade volumétrica determinada com os valores de K_s obtidos pelo problema inverso do Hydrus-1D para a camada de 20-60 cm

Pode se destacar como principal vantagem da determinação da condutividade hidráulica não saturada pela metodologia utilizada a ampla faixa de potencial mátrico e conteúdo volumétrico de água abrangidos pelo método. Nos testes de infiltração realizados, o módulo dos potenciais mátrico variaram entre 14 e 190 410 cm c.a e os conteúdos volumétricos de água variam entre 0,31 e 0,54 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, para a camada de 0-20 cm, e de 0,29 e 0,61 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, para a camada de 20-60 cm. Muitos dos métodos propostos para determinação da condutividade hidráulica restringem suas observações a uma faixa muito limitada de valores de umidade e tensão. Em um Latossolo Vermelho Distrófico Típico em Lavras-MG, apresentando, ao longo do perfil, valores umidade residual de 0,20 a 0,207 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ e a umidade saturada de 0,52 a 0,54 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, Oliveira et al. 2005 determinaram a condutividade hidráulica, pelo método do perfil instantâneo, com observações tomadas em um intervalo de conteúdo de água variando de 0,311 a 0,481 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, que corresponde a menos de 50% da variação possível dos valores de umidade volumétrica.

As curvas do logaritmo da condutividade hidráulica não saturada versus a umidade volumétrica aqui mostradas nos Gráficos 11 e 13 não apresentam o comportamento linear, que segundo Carvalho (2007), é comumente observado em curvas do logaritmo da condutividade hidráulica não saturadas versus a umidade volumétrica determinadas pelo método do perfil instantâneo.

As curvas de condutividade hidráulica correspondentes a camada de 0-20 cm, que são mostradas no Gráfico 10, indicam, para as tensões de 9 e 20 cm, com as estimativas de K_s fixados nos testes T1 T2 e T3, valores de condutividades hidráulicas de, respectivamente, $6,2 \times 10^{-3}$, $1,3 \times 10^{-2}$ e $7,8 \times 10^{-3} \text{cm min}^{-1}$ e $1,0 \times 10^{-3}$, $2,1 \times 10^{-3}$ e $7,8 \times 10^{-3} \text{cm min}^{-1}$. Na camada de 0-20 cm de um Latossolo Vermelho-Escuro Distroférico no campus da UFLA, Silva e Godinho (2002) determinaram com infiltrômetro de tensão, em dois locais A e B, valores de condutividade hidráulica não saturada, de $1,6 \times 10^{-2}$ - e $6,5 \times 10^{-2} \text{cm min}^{-1}$, para

tensão de 9 cm e de $1,4 \times 10^{-3}$ e $2,7 \times 10^{-3}$ cm min⁻¹ para a tensão de 20 cm. A proximidade destes valores é mais um indicativo da adequação das estimativas de ks obtidas neste estudo.

5 CONCLUSÕES

A variabilidade dos valores de K_s estimados pelo Hydrus-1D com base em testes realizados no mesmo solo em três locais diferentes, confirmam o elevado grau de variabilidade espacial relatado na literatura para este parâmetro do solo.

O problema inverso proposto permitiu determinar a condutividade hidráulica não saturada para um amplo intervalo de valores de umidade volumétrica e módulo do potencial mátrico de forma adequada para o solo estudado.

O problema inverso proposto foi adequadamente definido para as estimativa de K_s nas camadas de 0-20 e 20-60 cm mas não permitiu uma estimativa confiável de k_s para a na camada de 60-100 cm.

REFERÊNCIAS

ABBASPOUR, K. C.; SCHULIN, R.; GENUCHTEN, M. T. van. Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using ant colony optimization. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 24, n. 8, p. 827-841, Aug. 2001.

ANDRADE, A. R. S. **Características físico-hídricas dos solos da Estação Experimental da Embrapa-Algodão**: variabilidade espacial. 1997. 101 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Pernambuco, Campina Grande, 1997.

ARORA, J. S. **Introduction to optimum design**. New York: McGraw-Hill, 1989. 625 p.

BARD, Y. **Nonlinear parameter estimation**. San Diego: Academic, 1974. 341 p.

BAVER, L. D.; GARDNER, W. H.; GARDNER W. R. **Soil physics**. New York: J. Wiley, 1972. 498 p.

BECK, J. V. E.; ARNOLD, K. J. **Parameter estimation in engineering and science**. New York: J. Wiley, 1977. 501 p.

BECK, J. V. E.; WOODBURY, K. A. Inverse problems and parameter estimation: integration of measurements and analysis. **Measurement Science & Technology**, Bristol, v. 9, n. 6, p. 839-847, June 1998.

BOUMA, J. Influence of soil macroporosity on environmental quality. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 46, p. 1-36, Dec. 1991.

BRASIL. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária. **Normais climatológicas 1961-1990**. Brasília, 1992. 84 p.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. **Hydraulic properties of porous media**. Fort Collins: Colorado States University, 1964. 210 p. (Hydrology paper, v. 3).

BUCKMAN, H. D.; BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. São Paulo: F. Bastos, 1989. 594 p.

CABRAL, J. J. P. S. Movimento das águas subterrâneas. In: SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL; LABORÁTORIO DE HIDROLOGIA; UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO. (Org). **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 2. ed. Recife: CPRM, 2000. p. 35-51.

CAICEDO, N. L. Água subterrânea. In: TUCCI, C. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH, 2000. p. 289-333.

CAMPOS VELHO, H. F. Problemas inversos: conceitos básicos e aplicações - mini-curso. In: ENCONTRO DE MODELAGEM COMPUTACIONAL, 4., 2001, Nova Friburgo. **Anais...** São Carlos: SBMAC, 2001. p. 63-79.

CAPUTO, H. P. **Mecânica dos solos e suas aplicações**. Rio de Janeiro: Livros técnicos e científicos, 1988. v. 1, 213 p.

CARVALHO, L. A. Condutividade hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 37, n. 4, p.1008-1013, jul./ago. 2007.

CENTURION, J. F.; MORAES, M. H.; DELLA LIBERA, C. L. F. Comparação de métodos para determinação da curva de retenção de água em solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 21, n. 2, p. 173-179, abr./jun. 1997.

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

CORREA, J. C. Características físico-hídricas dos solos Latossolo Amarelo, Podzólico Vermelho-Amarelo e Podzol Hidromórfico do estado do Amazonas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 19, n. 3, p. 347-360, mar. 1984.

COSTA, A. C. S. da; LIBARDI, P. L. Caracterização físico-hídrica de um perfil de terra roxa estruturada latossólica pelo método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 23, n. 3, p. 669-677, jul./set. 1999.

CUNHA, E. de Q. et al. Influência de rotações de culturas nas propriedades físico-hídricas de um latossolo vermelho em plantio direto. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 27, n. 3, p. 665-674, set./dez. 2007.

DIAS JÚNIOR, M. de S.; BERTONI, J. C.; BASTOS, A. R. R. **Física do solo**. Lavras: UFLA, 2000. 147 p. Apostila.

DURNER, W. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. **Water Resource Research**, Washington, v. 30, n. 1, p. 211-223, Jan. 1994.

ENCHING, S. O.; HOPMANS, J. W. Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 5, p. 1167-1175, Sept./Oct. 1993.

FINSTERLE, S. E.; PRUESS, K. Solving the estimation-identification problem in two-phase flow modeling. **Water Resource Research**, Washington, v. 31, n. 4, p. 913-923, Apr. 1995.

GENUCHTEN, M. T. van. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892-898, Sept./Oct. 1980.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. New York: Academic, 1980. 413 p.

HILLEL, D. **Soil and water**: physical principles and processes. 3th ed. New York: Academic, 1972. 288 p.

HOPMANS, J. W. J. et al. Inverse modeling of transient water flow. In: ŠIMÚNEK, J.; ROMANO, N.; DURNER, W. **Methods of soil analysis**: part 1, physical methods. 3th ed. Madison: SSSA, 2002. chap. 3, p. 963-1008.

HWANG, S. I.; POWERS, S. E. Using particle-size distribution models to estimate soil hydraulic properties. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 67, n. 4, p. 1103-1112, July 2003.

JARVIS, N. J.; MESSING, I. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, n. 1, p. 27-34, Jan./Feb. 1995.

JHORAR, R. K. et al. Inversely estimating hydraulic functions using evapotranspiration fluxes. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 258, n. 1/4, p. 198-231, Feb. 2002.

JURY, W.; GARDNER, W. R.; GARDNER, W. H. **Soil physics**. 5th ed. New York: J. Wiley, 1991. 328 p.

KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. 2. ed. São Paulo: Nobel, 1988. 408 p.

KLUTE, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: _____. (Ed.). **Methods of soil analysis**: I physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Madison: American Society of Agronomy, 1965. chap. 13, p. 210-221.

KOLAHCHI, Z.; JALALI, M. Simulating leaching of potassium in a sandy soil using simple and complex models. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 85, n. 1/2, p. 85-94, Nov. 2006.

KOOL, J. B.; PARKER, J. C.; GENUCHTEN, M. T. van. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models, a review. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 91, n. 3/4, p. 255-293, June 1987.

KOSUGI, K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, Washington, v. 32, n. 9, p. 2697-2703, Sept. 1996.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. 2. ed. Piracicaba: EDUSP, 2000. 509 p.

LINS, E. A. M. **A Utilização da capacidade de campo na estimativa do percolado gerado no aterro da muribeca**. 2003. 142 p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2003.

LUCKNER, L.; GENUCHTEN, M. T.; NIELSEN, D. R. van. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. **Water Resources Research**, Washington, v. 25, n. 10, p. 2187-2193, Nov. 1989.

MANOEL FILHO, J. **Ocorrência das águas subterrâneas**. In: SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL; LABORÁTORIO DE HIDROLOGIA; UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO. (Org). **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 2. ed. Recife: CPRM, 2000. p. 13-33.

MAQUART, D. W. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. **SIAM Journal on Applied Mathematics**, Philadelphia, v. 11, n. 2, p. 431-441, June 1963.

MARQUES, J. D. de O. **Horizontes pedogenéticos e sua relação com camadas hidráulicas do solo**. 2000. 86 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2000.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, v. 12, n. 3, p. 513-522, Mar. 1976.

NAVARRO, V. et al. Analysis of installation of FDR sensors in a hard soil. **Geotechnical Testing Journal**, Philadelphia, v. 29, n. 6, p. 1-5, Nov. 2006.

OLIVEIRA, J. C. M. **Determinação de parâmetros do solo durante a infiltração horizontal e redistribuição da água por atenuação de raios gama e tensiometria**. 1991. 76 p. Dissertação (Mestrado Energia Nuclear na Agricultura) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1991.

OLIVEIRA, P. M. de et al. Análise comparativa da caracterização físico-hídrica de um latossolo vermelho distrófico in situ e em laboratório. **Irriga**, Botucatu, v. 10, n. 1, p. 1-19, jan./abr. 2005.

OR, D.; WRAITH, J. M. **Unsaturated flow and transport, course notes**. Logan: Utah State University, 1997. 185 p.

PARKER, J. C.; KOOL, J. B.; GENUCHTEN, M. T. van. Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: II experimental studies. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n. 6, p. 1354-1359, Nov./Dec. 1985.

PETERSEN, G. W.; CUNNINGHAM, R. L.; MATELSKI, R. P. Moisture characteristics of Pennsylvania soils: II soil factors affecting moisture retention within a textural class silt-loam. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 32, n. 6, p. 866-870, Nov./Dec. 1968.

PIZARRO, F. **Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos**. Madrid: Agrícola Espanola, 1978. 525 p.

PORTELA, J. C. **Retenção de água em solo sob diferentes usos no ecossistema tabuleiros costeiros**. 2000. 58 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2000.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. Piracicaba: USP, 1987. 186 p.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. 2 ed. Piracicaba: USP/ESALQ, 1996. 505 p.

REICHARDT, K. **Processos de transferência do sistema solo-planta-atmosfera**. 4. ed. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 446 p.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous medium. **Journal of Applied Physics**, New York, v. 1, n. 5, p. 318-333, 1931.

RITTER, A. et al. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 59, n. 2, p. 77-96, Mar. 2003.

RIVERS, E. D.; SHIPP, R. F. Soil water retention to particle size in selected sands and loamy sands. **Soil Science**, Baltimore, v. 26, n. 2, p. 94-100, Aug. 1978.

SAMPAIO, F. M. T. **Permeabilidade superficial de solos da sub-bacia do córrego Centenário da cidade de Lavras-MG**. 2004. 42 p. Dissertação (Mestrado em Construções Rurais e Ambientação) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2004.

SILVA, C. L. da; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 32, n. 2, p. 213-220, fev. 1997.

SILVA, E. L.; GODINHO, F. V. Infiltrômetro de disco para determinação da condutividade hidráulica de solo não-saturado. **Ciência e Agroctenologia**, Lavras, v. 26, n. 3, p. 585-588, maio/jun. 2002.

ŠIMŮNEK, J. E.; GENUCHTEN, M. T. van. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. **Water Resources Research**, Washington, v. 32, n. 9, p. 2683-2696, Sept. 1996.

ŠIMŮNEK, J. E.; GENUCHTEN, M. T. van; SEJNA, M. van. **The HYDRUS-1D Software Package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Version 4.14, HYDRUS Software Series 1**. Riverside: Department of Environmental Sciences-University of California Riverside, 2009. 315 p.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. Natural Resource Conservation Service. **Soil survey manual**. New York, 1993. Disponível em: <<http://soils.usda.gov/technical/manual/contents/index.html>>. Acesso em: 13 jun. 2009.

VANDERVAERE, J.; VAUCLIN, M.; ELRICK, D. E. Transient flow from tension infiltrometers: four methods to determine sorptivity and conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, n. 4, p. 1272-1284, July 2000.

VELLOSO, R. Q. **Estudo numérico da estimativa de parâmetros hidráulicos em solos parcialmente saturados, Rio de Janeiro**. 2000. 80 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

VOGEL, T.; ČÍSLEROVÁ, M. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. **Transport in Porous Media**, Phoenix, v. 3, n. 1, p. 1-15, Feb. 1988.

WARRICK, A.W.; NIELSEN, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. (Ed.). **Applications of soil physics**. New York: Academic, 1980. chap. 2, p. 319-344.

WRAITH, J. M.; OR, D. Nonlinear parameter estimation using spreadsheet software. **Journal of Natural Resources, Life Science and Education**, Madison, v. 27, p. 13-19, 1998.

YEH, W. Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: the inverse problem. **Water Resources Research**, Washington, v. 22, n. 2, p. 95-108, Feb. 1986.

APÊNDICES

Tabela 1A	Valores de umidade utilizados na condição inicial para os três testes de infiltração.....	97
Tabela 2A	Valores da função objetivo dos três testes utilizados para a otimização do Ks.....	101
Tabela 3A	Valores de estimativa inicial utilizada para a otimização do Ks com valores de infiltração acumulada.....	102
Tabela 4A	Arquivo de saída FIT.OUT do Hydrus-1D com informações sobre a modelagem inversa do T3 com 1ª estimativa.....	102
Tabela 5A	Arquivo de saída FIT.OUT do Hydrus-1D com informações sobre a modelagem inversa do T3 com 2ª estimativa.....	105
Tabela 6A	Arquivo de saída FIT.OUT do Hydrus-1D com informações sobre a modelagem inversa do T3 com 3ª estimativa.....	107

Tabela 1A Valores de Potencial mátrico utilizados na condição inicial para os três testes de infiltração

Profundidade (cm)	C.I Teste 1	C.I Teste 2	C.I Teste 3
1	-190410.37	-190410.37	-190410.37
2	-190410.37	-190410.37	-190410.37
3	-190410.37	-190410.37	-190410.37
4	-190410.37	-190410.37	-190410.37
5	-190410.37	-190410.37	-190410.37
6	-190410.37	-190410.37	-190410.37
7	-190410.37	-190410.37	-190410.37
8	-190410.37	-190410.37	-190410.37
9	-190410.37	-190410.37	-190410.37
10	-190410.37	-190410.37	-190410.37
11	-190410.37	-190410.37	-190410.37
12	-190410.37	-190410.37	-190410.37
13	-81316.18	-190410.37	-190410.37
14	-4176.57	-190410.37	-190410.37
15	-998.11	-190410.37	-190410.37
16	-416.27	-190410.37	-190410.37
17	-227.15	-190410.37	-190410.37
18	-142.83	-190410.37	-190410.37
19	-96.67	-190410.37	-190410.37
20	-23.67	-282.52	-282.52
21	-20.29	-282.52	-275.22
22	-17.60	-282.52	-201.69
23	-15.66	-282.52	-165.50
24	-14.49	-282.52	-148.01
25	-14.11	-282.52	-142.76
26	-14.60	-282.52	-147.85
27	-15.81	-282.52	-162.19
28	-17.56	-282.52	-185.75
29	-19.56	-282.52	-218.51
30	-21.36	-176.70	-258.16
31	-22.40	-140.53	-298.16
32	-22.70	-131.95	-332.38

33	-22.54	-137.62	-355.10
34	-22.24	-153.53	-361.93
35	-22.12	-176.70	-351.61
36	-22.44	-202.22	-327.37
37	-23.24	-228.06	-297.25
38	-24.55	-253.31	-267.99
39	-26.45	-277.20	-243.42
40	-29.04	-299.20	-225.37
41	-32.50	-318.99	-214.28
42	-37.11	-336.07	-208.82
43	-43.23	-349.97	-207.90
44	-51.46	-360.47	-210.99
45	-62.70	-367.57	-217.88
46	-78.37	-371.52	-228.68
47	-100.81	-372.72	-243.69
48	-133.95	-371.70	-263.50
49	-184.65	-369.05	-288.90
50	-265.26	-365.40	-321.02
51	-398.50	-361.32	-361.26
52	-625.32	-357.39	-411.39
53	-1010.35	-354.13	-473.49
54	-1605.02	-352.04	-549.78
55	-2261.71	-351.61	-642.25
56	-2495.42	-353.18	-752.39
57	-2182.22	-356.49	-883.05
58	-1686.59	-361.09	-1037.93
59	-1274.76	-366.54	-1221.22
60	-3822.22	-3822.22	-3822.22
61	-3822.22	-3822.22	-3822.22
62	-3822.22	-3822.22	-3822.22
63	-3822.22	-3822.22	-3822.22
64	-3822.22	-3822.22	-3822.22
65	-3822.22	-3822.22	-3822.22
66	-3822.22	-3822.22	-3822.22
67	-3822.22	-3822.22	-3822.22

68	-3822.22	-3822.22	-3822.22
69	-3822.22	-3822.22	-3822.22
70	-3822.22	-3822.22	-3822.22
71	-3822.22	-3822.22	-3822.22
72	-3822.22	-3822.22	-3822.22
73	-3822.22	-3822.22	-3822.22
74	-3822.22	-3822.22	-3822.22
75	-3822.22	-3822.22	-3822.22
76	-3822.22	-3822.22	-3822.22
77	-3822.22	-3822.22	-3822.22
78	-3822.22	-3822.22	-3822.22
79	-3822.22	-3822.22	-3822.22
80	-3822.22	-3822.22	-3822.22
81	-3822.22	-3822.22	-3822.22
82	-3822.22	-3822.22	-3822.22
83	-3822.22	-3822.22	-3822.22
84	-3822.22	-3822.22	-3822.22
85	-3822.22	-3822.22	-3822.22
86	-3822.22	-3822.22	-3822.22
87	-3822.22	-3822.22	-3822.22
88	-3822.22	-3822.22	-3822.22
89	-3822.22	-3822.22	-3822.22
90	-3822.22	-3822.22	-3822.22
91	-3822.22	-3822.22	-3822.22
92	-3822.22	-3822.22	-3822.22
93	-3822.22	-3822.22	-3822.22
94	-3822.22	-3822.22	-3822.22
95	-3822.22	-3822.22	-3822.22
96	-3822.22	-3822.22	-3822.22
97	-3822.22	-3822.22	-3822.22
98	-3822.22	-3822.22	-3822.22
99	-3822.22	-3822.22	-3822.22
100	-3822.22	-3822.22	-3822.22

Tabela 2A Valores da função objetivo dos três testes utilizados para a otimização do Ks

	T1		T2		T3	
Tempo (min)	Infiltração Acumulada (cm)	Tempo (min)	Infiltração Acumulada (cm)	Tempo (min)	Infiltração Acumulada (cm)	
0,12	0,46	0,57	2	0,37	0,8	
0,24	0,92	2,42	4	0,56	1,8	
0,33	1,38	3,46	6	1,35	2,8	
0,47	1,84	4,5	8	2,26	3,8	
0,59	2,3	6	10	3,43	4,8	
1,16	2,76	7,08	12	5	5,8	
1,34	3,22	8,22	14	6,3	6,8	
2,09	3,68	9,35	16	7,39	7,8	
3,31	4,14	10,54	18	9,07	8,8	
4,41	4,6	12,1	20	10,25	9,8	
5,56	5,06	13,22	22	11,46	10,8	
7,14	5,52	16,07	24	13,2	11,8	
8,3	5,98	17,5	26	14,44	12,8	
10,02	6,44			16,2	13,8	
13,05	6,9			17,51	14,8	
14,32	7,36			19,19	15,8	
16,48	7,82			20,51	16,8	
17,52	8,28			22,38	17,8	
19,1	8,74			24,28	18,8	
20,4	9,2			26	19,8	
21,52	9,66			27,55	20,8	
22,55	10,12			29,33	21,8	
24,47	10,58			30	22,8	
26,2	11,04					
27,35	11,5					
29,2	11,96					
30	12,42					

Tabela 3A Valores de estimativa inicial utilizada para a otimização do Ks com valores de infiltração acumulada

Estimativa inicial	20 cm	40 cm	90
1 ^a	0.6	0.55	0.5
2 ^a	0.8	0.75	0.7
3 ^a	1.2	1	0.95

Tabela 4 A Arquivo de saída FIT.OUT do Hydrus-1D com informações sobre a modelagem inversa do T3 com 1^a estimativa inicial

```

*****
*****
*
*
*Welcome to HYDRUS-1D
*
*
*****
*****

```

Program parameters

```

=====
Max. iterations.....(MIT)..... 50
No. of observations.....(NOBb)..... 23

```

Soil hydraulic properties

```

=====
Residual moisture content.....(WCR)..... 0.301
Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.542
First coefficient.....(ALPHA)..... 0.165
Second coefficient.....(N)..... 1.285
Saturated conductivity.....(CONDS)..... .6000E+00
Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

```

Soil hydraulic properties

Residual moisture content.....(WCR)..... 0.279
 Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.612
 First coefficient.....(ALPHA)..... 0.169
 Second coefficient.....(N)..... 1.587
 Saturated conductivity.....(CONDS)..... .5500E+00
 Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

Soil hydraulic properties

Residual moisture content.....(WCR)..... 0.300
 Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.626
 First coefficient.....(ALPHA)..... 0.164
 Second coefficient.....(N)..... 1.505
 Saturated conductivity.....(CONDS)..... .5000E+00
 Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

Parameter estimation with the 1. initial estimate

Iteration	SSQ	CONDS	CONDS	CONDS
0	0.9600D-01	0.6000E+00	0.5500E+00	0.5000E+00
1	0.2145D-01	0.8257E+00	0.4514E+00	0.9000E+00
2	0.1133D-02	0.8885E+00	0.5053E+00	0.9000E+00
3	0.1131D-02	0.8860E+00	0.5078E+00	0.6793E+00
4	0.1131D-02	0.8860E+00	0.5080E+00	0.6693E+00
5	0.1131D-02	0.8860E+00	0.5081E+00	0.6683E+00

Mass balance error in FE solution during final run was 0.0007 %

Correlation matrix

	1	2	3
1	1.0000		
2	-0.8947	1.0000	
3	0.5366	-0.7878	1.0000

Non-linear least-squares analysis: final results

Variable	Value	95% Confidence limits		
		S.E.Coeff.	Lower	Upper
CONDS	0.88600E+00	0.23500E-01	0.83698E+00	0.93502E+00
CONDS	0.50806E+00	0.18179E-01	0.47014E+00	0.54599E+00
CONDS	0.66826E+00	0.25029E+01	-0.45530E+01	0.58895E+01

Contributions to the final objective function

Measurement Set 0: 0.1131E-02

RSQUARE for regression of predicted vs observed =0.99892

-----Observed & Fitted Quantity -----

No	Time	Obs	Fitted	Residual	Type	Position
1	0.370	-0.80000	-1.09726	0.29726	0	1
2	0.560	-1.80000	-1.39042	-0.40958	0	1
3	1.350	-2.80000	-2.39651	-0.40349	0	1
4	2.260	-3.80000	-3.38263	-0.41737	0	1
5	3.430	-4.80000	-4.55476	-0.24524	0	1
6	5.000	-5.80000	-5.96051	0.16051	0	1
7	6.300	-6.80000	-7.01445	0.21445	0	1
8	7.390	-7.80000	-7.85005	0.05005	0	1
9	9.070	-8.80000	-9.07910	0.27910	0	1
10	10.250	-9.80000	-9.91114	0.11114	0	1
11	11.460	-10.80000	-10.74395	-0.05606	0	1
12	13.200	-11.80000	-11.91292	0.11292	0	1
13	14.440	-12.80000	-12.72929	-0.07071	0	1
14	16.200	-13.80000	-13.86848	0.06848	0	1
15	17.510	-14.80000	-14.70361	-0.09639	0	1
16	19.190	-15.80000	-15.76094	-0.03906	0	1
17	20.510	-16.80000	-16.58245	-0.21755	0	1
18	22.380	-17.80000	-17.73675	-0.06325	0	1
19	24.280	-18.80000	-18.90415	0.10415	0	1
20	26.000	-19.80000	-19.95970	0.15970	0	1
21	27.550	-20.80000	-20.91073	0.11073	0	1
22	29.330	-21.80000	-22.00290	0.20290	0	1
23	30.000	-22.80000	-22.41399	-0.38601	0	1

Inverse solution calculation time [sec] 46.500000000000

Tabela 5 A Arquivo de saída FIT.OUT do Hydrus-1D com informações sobre a modelagem inversa do T3 com 2ª estimativa inicial

```

*****
*****
*
*
*Welcome to HYDRUS-1D
*
*
*****
*****

```

Program parameters

```

=====
Max. iterations.....(MIT)..... 50
No. of observations.....(NOBb)..... 23

```

Soil hydraulic properties

```

=====
Residual moisture content.....(WCR)..... 0.301
Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.542
First coefficient.....(ALPHA)..... 0.165
Second coefficient.....(N)..... 1.285
Saturated conductivity.....(CONDS)..... .8000E+00
Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

```

Soil hydraulic properties

```

=====
Residual moisture content.....(WCR)..... 0.279
Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.612
First coefficient.....(ALPHA)..... 0.169
Second coefficient.....(N)..... 1.587
Saturated conductivity.....(CONDS)..... .7500E+00
Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

```

Soil hydraulic properties

```

=====
Residual moisture content.....(WCR)..... 0.300
Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.626
First coefficient.....(ALPHA)..... 0.164

```

Second coefficient.....(N)..... 1.505
 Saturated conductivity.....(CONDS)..... .7000E+00
 Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

Parameter estimation with the 1. initial estimate

Iteration	SSQ	CONDS	CONDS	CONDS
0	0.5412D-01	0.8000E+00	0.7500E+00	0.7000E+00
1	0.8322D-02	0.8489E+00	0.4754E+00	0.5835E+00
2	0.1133D-02	0.8883E+00	0.5054E+00	0.1000E+01
3	0.1130D-02	0.8866E+00	0.5073E+00	0.8872E+00
4	0.1130D-02	0.8866E+00	0.5073E+00	0.8872E+00

Mass balance error in FE solution during final run was 0.0004 %

Correlation matrix

	1	2	3
1	1.0000		
2	-0.8935	1.0000	
3	0.5607	-0.8136	1.0000

Non-linear least-squares analysis: final results

Variable	Value	95% Confidence limits		
		S.E.Coeff.	Lower	Upper
CONDS	0.88656E+00	0.23981E-01	0.83654E+00	0.93659E+00
CONDS	0.50726E+00	0.19176E-01	0.46726E+00	0.54726E+00
CONDS	0.88716E+00	0.77714E+01	-0.15325E+02	0.17099E+02

Contributions to the final objective function

Measurement Set 0: 0.1130E-02

RSQUARE for regression of predicted vs observed =0.99892

-----Observed & Fitted Quantity -----

No	Time	Obs	Fitted	Residual	Type	Position
1	0.370	-0.80000	-1.09764	0.29764	0	1
2	0.560	-1.80000	-1.39093	-0.40907	0	1

3	1.350	-2.80000	-2.39750	-0.40250	0	1
4	2.260	-3.80000	-3.38412	-0.41588	0	1
5	3.430	-4.80000	-4.55684	-0.24316	0	1
6	5.000	-5.80000	-5.96247	0.16247	0	1
7	6.300	-6.80000	-7.01602	0.21602	0	1
8	7.390	-7.80000	-7.85121	0.05121	0	1
9	9.070	-8.80000	-9.07951	0.27951	0	1
10	10.250	-9.80000	-9.91098	0.11098	0	1
11	11.460	-10.80000	-10.74316	-0.05684	0	1
12	13.200	-11.80000	-11.91119	0.11119	0	1
13	14.440	-12.80000	-12.72687	-0.07313	0	1
14	16.200	-13.80000	-13.86503	0.06503	0	1
15	17.510	-14.80000	-14.69938	-0.10062	0	1
16	19.190	-15.80000	-15.75570	-0.04430	0	1
17	20.510	-16.80000	-16.57645	-0.22355	0	1
18	22.380	-17.80000	-17.73131	-0.06869	0	1
19	24.280	-18.80000	-18.90138	0.10139	0	1
20	26.000	-19.80000	-19.95995	0.15995	0	1
21	27.550	-20.80000	-20.91379	0.11379	0	1
22	29.330	-21.80000	-22.00918	0.20918	0	1
23	30.000	-22.80000	-22.42148	-0.37852	0	1

Inverse solution calculation time [sec] 44.250000000000

Tabela 6 A Arquivo de saída FIT.OUT do Hydrus-1D com informações sobre a modelagem inversa do T3 com 3ª estimativa inicial

```

*****
*****
*
*
*Welcome to HYDRUS-1D
*
*
*****
*****

```

Program parameters

=====
Max. iterations.....(MIT)..... 50

No. of observations.....(NOBb)..... 23

Soil hydraulic properties

Residual moisture content.....(WCR)..... 0.301
 Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.542
 First coefficient.....(ALPHA)..... 0.165
 Second coefficient.....(N)..... 1.285
 Saturated conductivity.....(CONDS)..... .1200E+01
 Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

Soil hydraulic properties

Residual moisture content.....(WCR)..... 0.279
 Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.612
 First coefficient.....(ALPHA)..... 0.169
 Second coefficient.....(N)..... 1.587
 Saturated conductivity.....(CONDS)..... .1000E+01
 Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

Soil hydraulic properties

Residual moisture content.....(WCR)..... 0.300
 Saturated moisture content.....(WCS)..... 0.626
 First coefficient.....(ALPHA)..... 0.164
 Second coefficient.....(N)..... 1.505
 Saturated conductivity.....(CONDS)..... .9500E+00
 Pore conectivity factor.....(L)..... 0.500

Parameter estimation with the 1. initial estimate

Iteration	SSQ	CONDS	CONDS	CONDS
0	0.1016D+01	0.1200E+01	0.1000E+01	0.9500E+00
1	0.3407D-02	0.9055E+00	0.4729E+00	0.4646E+00
2	0.1168D-02	0.8908E+00	0.5020E+00	0.7034E+00
3	0.1130D-02	0.8864E+00	0.5074E+00	0.8131E+00
4	0.1130D-02	0.8862E+00	0.5075E+00	0.8274E+00
5	0.1130D-02	0.8862E+00	0.5075E+00	0.8274E+00

Mass balance error in FE solution during final run was 0.0003 %

Correlation matrix

	1	2	3
1	1.0000		
2	-0.8939	1.0000	
3	0.5621	-0.8144	1.0000

Non-linear least-squares analysis: final results

Variable	Value	95% Confidence limits		
		S.E.Coeff.	Lower	Upper
CONDS	0.88623E+00	0.23996E-01	0.83618E+00	0.93629E+00
CONDS	0.50755E+00	0.19260E-01	0.46737E+00	0.54773E+00
CONDS	0.82739E+00	0.65796E+01	-0.12898E+02	0.14553E+02

Contributions to the final objective function

Measurement Set 0: 0.1130E-02

RSQUARE for regression of predicted vs observed =0.99892

-----Observed & Fitted Quantity -----

No	Time	Obs	Fitted	Residual	Type	Position
1	0.370	-0.80000	-1.09742	0.29742	0	1
2	0.560	-1.80000	-1.39063	-0.40937	0	1
3	1.350	-2.80000	-2.39692	-0.40308	0	1
4	2.260	-3.80000	-3.38324	-0.41675	0	1
5	3.430	-4.80000	-4.55561	-0.24439	0	1
6	5.000	-5.80000	-5.96120	0.16120	0	1
7	6.300	-6.80000	-7.01484	0.21484	0	1
8	7.390	-7.80000	-7.85014	0.05014	0	1
9	9.070	-8.80000	-9.07866	0.27866	0	1
10	10.250	-9.80000	-9.91031	0.11031	0	1
11	11.460	-10.80000	-10.74268	-0.05732	0	1
13	14.440	-12.80000	-12.72692	-0.07308	0	1
14	16.200	-13.80000	-13.86541	0.06541	0	1
22	29.330	-21.80000	-22.00938	0.20938	0	1
23	30.000	-22.80000	-22.42158	-0.37842	0	1

Inverse solution calculation time [sec] 50.500000000000