

ADRIANO LUIZ NORMANDIA MONTEIRO

**Avaliação de lavagem incompleta de sais em Neossolo
Flúvico utilizando modelagem computacional**

Recife - PE

Maio - 2007

ADRIANO LUIZ NORMANDIA MONTEIRO

**Avaliação de lavagem incompleta de sais em Neossolo
Flúvico utilizando modelagem computacional**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia-Ciência do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Agronomia-Ciência do Solo.

Recife - PE

Maio – 2007

Avaliação de lavagem incompleta de sais em Neossolo Flúvico utilizando modelagem computacional

ADRIANO LUIZ NORMANDIA MONTEIRO

Orientador: Prof^o Abelardo Antonio de Assunção Montenegro
Co-orientadora (Brasil): Prof^a Suzana M.G.L. Montenegro
Co-orientador (Alemanha): Prof^o Heiko Diestel

Recife - PE

Maio – 2007

Ficha catalográfica

M775a Monteiro, Adriano Luiz Normandia
Avaliação de lavagem incompleta de sais em neossolo
flúvico utilizando modelagem computacional / Adriano
Luiz Normandia Monteiro. -- 2007.
103 f. : il.

Orientador: Abelardo Antonio de A. Montenegro
Tese (Doutorado em Agronomia – Ciência do Solo) –
Universidade Federal Rural de Pernambuco. Departamento
de Agronomia.

Inclui bibliografia

CDD 631.42

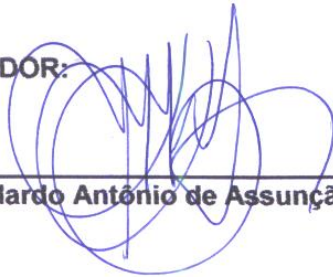
1. Semi-árido
 2. Salinidade
 3. Aquífero aluvial
 4. HYDRUS – 1D
 5. Modelagem
 6. Lavagem de sais
- I. Montenegro, Abelardo Antonio de Assunção
II. Título

ADRIANO LUIZ NORMANDIA MONTEIRO

**Avaliação de lavagem incompleta de sais em Neossolo Flúvico
utilizando modelagem computacional**

Tese defendida e aprovada em 31/05/2007 pela Banca Examinadora:

ORIENTADOR:



Prof. Abelardo Antônio de Assunção Montenegro PhD

EXAMINADORES:



Prof. Antônio Celso Dantas Antonino , PhD



Prof. Ênio Farias de França e Silva , Dr



Prof. Marcus Metri Correia, Dr



Prof. Tony José Araújo da Silva, Dr

RECIFE - PE
MAIO - 2007

AGRADECIMENTOS

A Deus, por tudo que tem feito em minha vida, e pelas oportunidades concedidas.

Ao professor Abelardo Montenegro, pela orientação e pelos apoios técnico e emocional durante essa fase de estudo.

À professora Suzana Maria Gico Montenegro, pelo apoio científico.

Ao professor Heiko Diestel pela hospitalidade e oportunidade de enriquecer culturalmente e cientificamente na troca de experiências durante o intercâmbio na Alemanha.

Aos meus Pais Delmiro Monteiro da Purificação Filho e Tânia Maria Monteiro Normandia,

À minha esposa Márcia Alexandre dos Santos Monteiro pela sua compreensão, amor e paciência nos momentos que estive ausente.

Ao Francisco Xavier dos Santos, pela amizade e cooperação fundamental na etapa de experimento de campo.

Aos meus amigos de turma, Izabel Gallindo, Sandro, Alexandre, Rossini, Izabele, pelos momentos de descontração.

A todos os colegas orientados do professor Abelardo, Tafnes, Eduardo, Betinho, Ana Paula, Isaac, Thais, Edivan, Júlio, Edimilson, Manoel, Valdemir Júnior.

A todos os professores que fazem parte do programa de Pós-graduação em Ciência do Solo.

Ao professor Clístenes Araújo, pelos conselhos e estímulo para finalização deste trabalho.

Aos agricultores da Fazenda Nossa Senhora do Rosário, pela paciência e auxílio durante a realização deste trabalho, em particular ao agricultor Vivaldo, durante a fase de campo.

Aos funcionários e além de tudo amigos, Socorro, Josué, “Seu Noca”, pela dedicação e apoio nos assuntos burocráticos. A CAPES pela concessão da bolsa de estudo

Capes-DAAD pela oportunidade do intercâmbio cultural e científico fundamental ao aperfeiçoamento no aprendizado da cultura alemã e da pesquisa internacional, além

de trocas de experiências nas práticas em laboratórios, aos professores e técnicos envolvidos durante os estágios.

À Professora Maria do Carmo Sobral, da UFPE, pelo apoio fundamental na viabilização da bolsa na Alemanha e pela capacidade de sempre estimular seus orientados para o enriquecimento científico.

Ao PhD Dr. Heiner Stoffregen, reconhecido especialista do instituto para ecologia do Departamento especializado em avaliação local e Proteção do solo, *Institut für Ökologie Fachgebiet Standortkunde & Bodenschutz* pela cooperação no processo de conhecimentos específicos e da pesquisa na área de modelagem matemática de fluxo e transporte de solutos.

Posso todas as coisas naquele que me fortalece.
(Filipenses 4:13)

DEDICATÓRIA

A minha Avó Hilda dos Reis Normandia e a minha esposa Márcia Monteiro por estarem sempre ao meu lado durante toda essa fase de luta e conquista.

CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O desenvolvimento desta pesquisa em solo se deu no Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, bem como na Universidade Técnica de Berlin, Alemanha através de “Programa Sanduíche” financiado pela CAPES/DAAD.

O estágio no exterior foi realizado no Instituto de Arquitetura da Paisagem e Planejamento do Meio Ambiente, Institut für Landschaftsarchitektur und Umweltplanung, Departamento de Conservação do Solo, Hidrologia Aplicada, Irrigação e Drenagem, *Fachgebiet Wasserhaushalt und Kulturtechnik* sob orientação do Professor Dr. Heiko Diestel, com extensa experiência em regiões do Semi-árido tendo desenvolvido pesquisas ligadas à gestão de recursos hídricos e do uso e conservação do solo. Também contou, em especial, com o acompanhamento Dr. Heiner Stoffregen, especialista em modelagem computacional em área não saturada do Departamento de Proteção de Solo, Institut für Ökologie com vasta experiência em modelagem numérica.

SUMÁRIO

ITEM		Página
	LISTA DE FIGURAS	iv
	LISTA DE TABELAS	viii
	LISTA DE SÍMBOLOS	x
	RESUMO	xiii
	ABSTRACT	xiv
1	INTRODUÇÃO	1
2	OBJETIVOS	4
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA	5
3.1	Composição do solo	5
3.2	Origem de sais no solo	6
3.3	A salinidade em escala global	8
3.4	Manejo de salinidade em áreas irrigadas	9
3.5	Hidráulica dos solos	12
3.5.1	O solo como um meio de fluxo de água	12
3.5.2	O fluxo de água no solo	14
3.5.3	Curva de retenção de água no solo	16
3.5.4	Curva de condutividade hidráulica	17
3.5.5	Medidas de condutividade hidráulica	18
3.6	Transporte de sais e principais parâmetros envolvidos	19
3.6.1	Transporte de solutos dissolvidos através de solos	19
3.6.2	Advecção	20
3.6.3	Dispersão Hidrodinâmica: Difusão e Dispersão Mecânica	20
3.6.4	Equação Diferencial do Transporte de Massa Advectivo-Dispersivo Unidimensional	22
3.6.5	Dispersão hidrodinâmica	23
3.7	Modelos Numéricos	24
3.7.1	Modelos de fluxo de água e transporte de solutos e suas peculiaridades	25

3.7.2	Condições iniciais e de contorno	27
3.8	Modelo Hydrus	29
3.9	Condutividade elétrica do extrato de saturação do solo	30
3.10	Evapotranspiração	31
4	MATERIAL E MÉTODOS	37
4.1	Caracterização da área	37
4.2	Caracterização física	38
4.3	Monitoramento da tensão no solo	38
4.4	Medida de condutividade hidráulica pelo permeâmetro de Guelph	39
4.5	Simulação através do modelo Hydrus	42
4.5.1	Condições iniciais e de contorno	43
4.5.2	Extração de água e crescimento da raiz	44
4.6	Avaliação do modelo	46
4.7	Experimento realizado no Vale de Mutuca	47
4.7.1	Caracterização Física do solo da Área de Estudo	49
4.7.2	Condições meteorológicas	53
4.7.3	Variação de umidade no solo	53
4.7.4	Modelagem Numérica	53
4.7.5	Ensaio de eluição para o lote 1	54
4.8	Experimentos realizados na Fazenda Nossa Senhora do rosário	54
4.9	Experimento em lote Irrigado	55
4.9.1	Simulação computacional aplicada ao lote irrigado	57
4.10	Experimento em lisímetros de drenagem	58
4.10.1	Monitoramento das propriedades físicas e químicas nos lisímetros	60
4.10.2	Simulação computacional aplicada aos lisímetros de drenagem	62
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	64
5.1	Experimento em lotes irrigados no Vale do Mutuca	64
5.1.1	Modelagem computacional	64
5.1.2	Ensaio de eluição	69
5.2	Experimento em lote irrigado da Fazenda Nossa Senhora do Rosário	70

5.2.1	Simulações na zona não saturada	70
5.3	Experimento em lisímetros de drenagem	72
5.3.1	Resultados Experimentais	72
5.3.2	Resultados Numéricos	77
5.3.3	Simulação de cenários	87
6	CONCLUSÕES	91
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
3.1	Composição volumétrica de um solo de textura média.	5
3.2	Diagrama triangular das classes texturais do solo (USDA).	6
3.3	Modelo esquemático do risco de salinização de solo e aquífero decorrente de irrigação (Fonte: Bastos, 2004)	11
3.4	Elemento de solo atravessado por um fluxo na direção Z (Schmidt, 2004).	22
3.5	Mecanismos de mistura mecânica em escala microscópica (adaptado de Bedient, 1994).	24
4.1	Mapa do estado de Pernambuco com destaque para as duas áreas de estudo (adaptado de Almeida, 2006).	37
4.2a e	Índices de área foliar para cultura da cenoura ajustado a um modelo	
4.2b	Gaussiano.	44
4.3	Esquema representativo da variação de α em função da tensão do solo (Feddes, 1978).	44
4.4	Esquema representativo da caracterização dos lotes das unidades experimentais.	48
4.5	Figura ilustrativa do lisímetro de pequeno porte (A); Estrutura metálica para coleta de monolito com mínima perturbação do solo (B) e Lisímetro instalado (C).	49
4.6	Curvas de retenção de água no solo, para lote 1 cultivado com cenoura irrigado com microaspersão nas profundidades 0-40, 40-60, 60-90 e, 90-120cm.	50
4.7	Curvas de retenção de água no solo, para lote 2 cultivado com cenoura irrigado com aspersão nas profundidades 0-30, 30-60, 60-90, 90-100 e, 100-120cm.	51
4.8	Curvas de retenção de água no solo média, para lote sem cultivo nas profundidades 0-30, 30-60, 60-90cm.	52

4.9	Representação esquemática de uma estação tensiométrica instalada na área experimental.	56
4.10	Representação esquemática da unidade experimental em área irrigada, cultivada com cenora.	59
4.11a e 4.11b	Detalhe do sistema de drenagem do lisímetro com tubos PVC e camada de cascalho.	59
4.12a e 4.12b	Vista parcial dos lisímetros de drenagem instalados na Fazenda Nossa Senhora do Rosário.	60
4.13a e 4.13b	Coleta da solução do solo, através de bomba à vácuo manual.	61
5.1	Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 1 no dia 12/07/06.	65
5.2	Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 2 no dia 12/07/06.	65
5.3	Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 3 no dia 12/07/06.	66
5.4	Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 1 para o dia 20/07/06.	66
5.5	Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 2 no dia 20/07/06.	67
5.6	Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 3 no dia 20/07/06	67
5.7	Teste de eluição realizado em lisímetro simplificado, em Mutuca-PE.	69
5.8	Comparação da dinâmica do potencial matricial medido e simulado, para as profundidades de 20 e 40cm.	70
5.9	Comparação da dinâmica do potencial matricial medido e simulado para as profundidades de 80 e 100cm.	71
5.10	Potenciais simulados e medidos para as profundidades de 20 e 40cm.	72

5.11	Distribuição temporal das lâminas totais de entrada nos lisímetros e de evapotranspiração real (ppt – precipitação pluviométrica, ET – evapotranspiração real e, I – lisímetro).	73
5.12	Balanço hídrico experimental no lisímetro 1 (ΔA é a variação de armazenamento no perfil de solo).	73
5.13	Balanço hídrico experimental no lisímetro 2 (ΔA é a variação de armazenamento no perfil de solo).	74
5.14	Balanço hídrico experimental no lisímetro 3 (ΔA é a variação de armazenamento no perfil de solo).	74
5.15	Partição da evapotranspiração entre evaporação do solo (EV) e de transpiração (T) para lisímetro L1 (IAF2).	75
5.16	Partição da evapotranspiração entre evaporação do solo (EV) e de transpiração (T) para lisímetro L2 (IAF2).	75
5.17	Partição da evapotranspiração entre evaporação do solo (EV) e de transpiração (T) para lisímetro L3 (IAF2).	76
5.18a e	Avaliação do comprimento e do diâmetro das cenouras.	
5.18b		77
5.19	Potenciais medidos e simulados ao longo do perfil, para o lisímetro de drenagem L1 ($C_x= 0,84$).	79
5.20	Potenciais medidos e simulados ao longo do perfil, para o lisímetro de drenagem L2 ($C_x= 1,20$).	79
5.21	Potenciais medidos e simulados ao longo do perfil, para o lisímetro de drenagem L3 ($C_x= 1,30$).	80
5.22	Comparação entre potenciais matriciais para o lisímetro L2, em pentadas.	81
5.23	Comparação entre potenciais matriciais para o lisímetro L1, em pentadas.	81
5.24	Comparação entre potenciais matriciais para o lisímetro L3, em pentadas.	82
5.25	Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L1 ($C_x= 0,84$).	83

5.26	Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L2 ($C_x=1,20$).	84
5.27	Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L3 ($C_x=1,30$).	84
5.28	Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L1 ($C_x= 0,84$)- valores médios na zona radicular.	85
5.29	Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L2 ($C_x=1,20$)- valores médios na zona radicular.	85
5.30	Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L3 ($C_x=1,30$)- valores médios na zona radicular.	86
5.31a e 5.31b	Perfis de salinidade em $t = 40$ dias e $t = 100$ dias, para os três lisímetros, respectivamente.	87
5.32	Distribuição de frequência acumulada da CE para a profundidade de 10cm, com os diferentes coeficientes de lixiviação.	88
5.33	Distribuição de frequência acumulada da CE para a profundidade de 20cm, com os diferentes coeficientes de lixiviação.	88
5.34	Distribuição de frequência acumulada da CE para a profundidade de 30cm, com os diferentes coeficientes de lixiviação.	88
5.35	Lâminas de irrigação e percentuais de não excedência do valor limite, para cada coeficiente de lixiviação testado.	90

LISTA DE TABELAS

Tabela	Página	
4.1	Parâmetros de planta utilizado no modelo de Feddes (Feddes et al.,1978)	45
4.2	Fórmulas de cálculo para os coeficientes de comparação do resultados modelados com os resultados observados experimentalmente.	46
4.3	Características físicas do perfil do solo dos lotes em experimento	49
4.4	Condutividade hidráulica saturada determinada pelo Gueph e parâmetros da equação de van Genuchten.	52
4.5	Valores médios, desvio-padrão e coeficiente de variação das propriedades físicas do solo.	57
4.6	Valores de condutividade hidráulica saturada	57
4.7	Valores de coeficiente de cultura para a cenoura.	57
4.8	Caracterização Física do solo do lisímetro 2	60
4.9	Os parâmetros de planta utilizados nos lisímetros, para simulação com o modelo HYDRUS.	62
4.10	Parâmetros da curva encontrados por Bastos (2004) na área em estudo.	63
4.11	Valores estimados para calibração do modelo.	63
5.1	Índices de comparação entre resultados observados e simulados, correspondentes às simulações de potencial total da água no solo.	68
5.2	Valores de EQM para a curva de eluição simulada pelo modelo HYDRUS.	69
5.3	Parâmetros biométricos da cultura da cenoura, em cada lisímetro.	77
5.4	Coeficientes de Willmott e Erro quadrático médio (EQM), por lisímetro.	82
5.5	Freqüências acumuladas de não excedência do valor limite de $CE=3,00 \text{ dS m}^{-1}$.	89

5.6	Lâminas requeridas pela cultura para cada coeficiente de lixiviação.
-----	--

89

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Definição	Unidade
$\psi - H$	Potencial total da água no solo	L
$\psi_m - h$	Potencial matricial	L
ψ_o	Potencial osmótico	L
ψ_g	Potencial gravitacional	L
ψ_p	Potencial de pressão	L
q_z	Fluxo na direção z	$L T^{-1}$
q_0	Condição de contorno de fluxo ascendente	$L T^{-1}$
H_c	altura da cubeta de mercúrio até a superfície do solo	L
h_m	altura da coluna de mercúrio	L
h_0	condições de contorno na superfície do solo	
h_ϕ	Potencial osmótico	L
$h_{\phi 50}$	tensão osmótica na qual a taxa de extração de água é reduzida por 50%	L
z	coordenada de posição vertical	L
Z_t	profundidade do tensiômetro	L
$C(h)$	Capacidade hídrica específica	L^{-1}
C_i	concentração inicial do soluto	$M L^{-3}$
t	coordenada temporal	T
θ	umidade volumétrica do solo	$L^3 L^{-3}$
S_r	volume de água extraído pelo sistema radicular	$L^{-3} T^{-1}$
C	Parâmetro de ajuste dimensional (Permeâmetro de Guelph)	
G	Parâmetro do cálculo do ϕ_m pelo método do Permeâmetro de Guelph	
p	Porosidade	
D_g	Densidade do solo	ML^{-3}
α, n, m	parâmetros do modelo van Genuchten	
θ_r	umidade residual	$L^3 L^{-3}$

θ_s	umidade de saturação	$L^3 L^{-3}$
S_e	Saturação efetiva	$L^3 L^{-3}$
K	Condutividade hidráulica	$L T^{-1}$
K_{sat}	Condutividade hidráulica saturada	$L T^{-1}$
K_p	Coefficiente de tanque	
K_c	Coefficiente de cultura	
ϕ_m	Potencial de fluxo mátrico (Guelph)	$L T^{-1}$
ECA	Evaporação do tanque classe "A"	LT^{-1}
E_p	evaporação potencial no solo	$L T^{-1}$
ET_0	evapotranspiração de referência	$L T^{-1}$
ET_p	evapotranspiração potencial da cultura	$L T^{-1}$
ET_r	evapotranspiração real da cultura	$L T^{-1}$
T_p	taxa transpiração potencial	LT^{-1}
h	potencial matricial do solo	L
IAF	índice de área foliar	$L^2 L^{-2}$
J_a	Fluxo advectivo	$M L^{-2} T^{-1}$
J_D	fluxo por difusão	$M L^{-2} T^{-1}$
τ	Fator de tortuosidade	
C	concentração do soluto na fase líquida do solo	$M L^{-3}$
D	coeficiente de dispersão hidrodinâmica	$L^2 T^{-1}$
D_m	coeficiente de difusão molecular	$L^2 T^{-1}$
D_h	coeficiente de dispersão mecânica	$L^2 T^{-1}$
α_L	dispersividade do solo	L
v	velocidade da solução no poro	$L T^{-1}$
d	diâmetro característico do solo	L
J_s	fluxo de solutos no solo	$M L^{-2} T^{-1}$
EAM	erro absoluto médio	
EQM	erro quadrado médio	
ERM	erro relativo médio	
D_w	índice de ajuste do modelo (Willmott, 1982)	
L_{bruta}	lâmina bruta diária ou total de irrigação	L

$L_{líquida}$	lâmina líquida de irrigação diária	L
E_f	eficiência do sistema de irrigação	
C_x	coeficiente de lixiviação	
CE_{irrig}	salinidade da água de irrigação	dSm^{-1}
CE_{dre}	salinidade da água de drenagem	dSm^{-1}
CE_{est}	condutividade elétrica do extrato de saturação estimada a partir da condutividade elétrica da solução do solo	$dS\ m^{-1}$
CE_s	condutividade elétrica da solução do solo	$dS\ m^{-1}$
Θ_a	umidade do solo no momento da aplicação do vácuo	L^3L^{-3}
Θ_s	umidade da pasta de saturação do solo	L^3L^{-3}

RESUMO

O presente estudo foi desenvolvido em duas localidades que são modelos típicos de pequena agricultura familiar no semi-árido do Nordeste, em vales aluviais: a Fazenda Nossa Senhora do Rosário, localizada do município de Pesqueira-PE, região Agreste do Estado de Pernambuco, e em lotes irrigados na zona de rural do município de Belo Jardim, região Agreste do Estado de Pernambuco. O objetivo foi calibrar e validar modelo computacional para simular cenários que envolvam o transporte de sais em solos aluviais no semi-árido nordestino, e prever o efeito de lâminas de lixiviação e da precipitação no controle da salinidade do solo em lisímetros de drenagem. Com base em simulações numéricas, utilizando o modelo HYDRUS-1D, avaliou-se o fluxo e o transporte de sais. Para calibração do modelo foram utilizados dados do potencial matricial da água no solo, condutividade elétrica da solução do solo, além de dados da curva característica de retenção de água no solo. Usando medidas de campo de evapotranspiração potencial, e precipitação, foi possível inferir que o modelo apresentou-se como ferramenta adequada nas simulações realizadas, para diferentes cenários de lâminas de lixiviação. Verificou-se experimentalmente e numericamente que a lixiviação incompleta pode ser utilizada como alternativa de manejo para redução da salinidade na zona radicular, desde que precipitações efetivas possam complementar as lavagens.

ABSTRACT

This study has been developed in two locations which are typical of communal agriculture in the Northeast semi-arid, in alluvial valleys: Nossa Senhora do Rosário Farm, municipal district of Pesqueira, in the “agreste” area of Pernambuco State and another in the municipal district of Belo Jardim-PE. The objective was to evaluate a computational model to simulate scenarios involving salinization in alluvial soils in the semi-arid Northeast and to simulate the reduction effect on soil salinity in drainage leaching lisimeters and the precipitation as an element to reduce salt content. Based on numeric simulations with finite elements, using the model HYDRUS-1D, it was evaluated flow and transport of salts. For model calibration, of the model field data of water content and soil water pressure head, electric conductivity of soil solution, in addition to soil water characteristic parameters. Using measured actual evapotranspiration of the crop separated: potential evaporation (E_p) and potential transpiration (T_p), and precipitation, besides irrigation with different leaching depths, it was verified that the model is a satisfactory tool to simulate flow and transport in the studied situations. The leach should be used as handling for reduction of the salinity in the root zone since effective precipitations can drain in the winter periods. Incomplete leaching can be an effective alternative to reduce salinity in the root zone, when rainfall might occur.

1. INTRODUÇÃO

A região semi-árida do Brasil, correspondente a 52% do Nordeste Brasileiro, possui a agricultura como um dos principais elementos da economia. Em especial, a agricultura familiar apresenta características de diversificação da produção vegetal e animal, trabalhando em pequenas escalas e com mão-de-obra inerente. É a atividade principal na produção de alimentos no Brasil. Contudo, sofre em virtude da instabilidade climática, como o regime irregular das chuvas e a elevada taxa de evaporação (Santiago, 2002). A implantação de sistemas de irrigação é indispensável na região em razão da ocorrência do déficit hídrico para as culturas, principalmente na época seca. Além disso, a irrigação é um instrumento efetivo no aumento da produtividade e na expansão de fronteiras agrícolas. Porém, sua utilização inadequada pode causar problemas de salinização nos solos, principalmente em regiões áridas e semi-áridas, diminuindo os rendimentos das culturas, ou até mesmo resultando no abandono das terras (Ferreira et al. 2006).

As pesquisas relacionadas aos mecanismos do movimento de água, em especial no balanço hídrico, são de interesse ao manejo da irrigação e indispensável na região, em razão da ocorrência do déficit hídrico para as culturas, principalmente na época seca (Costa et al., 1982).

Além da instabilidade climática, o solo representa fator limitante da agricultura no semi-árido. Segundo Suassuna (1994), citando IBGE (1985), e Carvalho (1973), geologicamente no Nordeste existem dois conjuntos estruturais: o escudo cristalino e as bacias sedimentares. O escudo cristalino, que representa cerca de 70% da área semi-árida, é constituído por solos geralmente rasos, nos quais as rochas que lhes dão origem estão praticamente à superfície, chegando a aflorar em alguns pontos. Essas características resultam em baixa capacidade de infiltração de água e, por conseguinte, alto escoamento superficial e reduzida drenagem subterrânea natural. As únicas possibilidades de existência de água nesse tipo de estrutura encontram-se nas fraturas das rochas cristalinas e nos aluviões próximos a rios e riachos. As fontes hídricas, em tais condições, têm normalmente baixa vazão e são ricas em sais.

Embora os vales aluviais, em geral, apresente restrita capacidade de armazenamento, devido às suas reduzidas dimensões, são explorados intensamente

para pequena agricultura irrigada. As espessuras desses aquíferos são usualmente cerca de 10m, facilmente recarregáveis pelo efeito da precipitação, que mantém a agricultura em pequena escala. Entretanto, segundo Montenegro & Montenegro (2004), esses sistemas são susceptíveis a processos de acúmulo de sais, tanto na zona não-saturada quanto na saturada, a depender, dentre outros fatores, da distribuição espacial de suas características hidráulicas.

No tocante à qualidade da água de irrigação no Nordeste, Audry & Suassuna (1995), em extensivo estudo das características físico-químicas das águas disponíveis para a irrigação no semi-árido do Nordeste do Brasil, verificaram que tanto os valores da salinidade quanto da sodicidade são muitas vezes elevadas nos poços, mesmo aqueles de aluvião.

Com quantidades excessivas de sais solúveis acumuladas na zona radicular, as plantas têm dificuldade de extrair água da solução salina do solo, resultando na redução do crescimento e produtividade das plantas.

A salinidade excessiva pode ser controlada pela aplicação de um total adicional de água de irrigação, chamado requerimento de lixiviação. O requerimento de lixiviação é uma necessidade extra de água para promover a lavagem como uma fração da porcentagem de água aplicada que penetra no solo (Andrade, 1996).

A modelagem matemática está sendo cada vez mais indispensável no estabelecimento de políticas protetoras do ambiente. Com a evolução dos computadores pessoais, a modelagem matemática e numérica tornou-se uma escolha natural como ferramenta atualizada de avaliação e gestão (Cabral & Demétrio, 1997). Centenas de modelos foram desenvolvidos para o manejo de diferentes tipos de aquíferos e condições específicas encontradas no campo. No entanto, vale salientar que a principal limitação quanto ao uso de modelos é a coerência de dados de entrada necessários, os quais não se encontram freqüentemente disponíveis, assim como resultados de ensaios para calibração e validação dos mesmos (Gonçalves, 2002).

Esta pesquisa foi desenvolvida em dois aquíferos aluviais do semi-árido do Nordeste. O aquífero aluvial da Fazenda Nossa Senhora do Rosário, município de Pesqueira, e o do Distrito de Mutuca, localizado no município de Belo Jardim, tendo como objetivo verificar manejo redução da salinidade do solo adotando-se diferentes

lâminas de lixiviação através de ferramenta computacional experimento de campo. Adicionalmente, buscou-se avaliar a ação da precipitação como elemento redutor da salinidade.

Observando-se o manejo de irrigação exercido pelos agricultores, verificou-se que há uma tendência para aplicação da lâmina de irrigação superior às necessidades da planta, gerando muitas vezes desperdício de água.

Diante das características locais de solos susceptíveis à salinização, e de clima semi-árido, estudos são necessários para incrementar as técnicas de manejo da irrigação, possibilitando maior economia de água e sustentabilidade da região.

Em particular, faz-se necessário investigar as lâminas de lavagem suficientes e necessárias para uma adequada produção agrícola, sem comprometer a médio e longo prazo a sustentabilidade dos pequenos vales aluviais irrigados.

2. OBJETIVOS

1. Avaliar a adequabilidade de modelos computacionais para simular cenários de salinidade em solos aluviais, no semi-árido;
2. Verificar o efeito da redução da salinidade do solo adotando-se diferentes lâminas de lixiviação;
3. Investigar a ação da precipitação como elemento redutor da salinidade, após irrigação com lixiviação incompleta.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA

3.1 Composição do solo

O solo, como um sistema multicomponente, é constituído de materiais sólidos líquidos e gasosos. A associação da fase líquida à gasosa chega a ocupar grande parte do volume de solo, e compõe a porosidade total.

Conforme Brady (1989), a composição de um solo de textura média adequada ao desenvolvimento da zona radicular de uma planta está apresentada na Figura 3.1.

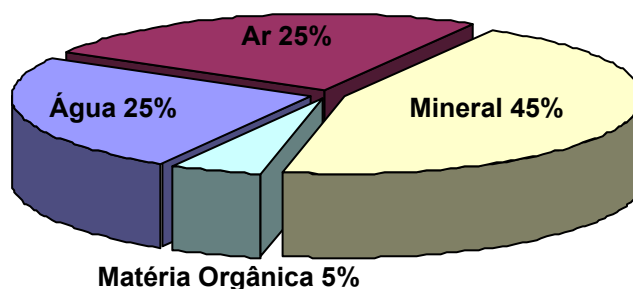


Figura 3.1 – Composição volumétrica de um solo de textura média.

A parte sólida é principalmente mineral e se constitui de partículas classificadas de acordo com o tamanho médio dos grãos, em areia, silte e argila. As proporções de areia, silte e argila determinam a textura do solo, que pode ser representada por um diagrama triangular, como o da Figura 3.2, proposto pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e adotado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS). O arranjo das diversas partículas, juntamente com os efeitos cimentantes de materiais orgânicos e inorgânicos, determinam a estrutura do solo. Os materiais orgânicos consistem de resíduos vegetais e animais, parte dos quais são vivos e o restante se apresenta em diversos estágios de decomposição, denominado húmus (Oliveira, 2001).

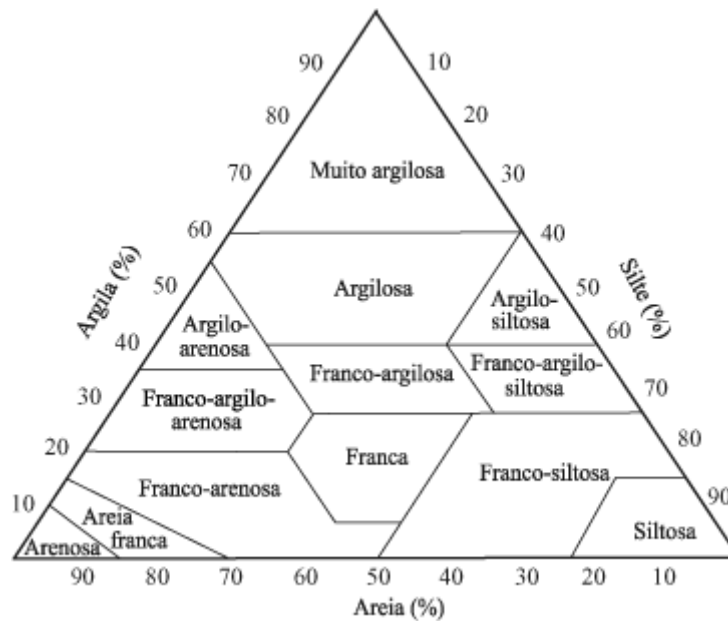


Figura 3.2 - Diagrama triangular das classes texturais do solo (USDA).

Os diferentes tamanhos e arranjos das partículas minerais do solo implicam na formação de cavidades de formas e tamanhos peculiares, os poros.

A parte líquida do solo constitui-se essencialmente de água, contendo minerais dissolvidos e materiais orgânicos solúveis. Ela pode ocupar parte ou todo o espaço vazio entre as partículas sólidas, dependendo da umidade do solo. Esta água é absorvida pelas raízes das plantas ou é drenada para camadas de solo mais profundas e, por isso, precisa ser periodicamente reposta pela chuva ou pela irrigação, para garantir uma produção vegetal adequada. Daí a importância agrícola do conhecimento deste reservatório de água para as plantas, e dos princípios que governam o seu funcionamento (Oliveira, 2001).

3.2 Origem de sais no solo

A salinização do solo pode ser de origem primária, que ocorre em condições naturais, ou secundária, quando induzida pelo homem (Silva, 2002).

Naturalmente, os solos e as águas contêm sais. As fontes naturais são os minerais que constituem as rochas, que formam a superfície terrestre. Durante o processo de intemperismo das rochas, dependendo da geomorfologia da região, os sais podem ser carreados para horizontes inferiores através da percolação ou levados a lugares distantes por escoamento superficial. No primeiro caso, os sais são depositados nas águas sub-superficiais podendo, por capilaridade, acumular-se

na superfície do solo, à medida em que a água for evaporada ou consumida pela planta. O segundo fenômeno é o principal responsável pela deposição e acumulação de sais em rios, mares, açudes. Em regiões úmidas, com elevada precipitação, os sais são lixiviados até o lençol freático ou eliminados através das águas superficiais .

A salinização do solo ocorre onde existam sais solúveis no solo, lençol freático raso e elevada taxa de evaporação (Oliveira, 1997; Eilers, 1995), e está diretamente envolvida com a degradação do solo (Sheridan, 1981; Dregne, 1983). Em regiões áridas ou semi-áridas, onde exista lençol freático raso podem ocorrer fluxos ascendentes por capilaridade, atravessando a zona não saturada para suprir a evaporação da superfície do solo. Este processo, a ascensão capilar, é responsável pela salinização dos horizontes superficiais do solo, dando origem à salinização secundária. Conforme a água é evaporada para a atmosfera, os sais vão se concentrando no solo, dando origem aos teores prejudiciais ao desenvolvimento vegetal (Montenegro & Montenegro, 2004).

A salinização pela irrigação ocorre em função da qualidade da água utilizada, e afeta grandes extensões de áreas em regiões áridas e semi-áridas de todo planeta. Sabe-se que a irrigação é vital para a agricultura, auxiliando no aumento de produção, em especial para regiões áridas e semi-áridas do globo terrestre. Todavia, as áreas irrigadas em regiões úmidas vêm aumentando nos últimos anos, para equilibrar o fornecimento de água em períodos com regime irregular das chuvas. Fassbender & Bornemisza (1987), Ritzema (1994) e Suassuna (1996) ressaltam que a prática da irrigação é um dos principais indutores de salinização, particularmente em áreas de lençol freático raso.

Nem todos os sais incorporados pelas águas ficam no solo, pois uma parte pode ser eliminada por percolação, por meio de sucessivas lâminas de irrigação ou chuvas ou, ainda, tornar-se insolúvel mediante a precipitação, quer por reações químicas ou por atingir limites de solubilidade na solução do solo. Além disso, outra parte é absorvida pelas plantas para atender às suas necessidades. Para que a agricultura irrigada seja sustentável, a concentração de sais no solo, nas condições de equilíbrio, deverá ser inferior ao limite de tolerância das culturas à salinidade (Dias et al., 2005).

Os efeitos negativos da salinidade podem ser observados no crescimento e rendimento das plantas e, em casos extremos, na perda total da produção. A elevada salinidade pode, inclusive, prejudicar a própria estrutura do solo, pois a

adsorção de sódio pelo solo, proveniente de águas dotadas de elevados teores deste elemento, poderá provocar a dispersão das frações de argila e, conseqüentemente, diminuir a permeabilidade do solo (Dias et al., 2005).

Segundo Lovato (1991), a salinidade tem sido considerada um importante fator limitante para a distribuição das plantas em ambientes naturais. De um modo geral, os fatores químicos do solo, tais como o pH, a salinidade e a disponibilidade de nutrientes podem determinar a distribuição ecofisiológica das espécies (Marschner, 1995; Cushman et al., 1990).

3.3 A salinidade em escala global

A salinidade e a sodicidade nos solos representam duas das maiores ameaças para a agricultura em escala global, especialmente na agricultura irrigada. A primeira afeta principalmente a absorção de água pelas plantas, devido à redução do potencial osmótico da solução do solo, enquanto que a segunda afeta a estrutura do solo e, indiretamente, a disponibilidade da água (Bernardo, 1995). A presença de sais no solo pode também provocar problemas de toxicidade para as plantas. O conjunto desses problemas resultará na diminuição da produção agrícola (Marinho et al., 1998).

Várias nações vêm enfrentando sérios problemas de salinidade em seus solos. De acordo com Barnett et al. (1996), em 1993 a salinidade afetava 391 900 ha das terras potencialmente agrícolas da Austrália, mas as previsões dos órgãos governamentais atestam que este valor poderá subir para 892 500 ha até o ano 2010, número este que corresponderá a 14,8% de todas as terras agriculturáveis daquele país. Uma das causas para esse aumento é a expansão da prática da irrigação em regiões com problemas de salinização primária (ligada à gênese do solo). Aliado a isso, o uso excessivo de água na agricultura irrigada pode resultar, a médio ou longo prazo, em problemas de salinidade do solo ou na elevação do lençol freático a níveis críticos. Em ambos os casos, a produtividade da atividade agrícola pode ser comprometida, causando danos ambientais expressivos. No Canadá, cerca de 27% do total dos solos agriculturáveis têm problema de salinização, cuja classificação vai de moderada a extremamente severa (Eilers, 1995). Na nova classificação de áreas de risco proposta por esses autores, algumas províncias

destacam-se pelo elevado risco de salinização, como é o caso de Manitoba (25%), Saskatchewan (34%) e Alberta (17%).

Estima-se que no Brasil a área total de solos afetados por sais seja superior a 4 milhões de hectares (Szabolcs, 1989), podendo aumentar consideravelmente com o tempo. No Nordeste brasileiro, Pereira et al. (1985) estimam em mais de 9 milhões de hectares a área total ocupada pelos solos potencialmente (geneticamente) salinos.

Segundo Cordeiro (2002), destacam-se dentre as fontes de água para irrigação no Nordeste os reservatórios superficiais (açudes), e os rios, tendo estes últimos, em geral, água de boa qualidade, variando de acordo com a classificação do U.S. Salinity Laboratory Staff – U.S.D.A (U.S.D.A, 1954), de C1 a C2 e de S1 a S2 (baixa a média salinidade e baixo a médio teor de sódio). A mais importante fonte é o Rio São Francisco, cuja água contém baixos teores de sais, sendo classificada como C1S1 (baixa salinidade e baixo teor de sódio). O uso destas águas sob condições adequadas de manejo não deveria oferecer maiores problemas para irrigação. Todavia, a região apresenta uma elevada predisposição à degradação oriunda do emprego incorreto de práticas agrícolas, que aliada à intensa evaporação, resultam num aumento dos sais nas camadas superficiais do solo. Segundo Audry e Suassuna (1995), as águas subterrâneas do Nordeste são, em geral, salinas e ricas em cloreto de sódio.

3.4 Manejo de salinidade em áreas irrigadas

Conforme Santiago et al. (2004), os agricultores familiares representam 85,2% do total de estabelecimentos rurais no Brasil, ocupando 30,5% da área total e sendo responsáveis por 37,5% do valor bruto da produção agropecuária nacional, embora recebendo apenas 25,3% do financiamento destinado à agricultura e sendo carentes de assistência técnica e de capacitação. A região Nordeste é a que apresenta o maior número de agricultores familiares, sendo a disponibilidade de água de boa qualidade o principal obstáculo para a produção agrícola. A área inclui uma grande variedade de sistemas agrícolas, resultantes de diferentes solos, topografias e padrões de chuva.

Conhecimento e experiências de como manejar a produção vegetal em solos salinos vem-se tornando mais refinados. Uma das técnicas mais comuns de manejo é a lixiviação de sais baseada na adição de água em quantidade suficiente para

carrear o excesso de sais solúveis para longe da zona radicular. Para que esta técnica funcione, é necessário que o solo não possua impedimentos e tenha uma drenagem interna adequada, e que o teor de sais solúveis na água de lixiviação seja compatível com o nível de recuperação pretendida (Forkutsa, 2006).

A lâmina necessária de água para lixiviação depende do conteúdo de sais no solo, condições do sistema de drenagem e da qualidade da água de irrigação (Ferrer & Stockle, 2005). Conforme Bastos (2004), o manejo de irrigação pode induzir o processo de lixiviação e conduzir os sais solúveis para profundidades maiores. No caso da lixiviação completa, os sais arrastados na solução do solo tendem atingir o perfil saturado, acarretando o aumento da condutividade elétrica do lençol freático. Para não ocorrer este aumento da condutividade elétrica no lençol, pode-se realizar uma lixiviação incompleta, na qual a lâmina aplicada irá depositar os sais em uma camada intermediária, entre a zona radicular e o lençol freático.

Bernardo (1995) sugere também que, onde haja camada de impedimento ou onde a circulação saturada seja reduzida, especialmente em áreas de lençol freático raso, a evaporação da água subterrânea através de fluxo capilar é o principal mecanismo a promover a salinização. No tocante à prática da irrigação, a qualidade d'água é um dos fatores de maior relevância. Dentre os problemas relacionados à água, pode-se mencionar sua disponibilidade e toxicidade de íons específicos, como discutido por Gheyi et al. (1997).

Além da qualidade da água, o manejo da irrigação deve ser monitorado, considerando o nível de drenagem natural e/ ou artificial do solo, a profundidade do lençol freático e a concentração original de sais no perfil do solo (Ritzema, 1994). Diestel & Treitz (1977) discutem a importância do manejo da lâmina de irrigação com uso de águas salinas, a qual depende da permeabilidade do solo. Taxas excessivas produzem escoamento superficial, desperdício de água e erosão no solo.

Para se determinar quando irrigar, é comum se estimar a necessidade de água a partir do balanço hídrico dos solos (Reichardt, 1990). O balanço de água no solo é um método de estimativa da disponibilidade hídrica no solo para as plantas, pela contabilização das entradas e saídas de água no sistema solo-água-planta. Neste caso, do ponto de vista hidrológico, o solo pode ser entendido como um reservatório, cujo volume de água armazenado pode ser bastante variável no tempo, dependendo de muitos fatores. O balanço de água no solo pode ser analisado computando-se todas as entradas e as saídas do sistema. Esse passo pode ser

realizado por meio de simulação numérica, com a vantagem de possibilitar a previsão e interpretação de várias situações e cenários prováveis.

Um modelo esquemático do fluxo e transporte de sais em aluviões irrigados, com lençol freático raso, é apresentado na Figura 3.3. O ciclo progressivo da água pode causar o acúmulo de sais, constituído pelos componentes, irrigação-lixiviação-bombeamento-irrigação e, nas áreas propensas a descargas, irrigação-lixiviação-ascensão (Bastos, 2004).

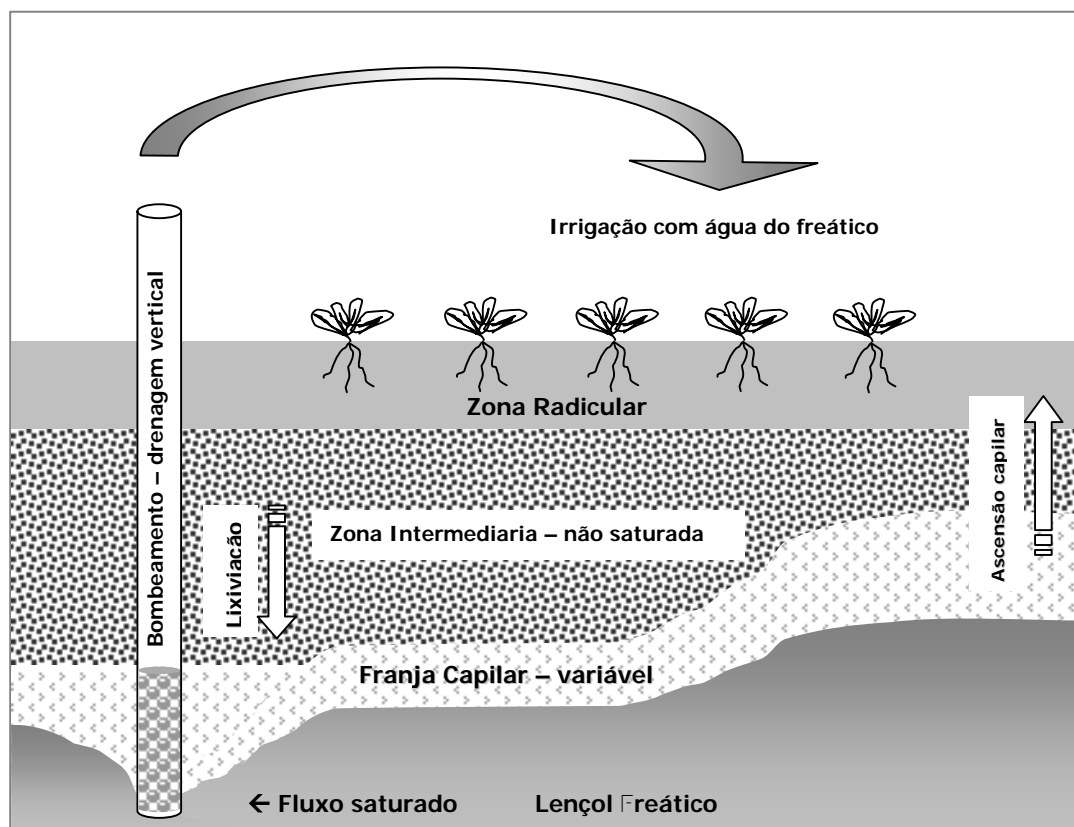


Figura 3.3 - Modelo esquemático do risco de salinização de solo e aquífero decorrente de irrigação (Fonte: Bastos, 2004).

A concentração de sais geralmente é medida de forma total, não se levando em conta os solutos presentes. A salinidade é medida pela condutividade elétrica da água: quanto mais íons estiverem presentes, maior o valor da condutividade elétrica. A metodologia mais utilizada para classificação de água de irrigação, de acordo com Maia (2001), é a proposta por Richards (1954), sendo recomendada pelo laboratório de salinidade dos EUA, que se baseia na condutividade elétrica (CE), como indicadora do perigo de salinização, e na RAS, como indicadora do perigo de sodificação do solo.

A estrutura do solo tem importante influência no transporte de solutos, que depende, por sua vez, dos parâmetros hidrodispersivos do solo (Jury & Roth, 1990). Portanto, em experimentos com colunas de solo, recomenda-se a utilização de amostras de solo indeformadas, embora grande parte dos estudos baseados em ensaios experimentais tenha sido realizada com colunas de solo sem a preservação de sua estrutura.

Costa Filho (2000) descreve procedimento experimental para realização de ensaios de deslocamento de solutos, para determinação de coeficiente de dispersão hidrodinâmica, utilizando colunas de solo deformadas. Montenegro (1997a) conduziu experimentos de laboratório para determinação de parâmetros de transporte utilizando amostras de solo indeformadas, provenientes de vale aluvial, em Pesqueira PE. As amostras foram coletadas com amostrador do tipo 'valvate' (Vallally, 1984). As amostras indeformadas coletadas em formato cilíndrico tinham 19,6cm de comprimento e diâmetro de 4,9cm. Além da estrutura da amostra ser preservada, o aparato experimental utilizado procurou reproduzir as condições de tensão a que solo estava submetido em campo (Montenegro & Montenegro, 2004).

Milfont et al. (2006) realizaram caracterização hidrodispersiva de um Argissolo Amarelo e de um Vertissolo, da região do vale do São Francisco, utilizando colunas de solo. Os valores das dispersividades foram de $0,17 \pm 0,03$ cm e de $0,25 \pm 0,02$ cm, respectivamente para o Argissolo e Vertissolo.

3.5 Hidráulica dos solos

3.5.1 O solo como um meio de fluxo de água

O estado de energia da água no solo, representado pela letra grega psi (ψ), é afetado por vários componentes relacionados à energia livre da água. Os principais componentes de energia no sistema solo-planta são: pressão hidrostática, osmótica, matricial e gravitacional.

Conforme Reichardt (1985), o potencial total da água é uma função da somatória de todos estes componentes, de tal forma que:

$$\psi = \psi_m + \psi_o + \psi_g + \psi_p \quad (3.1)$$

em que,

ψ é o potencial total da água no solo, [L];

ψ_m é o potencial matricial, [L];

ψ_o é o potencial osmótico, [L];

ψ_g é o potencial gravitacional, [L];

ψ_p é o potencial de pressão [L].

O potencial matricial (ψ_m) é resultante da interação da água com a matriz do solo, ou seja, com as partículas sólidas. Essas interações surgem principalmente das forças capilares e de adsorção de água pelo solo. Essas interações fazem com que a água perca a sua capacidade de realizar trabalho, ou seja, diminuam a sua energia potencial em relação à água livre.

O potencial osmótico (ψ_o) é resultante da presença de sais minerais dissolvidos na água do solo. Dessa maneira, a água no solo tem o seu potencial diminuindo em relação à água pura, já que os íons interagem com as moléculas da água.

O potencial gravitacional (ψ_g) é devido à força da gravidade que atrai todos os corpos, 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.

O potencial de pressão (ψ_p) é equivalente à pressão hidrostática. Uma vez que o estado de referência é o da água pura, à pressão atmosférica, ele será positivo quando o sistema estiver sob pressão maior do que a atmosférica.

Segundo Reichardt (1990), a água é retida no solo devido a fenômenos de capilaridade e adsorção. A capilaridade está ligada à afinidade entre as partículas sólidas e a solução do solo, havendo, porém, a necessidade de interfaces água-ar. Estas interfaces água-ar formam meniscos que apresentam uma curvatura, que é tanto maior quanto menor o poro. A curvatura determina o estado de energia da água e, por isso, diz-se que quanto menor o poro, tanto mais retida se encontra a água. Como o solo possui uma grande variedade de poros, em forma e "diâmetro", quando se aplica uma dada energia ao solo (por exemplo, através de uma sucção), esvaziam-se inicialmente os poros maiores. Aumentando-se a energia aplicada, esvaziam-se os poros menores.

Conforme Naime (2001), a capilaridade atua na retenção de água dos solos na faixa úmida, quando os poros estão razoavelmente cheios de água. Quando um solo seca, os poros vão se esvaziando e filmes de água recobrem as partículas sólidas. Nestas condições, o fenômeno de adsorção passa a dominar a retenção de água. A adsorção pode ser elétrica, pois a água é um dipolo, ou material,

correspondendo a uma atração entre os sólidos e a água. A energia de retenção da água nestas condições é muito maior e, por isso, grandes quantidades de energia são requeridas para se retirar a água do solo (Reichardt, 1990).

Muitos fatores afetam a retenção da água no solo. O principal deles é a textura, pois ela, diretamente, determina a área de contato entre as partículas sólidas e a água. A estrutura também afeta a retenção de água, pois ela infere no arranjo das partículas, que por sua vez vai determinar a distribuição de poros. A fração argila desempenha importante papel nos fenômenos que ocorrem nos solos, devido às suas características, e tem ótimas propriedades de retenção de água (Reichardt, 1990).

O componente matricial do potencial total de água no solo é função de sua umidade. Se o arranjo poroso não for alterado, a relação entre o potencial matricial do solo e a umidade é uma propriedade física do solo (Reichardt, 1985). Com a mudança de umidade do solo, o potencial matricial destes solos também muda. O gráfico que representa esta relação é geralmente chamado de “curva característica de umidade do solo” (Ritzema, 1994).

Esta relação entre o potencial matricial e o conteúdo a umidade volumétrica é fundamental na análise quantitativa do movimento da água no solo. Ela é utilizada na estimativa da variação do armazenamento e dos gradientes de potencial que controlam o movimento da água no solo (Coelho & Oliveira, 1984).

3.5.2 O fluxo de água no solo

Quem primeiro estabeleceu os fatores que determinam o movimento da água no solo foi o Engenheiro hidráulico Henry Darcy, em 1856. Após uma série de experimentos em colunas de areia, na vertical, sob condições saturadas chegou a equação denominada mundialmente como a lei de Darcy (para padronizar as equações em nomenclatura adotada em hidrologia considerou $\psi = H$ e $\psi_m = h$):

$$q_z = -K_{sat} \frac{\partial H}{\partial z} \quad (3.2)$$

em que

q – densidade de fluxo na direção z (LT^{-1});

K_{sat} – condutividade hidráulica do solo saturado ($L T^{-1}$);

∂H – potencial total da água no solo (L);

∂z – coordenada de posição vertical, sendo positiva para cima (L).

A equação de Darcy é válida para condição de solo saturado, aplicada em casos que não há 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).

Os conceitos iniciais às condições de solo não-saturado, foram desenvolvidas por Buckingham em 1907. A equação resultante, denominada de equação de Darcy-Buckingham, pode ser expressa na direção vertical como:

$$q_z = -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad (3.3)$$

na qual q_z é a densidade de fluxo (LT^{-1}), ou seja, o volume de água por unidade de área e de tempo; $K(h)$ é a condutividade hidráulica do solo não saturado (LT^{-1}), h é o potencial matricial do solo (L) e z é a coordenada de posição na direção do fluxo (L).

A equação da continuidade, que expressa a conservação da massa de água em um elemento de um solo não saturado, pode ser escrita, considerando apenas a componente de fluxo na direção vertical, como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_z}{\partial z} - S(h) \quad (3.4)$$

sendo t o tempo (T), θ é a umidade volumétrica do solo (L^3L^{-3}) e S (T^{-1}) é o volume de água extraído pelas plantas, por unidade de volume do solo e de tempo ($L^{-3}T^{-1}$).

Combinando-se a equação da continuidade e a equação de Buckingham-Darcy, Richards (1941), citado por Montenegro (1997b), derivou a equação diferencial que governa o movimento de água em solo não saturado na direção vertical, em regime de fluxo transiente, dado por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S_r(h) \quad (3.5)$$

na qual θ é a umidade do solo na base de volume (L^3L^{-3}), t o tempo (T), h é o potencial matricial (L) $K(h)$ a condutividade hidráulica (LT^{-1}) em função do potencial matricial, z profundidade (L), S_r o volume de água extraído pelo sistema radicular (T^{-1}).

A equação (3.5) é adicionada o termo capacidade hídrica específica.

$$C(h)\frac{\partial\theta}{\partial h} \quad (3.6)$$

$C(h)$ – capacidade hídrica específica (L^{-1})

Resultando na equação (3.7):

$$C(h)\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S_r(h) \quad (3.7)$$

A equação é aplicável tanto para condição de escoamento saturado como não saturado (Vancloster et al., 1994).

De um ponto de vista prático, o fluxo de água na zona não saturada ocorre predominantemente na direção vertical (Ragab & Cooper, 1990). No entanto, as equações podem ser extendidas e aplicadas a duas ou três dimensões. Tais extensões estão além do escopo deste estudo.

3.5.3 Curva de retenção de água no solo

Para solucionar a equação geral do fluxo em meios porosos não saturados, aplicada a um problema específico, precisam ser conhecidas as relações entre umidade do solo e potencial matricial da água no solo $\theta(h)$, e entre condutividade hidráulica e potencial matricial ou a umidade volumétrica, $K(h)$ ou $K(\theta)$.

A relação entre a umidade e o potencial matricial de água no solo recebe as denominações de curva característica de umidade do solo ou curva de retenção de água no solo. Essa relação depende de vários fatores como textura, mineralogia, estrutura das partículas do solo, conteúdo de matéria orgânica e temperatura. O efeito da temperatura na curva de retenção de água no solo pode ser desprezado para a maioria dos tipos de solos (Rawls et al., 1991).

Experimentalmente, constata-se a existência de uma família de curvas distintas quando se procede ao levantamento da relação potencial matricial–umidade por desorção de um solo inicialmente saturado ou por sorção de água deste solo inicialmente seco. Observa-se que para um certo potencial matricial, a umidade volumétrica obtida pela desorção é diferente que a obtida pela sorção. Este fenômeno denomina-se histerese (Kabat e Beekma, 1994)

Entre os modelos empíricos desenvolvidos para descrever a curva de retenção de água no solo, são comumente citados os propostos por Brooks e Corey (1964), Rogowski (1971), van Genuchten (1980), e Gregson et al. (1987). Destes, um dos mais conhecidos e usados é o de van Genuchten, dado por:

$$S_e = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = \left(1 + |\alpha h|^n\right)^{-m} \quad (3.8)$$

na qual:

S_e é a saturação efetiva ($0 \leq S_e \leq 1$); θ_r é a umidade volumétrica residual, θ_s umidade na saturação α , n e m são os parâmetros de ajuste. O parâmetro empírico de ajuste da curva m é dado pela relação $m = 1 - \frac{1}{n}$, proposta por Mualem (1976).

De acordo com Silva et al. (2006), nesse modelo, θ_s define a assíntota superior da curva, representando o conteúdo saturado de água no solo, enquanto θ_r define a assíntota inferior da curva, representando o conteúdo residual de água no solo; o parâmetro n é adimensional e reflete a forma da curva, enquanto que o α depende do potencial matricial água no solo (L^{-1}).

3.5.4 Curva de condutividade hidráulica

Assim como a curva de retenção de água no solo, a curva de condutividade hidráulica é determinada em função das características do solo, bem como das características do líquido, inclusive temperatura. Todavia, esta última não é incluída na maioria das análises de fluxo não saturado, por não ter uma influência direta na maioria das situações práticas (Nielsen et al., 1986).

Os pontos da curva de condutividade hidráulica em função do potencial matricial, $K(h)$, ou da umidade, $K(\theta)$, são de difícil determinação. Ao contrário da curva de retenção de água no solo, que é considerada uma propriedade em estado semi-estático, a curva de condutividade hidráulica está diretamente relacionada à

dinâmica da água no solo. Quando o solo encontra-se saturado ($\theta = \theta_s$), tem-se o valor máximo da condutividade, denominada de condutividade hidráulica saturada.

Existem vários modelos para aproximação da curva de condutividade hidráulica não saturada do solo. Childs & Collis-George (1950) desenvolveram um dos primeiros modelos para o cálculo da condutividade hidráulica não saturada. Muitos modelos foram baseados na teoria de Childs & Collis-George, entre eles o desenvolvido por Jackson (1972) e proposto por Mualem (1976).

Por outro lado, a equação proposta por van Genuchten (1980), é uma das mais utilizadas para a aproximação da condutividade hidráulica, sendo escrito da seguinte forma:

$$K = K_{sat} S_e^{0,5} [1 - (1 - S_e^{0,5/m})^m]^2 \quad \text{com } m = 1 - \frac{1}{n}, \text{ Mualem (1976)} \quad (3.9)$$

em que:

K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada do solo.

3.5.5 Medidas de condutividade hidráulica

Os ensaios de condutividade hidráulica podem ser realizados tanto em campo como em laboratório.

Para determinação da condutividade hidráulica do solo, vários métodos têm sido desenvolvidos visando a redução dos custos dos ensaios e o aperfeiçoamento dos aparelhos de medição em campo, visando obter maior representatividade dos resultados.

Em laboratório, a determinação da condutividade hidráulica saturada pode ser feita por meio de permeâmetro de carga constante ou variável.

De acordo com Libardi (2000), citado por Santiago et al. (2004), há carência de estudos da dinâmica da água em condições de campo, com ênfase nos fluxos na zona radicular e em condições não-saturadas. Para avaliação de tais fluxos, as propriedades hidráulicas da zona não-saturada precisam ser estimadas. Dentre os métodos de campo mais utilizados para medir a condutividade hidráulica não-saturada, destaca-se o permeâmetro de Guelph (Reynolds & Elrick, 1986).

O Permeâmetro de Guelph permite a estimativa da condutividade hidráulica não saturada a partir da medição do coeficiente de condutividade hidráulica saturada

de campo e do potencial de fluxo mátrico. Assim, este instrumento permite a estimativa do parâmetro α da função $K(h)$ proposta por Gardner (1959) a partir da medição da condutividade hidráulica saturada (K_0) de campo e do potencial de fluxo mátrico (ϕ_m) (Montenegro e Montenegro, 2004). Maiores detalhes estão apresentados no capítulo de “Material e Métodos”.

Com base na teoria desenvolvida por Mualem (1976), nos funcionais combinados de van Genuchten (1980) para a curva de retenção de água no solo e para a condutividade hidráulica e adotando-se a lei de Buckingham-Darcy em regime de fluxo não-transiente, então é possível linearizar a equação de Richards no espaço. Com isso, restará uma equação não-linear no tempo, cuja solução poderá ser obtida mediante uma técnica iterativa, como a de Newton-Raphson, por exemplo (Prevedello, 2005).

3.6 Transporte de sais e principais parâmetros envolvidos

3.6.1 Transporte de solutos dissolvidos através de solos

Rose (2004) considera que vários fatores influenciam no fluxo de água e transporte de solutos na zona não saturada como as propriedades químicas e físicas, a extração da solução do solo pela cultura e o manejo de irrigação adotado.

O transporte de solutos no solo é dividido em três componentes básicas: convecção, difusão e dispersão, entretanto, geralmente é descrito de forma determinística através da equação do transporte advectivo-dispersivo (LEIJ et al., 1991).

O transporte advectivo-dispersivo não leva em conta a interação com a matriz sólida do solo. Porém, através da inserção de um termo que retrata a sorção “imediate” (em equilíbrio) na equação, ela passa a levar em conta este fenômeno, de modo simplificado.

No modelo advecção-dispersão, o processo de transporte inicia-se principalmente na fase líquida pela rede porosa parcialmente ou totalmente preenchida por água. Os mecanismos básicos de transporte de contaminantes são advecção e dispersão hidrodinâmica. Trabalhos laboratoriais em pequena escala (Bear, 1972; Klotz et al., 1980) confirmaram o modelo teórico que atribui o fenômeno dispersivo a dois fatores complementares: dispersão mecânica e difusão molecular.

Os processos físicos envolvem os fenômenos da advecção e dispersão hidrodinâmica, enquanto os processos químicos englobam as diversas reações químicas que podem ocorrer entre a solução e o solo (Assis, 2002).

3.6.2 Advecção

A advecção é processo de transporte dos elementos dissolvidos na água intersticial, devido ao fluxo hidráulico no subsolo. Da hidráulica de solos tem-se que a densidade de fluxo de água (q) é controlada pela condutividade hidráulica do solo, obedecendo à lei de Darcy (equação (3.2)). Na direção vertical, o transporte convectivo do soluto pode ser descrito por:

$$J_a = q_z \times C \quad (3.10)$$

em que:

J_a – fluxo advectivo ($M L^{-2} T^{-1}$);

C – concentração do soluto na fase líquida do solo ($M L^{-3}$).

3.6.3 Dispersão Hidrodinâmica: Difusão e Dispersão Mecânica

Para a difusão, a expressão do fluxo é dada pela 1ª Lei de Fick, apresentada na equação 3.11, a difusão é um processo espontâneo resultante do movimento natural de moléculas e íons em solução em que, D_m é o coeficiente de difusão efetivo do elemento no solo.

$$J_D = -\theta D_m \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.11)$$

em que, J_D é o fluxo por difusão; θ a umidade volumétrica do solo; D_m – Coeficiente de difusão molecular no solo; Z – Coordenada espacial

No solo, a difusão do elemento diminui, por ser afetada pela tortuosidade do meio, expressa pelo fator de tortuosidade, τ (adimensional), que relaciona Coeficiente de difusão molecular no solo, D_m , e o coeficiente de difusão molecular em água pura, D_0 ($L^2 T^{-1}$), conforme a seguinte expressão:

$$D_m = \tau \times D_0 \quad (\text{L}^2 \text{T}^{-1}) \quad (3.12)$$

O fluxo por dispersão mecânica na direção vertical é dado por:

$$J_h = -\theta D_h \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.13)$$

na qual, D_h é o coeficiente de dispersão mecânica ($\text{L}^2 \cdot \text{T}^{-1}$), que é diretamente proporcional à velocidade da solução no poro, como mostra a expressão 3.14.

$$D_h = \alpha_L \times v \quad (3.14)$$

na qual, α_L é a dispersividade e v a velocidade da solução no poro. Diversas expressões empíricas para a dispersividade são conhecidas, como a expressão (3.15), de Perkins & Johnson, (1963).

$$\alpha_L = 1,75 \times d \quad (3.15)$$

sendo d é o diâmetro característico do solo (diâmetro médio das partículas).

O sinal negativo nas expressões do fluxo por difusão e por dispersão mecânica (equações 3.11 e 3.13) é utilizado porque o fluxo se dá no sentido contrário ao gradiente da concentração, ou seja, do ponto de maior concentração para o ponto de menor concentração de um determinado soluto. A expressão do fluxo por dispersão hidrodinâmica (3.16 e 3.17) é a soma dessas duas expressões:

$$J_z = -\theta D_m \frac{\partial C}{\partial z} - \theta D_h \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.16)$$

ou,

$$J_z = -(\theta D_m + \theta D_h) \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.17)$$

A soma dos coeficientes de difusão e dispersão mecânica é igual ao coeficiente de dispersão hidrodinâmica, D , como na expressão (3.18).

$$D = D_m + D_h \quad (3.18)$$

E a expressão do fluxo para dispersão hidrodinâmica em uma direção z torna-se,

$$J_z = -\theta D \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.19)$$

3.6.4 Equação Diferencial do Transporte de Massa Advectivo-Dispersivo Unidimensional

A expressão do fluxo de massa de um soluto no solo da direção vertical, por advecção e dispersão hidrodinâmica na condição unidimensional (equação 3.20), é a soma das equações (3.10), (3.11), e (3.18).

$$J_s = -\theta D \frac{\partial C}{\partial z} + q_z C \quad (3.20)$$

Para o fluxo advectivo-dispersivo, admite-se uma condição conservativa, onde não há produção ou destruição de uma determinada espécie no sistema, sendo válida a lei de conservação de massa. De acordo com a lei de conservação de massa, desde que não haja produção ou destruição da espécie no sistema, a variação do fluxo entre dois pontos quaisquer de um sistema em um determinado intervalo de tempo deve ser igual à variação da massa dissolvida da espécie analisada nesse intervalo.

A equação diferencial do transporte de massa unidimensional de um soluto não reagente em um meio poroso pode ser estabelecida, aplicando-se a lei da conservação de massa a um elemento de solo de dimensão dz , que seja atravessado por um fluxo de água segundo a direção z , como na Figura 3.5.

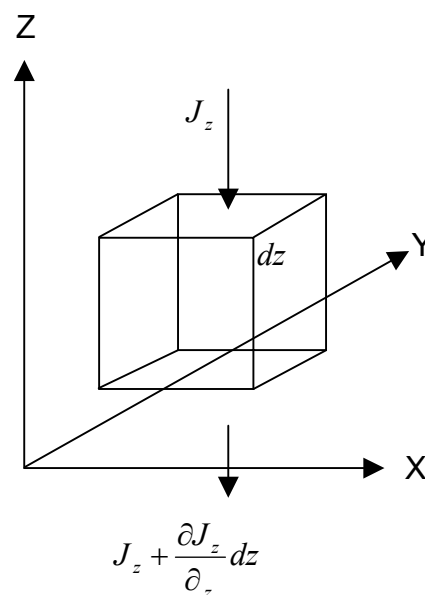


Figura 3.4 - Elemento de solo atravessado por um fluxo na direção Z (Schmidt, 2004).

O balanço de solutos no elemento representativo do solo, em uma dimensão, é regido pela equação da continuidade (van Genuchten & Wierenga, 1986), ou seja:

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = - \frac{\partial J_s}{\partial z} \quad (3.21)$$

Substituindo a equação (2.20) na equação (2.21) resulta a equação para o transporte de solutos no solo.

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial C}{\partial z} - q_z C \right) \quad (3.22)$$

Vale salientar que no modelo HYDRUS 1D, conforme Singh et al. (2003), em áreas irrigadas a densidade de fluxo de sais pode ser descrito pela advecção e dispersão e negligenciando a difusão. Neste caso a equação 3.22 é reduzida a:

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_h \frac{\partial C}{\partial z} - q_z C \right) \quad (3.23)$$

3.6.5 Dispersão hidrodinâmica

A dispersão hidrodinâmica é resultante dos efeitos combinados da dispersão mecânica e da difusão molecular. Na dispersão hidrodinâmica, os íons e moléculas transportadas podem mover-se na direção das linhas de fluxo ou perpendicular a estas, uns com velocidades maiores e outros com velocidades menores do que a velocidade de percolação. Como consequência, ocorre o espalhamento e a diluição da solução. O pico de concentração decresce, enquanto a frente de contaminação avança (Freeze & Cherry, 1979).

Segundo Nobre (1987) e Domenico & Schwartz (1990), a dispersão mecânica causa um espalhamento do poluente devido às variações de velocidade do fluido dentro do meio poroso. Essas variações de velocidade devem-se principalmente à heterogeneidade do meio.

Numa escala microscópica, a mistura mecânica resulta de três mecanismos básicos (Freeze & Cherry, 1979): O primeiro destes mecanismos consiste na variação da velocidade de fluxo devido à rugosidade das paredes dos canais

formados pelas interligações dos poros do solo. Ao longo do interior de um mesmo canal, moléculas transportadas mais próximas do centro sofrerão menos influência do atrito do que moléculas movendo-se junto às paredes do canal. O segundo mecanismo decorre dos diferentes tamanhos dos poros ao longo da trajetória de fluxo. Esta irregularidade de dimensões faz com que a área de contato entre o fluido e a superfície rugosa varie, modificando a relação entre o volume de água percolante e a rugosidade, e dessa forma, diferentes canais terão velocidades médias diferentes. O terceiro mecanismo de mistura corresponde às mudanças de direção das partículas devido à tortuosidade dos canais de fluxo. As interligações entre os poros podem formar canais mais ou menos tortuosos, portanto, mais ou menos extensos, respectivamente, fazendo com que algumas partículas movam-se mais rapidamente de que outras. Os três mecanismos de mistura estão ilustrados na Figura 3.4.

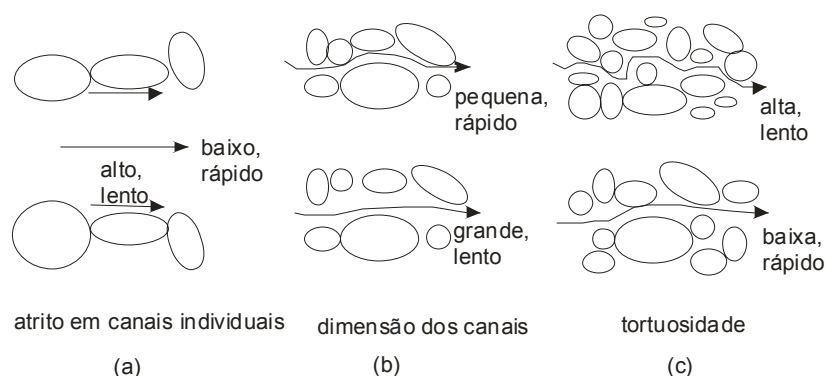


Figura 3.5 - Mecanismos de mistura mecânica em escala microscópica (adaptado de Bedient et al., 1994).

Em estudo realizado por Montenegro (1997b), para caracterização do coeficiente de dispersão em aluvião da região do semi-árido nordestino, foram encontrados valores que variaram de 0,84 a 3,79 cm.

3.7 Modelos Numéricos

Os modelos numéricos utilizam as equações que regem os processos físicos de fluxo e transporte de solutos desenvolvidas anteriormente que, devido à sua complexidade, são integradas através de técnicas numéricas.

Os modelos podem ser utilizados para prever cenários físicos e ajudar na tomada de decisões relacionadas à gestão de recursos hídricos, em particular em perímetros irrigados, como no caso deste estudo.

Somente a análise dos resultados simulados por um modelo tem valor limitado. É necessário o amparo de uma base de dados gerada por um monitoramento contínuo para se validar o modelo, e orientar assim as técnicas de manejo.

3.7.1 Modelos de fluxo de água e transporte de solutos e suas peculiaridades

Visando avaliar o movimento de água e solutos no solo, podem ser utilizados modelos computacionais como ferramentas de planejamento e previsões de situações reais. Segundo Anderson & Wang (1982), os modelos de fluxo podem ser valiosas ferramentas de prognóstico, alertando sobre detalhes não considerados previamente, e prever conseqüências de usos agrícolas sobre os recursos hídricos subterrâneos.

Os modelos mais complexos são aqueles que descrevem o maior número de processos e conseqüentemente mais informação sobre o sistema descrito é requerido. De acordo com van Dam et al. (2004), a precisão das simulações de fluxo e transporte de solutos em meio não saturado requerem amplo conhecimento ambiental, uma vez que para cada situação de uso do solo, clima e organismos vivos devem ser caracterizado todos os possíveis fatores que afetam o sistema solo.

Um modelo de previsão deve incluir todos os processos e propriedades do sistema que influenciam em seu funcionamento e comportamento (Zavattaro & Grignani, 2001; Vanderborght et al., 2005). A precisão do resultado do modelo depende das suposições e simplificações realizadas e das relações deles com as condições específicas locais (Zavattaro & Grignani, 2001). Além destas suposições, a parametrização do modelo e o uso por diferentes modeladores também podem conduzir a diferenças nos resultados modelados (Vanclooster et al., 1994). Ao selecionar um modelo, deve ser assegurado que todos os parâmetros de entrada requeridos devam ser comparados e validados com dados seguros e acessíveis para uma determinada situação.

Diversos modelos foram desenvolvidos para simular fluxo de água e transporte de solutos. Entre eles estão modelos de fluxo que consideram a

heterogeneidade do solo e o fluxo preferencial. A confiança dos resultados podem ser avaliados comparando resultados de diferentes modelos, ou comparando dados modelados com medidas experimentais.

Kelleners et al. (2005) relatam que o fluxo no solo não pode ser descrito totalmente pela equação de Richards, como as situações que envolvem o fluxo preferencial e o transporte de vapor. Tais considerações, entretanto, não foram incluídos neste estudo.

Vale salientar que diante da heterogeneidade do meio, o método dos elementos finitos favorecem discretização do perfil local. O efeito da heterogeneidade significa que um problema simplificado normalmente pode ser investigado, de forma que fatores individuais pode ser isolado e estabelecido. A forma de simplificação mais comum de heterogeneidade do solo é o uso de solos estratificados (Al-Tabbaa & Ayotamuno, 2000). A condição mais comum de fluxo é unidimensional através de toda estratificação do solo, embora a ser considerada é incluir fluxo unidimensional por estratos selecionados.

A heterogeneidade, in situ, pode ser refinada com análise espacial ao longo da profundidade retirando amostras e realizando medidas de campo para cada horizonte. Caso deseje reduzir erros, a subdivisão dos materiais no perfil, pode também ser investigada por análise estocásticas, reparando as incertezas de análises de campo.

Solos com grande variabilidade espacial, ainda que dentro de pequenas áreas como resultado das variações temporais das propriedades do solo, da movimentação da água no solo, em especial a infiltração, pode se tornar um processo complexo, tais processos, no entanto, podem ser descrito por equações matemáticas (Cecílio et al., 2003).

Tais análises são relevantes em movimento de soluto no solo, este por ser fortemente influenciado pelo fluxo irregular na estrutura do solo e pelo fluxo preferencial em solos com frente de molhamento instáveis (Rooij & Stagnitti, 2000).

Diagnosticar níveis de salinidade e prever valores futuros é fundamental para a gestão dos perímetros irrigados. Diante disto, utilizando modelagem matemática, deve-se estimar cenários de transporte de solutos para avaliar o risco de salinização com irrigação e assim, sugerir possíveis alternativas de manejo agrícola.

3.7.2 Condições iniciais e de contorno

Em qualquer modelo numérico de fluxo e transporte, as condições iniciais e de contorno têm que ser especificadas, para permitir a simulação do movimento da água no solo e do transporte de solutos.

As condições de contorno podem ser de três tipos: 1- Condição de Dirichlet, o potencial matricial é especificado; 2- O fluxo é especificado. É considerado nulo num contorno impermeável, em uma linha de simetria ou numa linha de corrente, ou de fluxo. É não-nulo quando, através do conhecimento do gradiente hidráulico, tem-se condição de avaliar esse fluxo na fronteira da região em estudo. Isso é geralmente realizado através de medições em pontos de observação localizados na fronteira da região estudada (condição de Neuman), quando a carga hidráulica derivada ou fluxo através do contorno são determinados; e 3 - Chamada de Robin (ou Cauchy), é uma combinação dos dois tipos anteriores, ocorrem em contorno semi-permeável, que é representado matematicamente como sendo uma combinação linear do potencial matricial e do fluxo (Alberto & Chang, 2003).

Depois de especificadas as condições iniciais e de contorno é possível resolver a equação diferencial parcial.

A solução da equação 3.3 requer conhecimento do potencial matricial inicial de carga dentro do domínio de fluxo, representado pelo perfil do solo estudado.

$$h(z, t) = h_i(z) \quad t = t_0 \quad (3.24)$$

em que $h_i(z)$ é uma função prescrita de z , e t_0 é o tempo inicial da simulação.

Quando especificado as condições de contorno na superfície do solo ($z = L$) ou no limite inferior do perfil do solo ($z = 0$) temos:

$$h(z, t) = h_0(t) \quad \text{para } z = 0 \text{ ou } z = L \quad (3.25)$$

$$-K \frac{\partial h}{\partial z} = q_0(t) \quad \text{para } z = 0 \text{ ou } z = L \quad (3.26)$$

$$\frac{\partial h}{\partial z} = 0 \quad \text{Para } z = 0 \quad (3.27)$$

em que h_0 (L) q_0 (LT^{-1}) são valores prescritos de potencial matricial e fluxo, respectivamente.

A condição inicial para transporte de solutos no perfil do solo é representado matematicamente:

$$C(z,0) = C_i(z) \quad (3.28)$$

$C_i(z)$ – concentração inicial ($M L^{-3}$).

Dois tipos de condições de contorno (Dirichlet e Cauchy) pode ser aplicada aos limites superior ou inferior. Primeiro-tipo (ou condição de Dirichlet) condições de contorno especificado para prescrever a concentração a um limite:

$$C(z,t) = C_0(z,t) \quad \text{Para } z = 0 \text{ ou } z = L \quad (3.29)$$

Enquanto que a terceira condição (ou condição de Cauchy) podem ser usadas condições de contorno para prescrever o fluxo de concentração ao limite superior ou inferior como segue:

$$-\theta D \frac{\partial c}{\partial z} + qC = q_0 C_0 \quad \text{Para } z = 0 \text{ ou } z = L \quad (3.30)$$

C_0 é a concentração do inicial do soluto (ML^{-3}). Em alguns casos, por exemplo quando contorno é impermeável ($q_0=0$) ou quando o fluxo é dirigido para fora da região, reduz a um segundo-tipo (condição de Neumann) condição de contorno da forma:

$$-\theta D \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad \text{Para } z = 0 \text{ ou } z = L \quad (3.31)$$

3.8 Modelo Hydrus

Nas últimas décadas, ocorreu considerável progresso na compreensão e descrição dos processos que regem os fenômenos do movimento da água e transporte de solutos, na região não saturada do solo (van Genuchten & Šimůnek, 2004). Surgiram assim uma grande variedade de modelos numéricos para prever os processos de transferência da água e solutos no sistema solo-planta-atmosfera, e entre as zonas saturadas e não saturadas do solo. Esses modelos são baseados na equação de Richards (equação 3.4) para o fluxo saturado/não saturado da água no solo, e na equação 3.21 de adveccção-dispersão para o transporte de solutos. Contudo, apenas alguns modelos mais específicos têm a capacidade de simular o transporte individual dos íons existentes na solução do solo. Os mais populares têm sido os modelos LEACHM (Wagenet & Hutson, 1987) e UNSATCHEM (Šimůnek et al., 1996). Mais recentemente, foi incorporado este último modelo ao programa HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2005) visando tornar este pacote computacional numa poderosa ferramenta na previsão das concentrações dos íons no solo, dos efeitos da qualidade de água de rega nos aquíferos e na quantificação do volume de água necessário para recuperar solos sódicos e salinos, para níveis mais reduzidos de salinidade e de percentagem de sódio trocável (Šimůnek & Valocchi, 2002).

O Hydrus 1D é um modelo numérico que utiliza o método elementos finitos para simulação do movimento de água, calor e transporte de solutos em meio não saturado (Simunek et al., 2005), com grande divulgação na comunidade científica que estuda a engenharia de água e solo (Neves et al., 2000).

No entanto, vários modelos podem ser empregados para simular problemas práticos de avaliação no transporte de água e solutos (Hammel et al., 2000; Miranda, 2001; Constantini et al., 2002; Srinivasulu et al., 2004; Vanderborght et al., 2005), infiltração de água (van Dam & Feddes, 2000; Hernandez, 2001; Hermsmeyer et al., 2002), extração de água pelas raízes (Li et al., 2001) ou a combinação desses processos (Nielsen et al., 2002; Abbasi et al., 2004). O modelo Hydrus em particular, pode ser considerado vantajoso para simular e estimar o balanço de água e sais sob condições de lençol freático raso, podendo incluir, não apenas o nível freático, como também sua salinidade, assim como, a salinidade do solo.

Arbat (2003) verificou a eficiência do modelo Hydrus, em sistemas de irrigação localizada, em simular o movimento de água no solo mediante a irrigação.

Na validação do modelo, as medidas de umidade foram tomadas imediatamente antes, durante, e depois da irrigação para validar o modelo, comparando os dados experimentais aos obtidos mediante simulação.

Para a avaliação do desempenho do modelo são utilizados critérios estatísticos de comparação entre resultados medidos e simulados. Arbat (2003) sugere os seguintes coeficientes: coeficiente de determinação (R^2), obtido a partir da correlação linear dos dados; erro quadrático médio (EQM); erro relativo médio (ERM); índice de ajuste do modelo, definido por Willmott (1982), e eficiência da modelagem (EM), definida segundo Loague et al., (1988). Para avaliar o desempenho de modelos de transferência de água no solo, Antonino et al. (2001) adotaram quatro critérios estatísticos para avaliar metodologia inversa de modelagem: EQM, EM, razão de desvios (RD) e o coeficiente de massa residual (CMR), proposto por Loague e Green (1991).

3.9 Condutividade elétrica do extrato de saturação do solo

A solução do solo é o meio pelo qual os nutrientes são absorvidos pela planta. Desse modo, as propriedades químicas são fundamentais ao manejo racional do solo e da água.

Wolt (1994) discute alguns métodos para a extração da solução do solo, como o método da centrifugação, o de deslocamento em coluna pela adição ou retirada de gases ou adição de líquidos, a câmara de pressão desenvolvida por Richards (1941), o extrato de saturação e o método de extração de cápsula porosa.

Dentre os métodos citados acima, o de extração de cápsula porosa é bem difundido devido à praticidade de proporcionar um monitoramento sistemático pontual e não destrutivo da salinidade do solo. Vale salientar que a quantificação da condutividade elétrica no extrato de saturação é mais evidenciada na literatura que as medidas de condutividade elétrica obtidas por outras metodologias. Por exemplo, a tolerância de diferentes culturas ao efeito da salinidade do solo é expressa em diversas publicações por intermédio de valores de condutividade elétrica do extrato saturado CEes (Silva et al. 2006). Os mesmos autores citando Richards (1954), ressaltam que a alteração da condutividade elétrica é um reflexo da mudança no teor de água e/ou diluição da solução do solo.

Assim, os resultados de condutividade elétrica verificados na solução do solo podem ser estimados na saturação, sendo corrigidos em função das diferentes umidades, embora possa ser utilizados nas simulações os valores reais obtidos pontualmente, representando o que ocorre efetivamente na zona radicular, uma vez que a planta está, na realidade, dependente das concentrações reinantes na solução do solo (e avaliadas através das cápsulas) (Silva, 2002).

3.10 Evapotranspiração

A evapotranspiração é definida como sendo o processo simultâneo de transferência de água para a atmosfera, por evaporação da água do solo e da vegetação úmida, e por transpiração das plantas. Esse processo envolve a evaporação da água de superfícies de água livre (rios, lagos, represas, oceano, etc), dos solos e da vegetação úmida (que foi interceptada durante uma chuva), e a transpiração dos vegetais.

Conforme Reichardt (1985), o consumo de água pelas plantas, a evaporação do solo, a precipitação, o escoamento superficial e a água drenada do solo abaixo das raízes constituem importantes componentes do ciclo hidrológico.

A evapotranspiração recebe várias definições entre os estudiosos da área. Em 1944, Thornthwaite foi um dos pioneiros em definir a evapotranspiração potencial, como “a perda de água de um solo vegetado, sem déficit hídrico, num determinado período” (Klar, 1988). Penman definiu ainda a evapotranspiração de referência como a evapotranspiração de uma superfície rasteira, verde, uniforme, entre 8 e 15 centímetros de altura, que sombreie um solo sem déficit hídrico (Allen et al., 1998). Jensen et al. (1990) define evapotranspiração, ou uso consuntivo de água, como a quantidade de água utilizada na transpiração vegetal ou/e construção dos tecidos da planta, e aquela evaporada da superfície do solo ou da precipitação interceptada durante um período específico de tempo.

Dentre vários modelos desenvolvidos para estimar a evapotranspiração, o de Penman-Monteith é o mais aceito, considerado pela Comissão Internacional de Irrigação e Drenagem e a Organização das Nações Unidas para a Agricultura e Alimentação como padrão para o cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o) a partir de dados meteorológicos (Smith, 1991; Allen et al., 1998). A equação,

combinada com o termo aerodinâmico e a resistência da superfície de uma cobertura vegetal, foi chamada de equação de Penman–Monteith (Monteith, 1985).

A evaporação em solo nu é governada pelos mesmos elementos meteorológicos que influenciam a evaporação na superfície livre de água, pois a evaporação da água no solo nada mais é que a evaporação da película de água que envolve as partículas do solo, e que ocupa os espaços existentes entre as partículas. A diferença é que na superfície livre a água apresenta uma condição ilimitada de evaporação pela disponibilidade de água; já no solo, a água nem sempre está francamente disponível para ser evaporada, especialmente devido a força de coesão entre as partículas (Quaglia, 2005).

A evapotranspiração potencial, ET_p , é o processo de transferência d'água para a atmosfera, na unidade de tempo, de uma superfície totalmente coberta por vegetação verde, de porte baixo, em pleno desenvolvimento e sem restrição de água no solo.

Essa definição foi muito utilizada até que surgiu a necessidade de um conceito mais geral para o termo evapotranspiração, dada às diferenças entre as culturas utilizadas, mesmo se tratando de variedades de grama, no conceito da referida variável. Surgiu então a definição de evapotranspiração de referência (ET_o). Desse modo ET_o , foi definida no Boletim 24 da FAO como: “taxa de evapotranspiração para uma extensa superfície, com cobertura gramada de altura uniforme, entre 8 e 15cm, em crescimento ativo, com o solo completamente sombreado e sem déficit de água, para grama de referência rebaixada através de cortes (Medeiros, 2002).

A evapotranspiração real ET_r é a evapotranspiração que pode apresentar as mesmas condições de contorno de ET_p , porém, em condições reais de suprimento hídrico ($ET_r \leq ET_p$). A ET_c é a evapotranspiração de uma cultura em dada fase de seu desenvolvimento, sem restrição hídrica, em condições ótimas de crescimento e com ampla área de bordadura. Assim, a ET_c depende das condições meteorológicas, expressas por meio da ET_p (ou ET_o), do tipo de cultura (maior ou menor resistência à seca) e da área foliar. Como a área foliar da cultura padrão é constante e a da cultura varia, o valor de K_c (coeficiente de cultura) também irá variar.

O coeficiente de cultura merece destaque, quando se estuda o requerimento de água das culturas agrícolas, Normalmente, obtêm-se os valores de K_c em

tabelas, segundo o manual FAO-24 (Doorenbos e Pruitt, 1977) e também, mais recentemente, o manual FAO-56 (Allen et al., 1998). Esses valores são fornecidos em função das condições de vento, da umidade relativa do ar e do ambiente em que se localiza a cultura.

Neste caso, os valores de K_c acompanham basicamente a área foliar da cultura. No caso das culturas anuais, o K_c (inicial) varia de 0,3 a 0,5, o K_c médio de 0,8 a 1,2, e o K_c final de 0,4 a 0,7, dependendo do tipo de cultura. No caso de culturas perenes ou árvores, os valores de K_c também irão variar de acordo com o IAF (índice de área foliar), o tipo de cultura e densidade de raiz.

A variável biofísica, índice de área foliar (IAF), definida como total de área foliar por área de superfície do terreno, está diretamente relacionada com a evapotranspiração (Lang & Mcmurtrie, 1992), sendo a principal variável de entrada descritora da vegetação (Tiktak & Grinsven, 1995).

A evapotranspiração de referência pode ser estimada a partir de Tanque Classe “A”, que consiste em um reservatório de folha galvanizada, preenchido com água, colocado sobre um estrado de madeira (Reichardt, 1990). Com a evaporação, o nível de água dentro do tanque diminui, fornecendo diretamente a altura de água evaporada. A taxa de evaporação, medida com auxílio de um parafuso micrométrico apoiada em um poço tranqüilizador, é resultado das mudanças de nível de água no tanque, levando em consideração a precipitação ocorrida. A evapotranspiração de referência pode ser calculada pela equação:

$$ET_0 = K_p \cdot ECA \quad (3.32)$$

em que:

ET_0 – Evapotranspiração potencial ou de referência (L);

K_p – Coeficiente de tanque;

ECA – Evaporação do tanque classe “A” (L).

O Tanque Classe “A” possui superfície de água livre, que desse modo perde água com mais intensidade do que uma cultura. Para correção, segundo Reichardt (1990), deve-se utilizar um coeficiente de tanque (K_p), o qual depende do tamanho da bordadura à qual o tanque está exposto, da umidade relativa do ar e da velocidade do vento. Doorenbos & Pruitt (1977) apresentam uma tabela com valores de K_p .

A quantificação da evapotranspiração ou da evaporação da água do solo tem sido realizada por estudos de balanço hídrico no campo e por estudos de lisimetria. Os resultados obtidos, muitas vezes, são relacionados à evapotranspiração potencial ou de referência ou à própria umidade do solo. O método do balanço hídrico no campo é bastante trabalhoso e, muitas vezes envolve o uso de equipamento caro para o monitoramento da umidade e potencial matricial da água do solo. Para evitar as incertezas de medições envolvidas no método do balanço hídrico, tem-se recorrido ao uso da lisimetria (Quaglia, 2005).

Os lisímetros, também denominados de evapotranspirômetros, são reservatórios preenchidos com solo, colocados como monolitos ou reconstituídos, com o solo do próprio local, e instalados em campo, podendo apresentar superfície vegetada ou solo nu, com finalidade de determinar a evapotranspiração de uma cultura em desenvolvimento, de referência ou para determinar a evaporação do solo nu, segundo Aboukhaled et al. (1982), além de ser considerado um dispositivo que permite a contabilização dos termos do balanço hídrico de forma precisa (Santos et al., 2007).

É possível também por meio da lisimetria reproduzir condições de campo de percolação ou lençol freático constante (Aboukhaled et al., 1982; Cury, 1985; Moura, 1990). Em estudos detalhados sobre o uso consuntivo da água pela planta, o conhecimento da magnitude individual dos termos de evaporação da superfície do solo e da transpiração vegetal é fundamental. Conforme Montenegro (1997b), os processos de transpiração e evaporação são inseridos separadamente em modelos matemáticos de movimento de água em condições naturais de campo. A evaporação na superfície do solo é um componente dominante da evapotranspiração em condições de solo nu, período de descanso, e logo no início de desenvolvimento da cultura. A evapotranspiração é dividida em evaporação do solo e transpiração da planta. O procedimento é determinar a evapotranspiração da cultura calculada pela relação:

$$ET_c = K_c \cdot ET_0 \quad (3.33)$$

em que:

ET_c - Evapotranspiração da cultura considerada (L);

K_c - Coeficiente de cultura;

ET_0 - Evapotranspiração de referência.

A evapotranspiração de referência (ET_0) pode ser avaliada por vários métodos que levam em consideração diferentes parâmetros, além do Tanque Classe “A”, como o de Thornthwaite (1948), Thornthwaite & Mather (1955), Balanço de Energia e os métodos combinados de Penman (1948) e, mais recentemente, o de Penman – Monteith (Monteith, 1985).

Para o desmembramento dos termos evaporação (E_p) e transpiração potencial (TP), pode ser utilizado um modelo relativamente simples proposto Vanclouster et al. (1994):

$$E_p = e^{-0.6IAF} \cdot ET_c \quad (3.34)$$

$$T_p = ET_c - E_p \quad (3.35)$$

sendo:

IAF - o índice de área foliar;

E_p - a taxa de evaporação potencial (LT^{-1});

T_p - a taxa transpiração potencial (LT^{-1}).

Penman em 1948 combinou o equilíbrio de energia com o método de transferência de massa e derivou uma equação para calcular a evaporação de uma superfície de água livre a partir de registros climatológicos de radiação solar, temperatura, umidade e velocidade do vento.

Dessa forma, como a evapotranspiração é um processo governado por trocas de energia de uma superfície vegetada e é limitado pela quantidade de água disponível é possível prever a taxa de ET através do balanço de fluxo de energia, conforme a equação: $\lambda ET = R_n - H - G$, em que: λET é a densidade de fluxo de calor latente; H é o calor sensível da camada limite de equilíbrio; G é o calor sensível do solo; R_n é a densidade de fluxo de radiação líquida; λ é o calor latente requerido para evaporar uma unidade de água, expresso como umidade de energia por unidade de massa (Allen et al., 1998).

A partir da equação de balanço de energia, pode-se calcular a razão de Bowen (β), que é igual à relação entre o calor sensível (H) e o fluxo de calor latente λET .

A equação de resistência (r_a) e resistência total da superfície (r_s) são combinadas com o método de Penman, para formar a equação Penman-Montheith. Pela combinação de expressões generalizadas de densidade do ar (σ), com expressões simplificadas de r_s e r_a para a grama, Allen et al. (1989), Smith (1991), parametrizaram a equação de Penman-Montheith, reduzindo a:

$$ET_{o_{PM}} = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{(T + 273)} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (3.36)$$

em que: Rn e G são a radiação líquida à superfície de cultura e a densidade do fluxo de calor no solo, respectivamente e têm as mesmas unidades ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$); Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor ($\text{kPa}.\text{°C}^{-1}$); T é a temperatura média diária (°C); U_2 é a velocidade média do vento medida a 2m (ms^{-1}); 0,408 corresponde a $1/\gamma$, sendo γ o calor latente de evaporação da água, igual a $2,45\text{MJ.Kg}^{-1}$ a 20°C ; 900 é um coeficiente para a cultura de referência ($\text{kJ}^{-1}.\text{Kg.K}^\circ.\text{d}^{-1}$), que envolve os valores constantes da equação; e_s a pressão de vapor de saturação (kPa) e, e_a pressão de vapor atual (kPa).

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Caracterização da área

A pesquisa foi desenvolvida no Semi-árido do Nordeste em duas localidades inseridas em vales aluviais que praticam pequena agricultura familiar, localizadas na zona fisiográfica do Agreste (Figura 4.1): A Fazenda Nossa Senhora do Rosário, localizada no município de Pesqueira e a comunidade de Cafundó II, situada na zona de rural do município de Belo Jardim. Tal região é caracterizada pela variabilidade climática, onde a evapotranspiração supera a precipitação. As áreas são caracterizadas pela presença de lençol freático raso durante a estação chuvosa. Devido a carência de recursos hídricos, é praticada a agricultura irrigada em pequena escala.

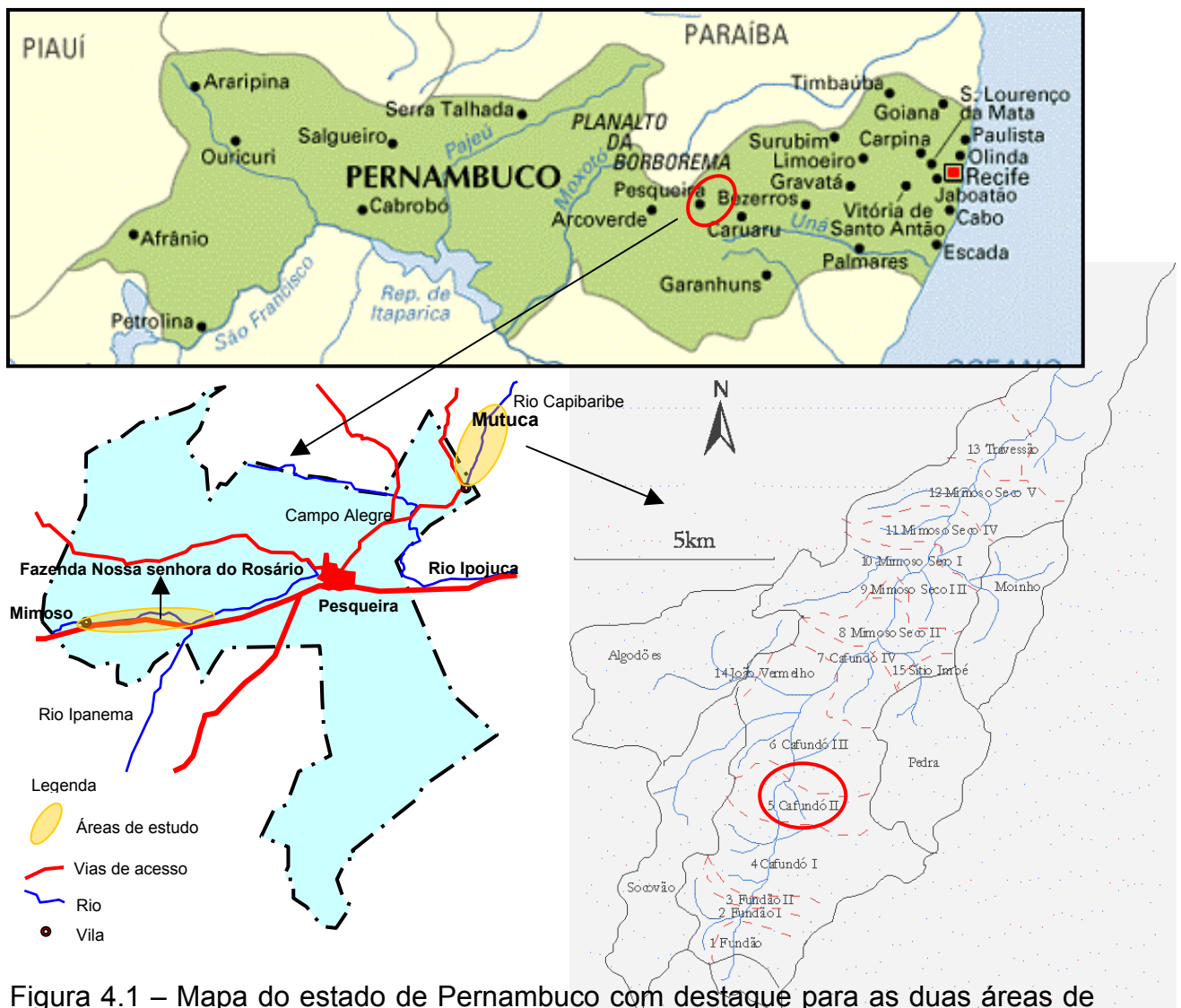


Figura 4.1 – Mapa do estado de Pernambuco com destaque para as duas áreas de estudo (adaptado de Almeida, 2006).

Para medição de variáveis climatológicas, as áreas dispõem de pluviômetro Ville de Paris, Tanque Classe “A”, estação meteorológica automática, e lisímetros de drenagem.

Amostras de solo foram coletadas para determinação de parâmetros hidrodinâmicos, e caracterização física em laboratório. Testes de condutividade hidráulica em campo foram realizados, com permeâmetro de Guelph.

4.2 Caracterização física

Realizou-se a caracterização física do solo das áreas experimentais mediante análise granulométrica e da retenção de água, no laboratório de Física do Solo, da Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE.

A textura no perfil do solo foi determinada pelo método do densímetro, enquanto que a densidade do solo foi determinada segundo método do anel volumétrico, e de partículas pelo método do balão volumétrico (EMBRAPA, 1997).

Pelo método da EMBRAPA (1997), determinou-se a curva de retenção de água no solo, a partir de amostras deformadas no funil de Buchner e no extrator de Richards. Para o funil, foram adotadas as tensões de 0,1 kPa, 0,3 kPa, 0,5 kPa, 1,0 kPa, 1,5 kPa, 2,0 kPa, 3,0 kPa, 5,0 kPa e 7,5 kPa, enquanto que no extrator de Richards, foram obtidos os pontos de altas tensões, correspondentes entre 10 kPa e 1500 kPa.

A porosidade do solo foi determinada com base na densidade do solo e densidade de partículas, sendo expressa em porcentagem conforme a expressão:

$$P = \left(1 - \frac{d_g}{d_p} \right) \times 100 \quad (4.1)$$

em que P é a porosidade do solo (%), d_g é a densidade do solo (g/cm^3), d_p é a densidade das partículas (g/cm^3).

4.3 Monitoramento da tensão no solo

A análise do perfil de tensão do solo foi realizada através de estações tensiométricas com manômetro de mercúrio. Neste estudo, foram utilizados

tensiômetros de mercúrio providos de cápsula porosa em sua extremidade inferior, conectado a um tubo de PVC.

O cálculo do potencial matricial foi efetuado com base na medição da altura da coluna de mercúrio para cada ponto e profundidades correspondentes, aplicando a lei de Stevin:

$$\psi_m = -12,6 h_m + H_c + Z_t \quad (4.2)$$

em que:

h_m – altura da coluna de mercúrio (L);

H_c – altura da cubeta de mercúrio até a superfície do solo (L);

Z_t – profundidade do tensiômetro (L).

4.4 Medida de condutividade hidráulica pelo permeâmetro de Guelph

A condutividade hidráulica de campo foi estimada, para alguns estudos de caso, através do permeâmetro de Guelph. O permeâmetro é composto de uma garrafa de Mariotte, que mantém constante a carga hidráulica dentro do furo, um reservatório de acrílico com uma régua graduada, e um tripé que permite adaptar o aparelho a diferentes profundidades de teste no perfil.

O ensaio consiste em observar a taxa de infiltração através do decréscimo do nível d'água no reservatório, até que o fluxo atinja o regime permanente. O procedimento de leitura é promovido para pelo menos duas cargas hidráulicas.

Após o registro da taxa de infiltração, pode-se obter estimativa do parâmetro α da função $K(h)$, proposta por Gardner (1958), e da condutividade hidráulica saturada K_{sat} . O potencial de fluxo mátrico ϕ_m e a sorvidade S são calculados segundo Reynolds & Elrich (1986), como recomendado pelo manual Soil Moisture (1991).

O princípio é de que o fluxo a partir de um furo cilíndrico em solo não saturado, homogêneo e isotrópico, no qual é mantida uma carga hidráulica pequena, atinge o regime permanente rapidamente. A vazão para estas condições foi descrita por Reynolds & Elrich (1986) como:

$$CQ = 2\pi H_f^2 K_{sat} + C\pi a^2 K_{sat} + 2\pi H_f \phi_m \quad (4.3)$$

em que:

a - raio do furo (L);

ϕ_m - potencial de fluxo mátrico (LT^{-1});

H_f - nível da água no furo (L);

K_{sat} - condutividade hidráulica saturada de campo (LT^{-1});

C - parâmetro de ajuste dimensional;

Q – vazão (L^3T^{-1}).

Foram adotadas duas cargas de teste (5,0cm, e 10,0cm), o que permitiu utilizar quatro pares de cargas hidráulicas diferentes.

Cada par de cargas hidráulicas distintas forma um sistema de equações, cujas incógnitas são K_{sat} e o ϕ_m .

O ϕ_m é definido como:

$$\phi_m = \int_{H_i}^0 K(H) dz \quad (4.4)$$

$$H_i < H < 0$$

Substitui-se a equação $K(h) = K_{sat} \exp(\alpha h)$, proposta por Gardner (1958) na Equação (4.4), tem-se:

$$\frac{h}{K_0} = \frac{(1 - \exp(\alpha H))}{\alpha} \quad (4.5)$$

Como o numerador do segundo membro da equação anterior tende para 1, obtém-se:

$$\frac{h}{K_{sat}} = \alpha^{-1} \quad (4.6)$$

As equações seguintes permitiram o cálculo da condutividade hidráulica e do fluxo de potencial mátrico.

Condutividade hidráulica:

$$K_{sat} = G_2 Q_2 - G_1 Q_1 \quad (4.7)$$

em que:

$$G_2 = \frac{H_1 C_2}{\pi [2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \quad (4.8)$$

na qual os índices H_1 e H_2 são referentes as cargas hidráulica a carga hidráulica estabelecida no furo (L) e C_1 e C_2 são fatores correspondentes a H_1/a e H_2/a .

e

$$G_1 = G_2 \frac{[H_2 C_1]}{[H_1 C_2]} \quad (4.9)$$

com,

$$Q_1 = (X)(R_1) \quad (4.10a)$$

e

$$Q_2 = (X)(R_2) \quad (4.10b)$$

Fluxo potencial matricial:

$$\phi_m = J_1 Q_1 - J_2 Q_2 \quad (4.11)$$

em que,

$$J_1 = \frac{(2H_2^2 + a^2 C_2) C_1}{2\pi [2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \quad (4.12)$$

com,

$$J_2 = J_1 \left[\frac{(2H_1^2 + a^2 C_1) C_2}{(2H_2^2 + a^2 C_2) C_1} \right] \quad (4.13)$$

A Sorvidade (S) é calculada diretamente como se segue:

$$S = \sqrt{2(\Delta\theta)\phi_m} \quad (4.14)$$

sendo: $\Delta\theta = \theta_{cc} - \theta_i$; θ_{cc} é umidade volumétrica na capacidade de campo; θ_i é a umidade volumétrica inicial.

Algumas das vantagens deste método está na praticidade no campo, na leveza do aparelho, na facilidade de poder ser operado por uma única pessoa, na rapidez dos ensaios e na reduzida quantidade de água (0,5 a 2 litros) por ensaio.

4.5 Simulação através do modelo HYDRUS

Para modelagem numérica foi selecionado o HYDRUS-1D versão 3.0. O modelo foi desenvolvido pelo laboratório de salinidade dos Estados Unidos para simular fluxo de água, temperatura e transporte de solutos em meios não saturados e saturados (Šimunek et al., 2005).

A equação de fluxo no meio poroso é descrito pela equação de Richards (3.4), que para ser resolvida matematicamente é adicionando termo capacidade hídrica específica (3.5). Como a capacidade hídrica específica e a condutividade hidráulica são funções de “h” a equação (3.2) é necessariamente não-linear, necessitando de técnicas numéricas para obtenção de solução menos restritiva (Correa, 2001).

O HYDRUS 1-D permite o uso de três diferentes modelos analíticos para estimativa das propriedades hidráulicas $\theta(h)$ e $K(h)$ – curva de retenção de água no solo e curva de condutividade hidráulica, respectivamente. Dentre os modelos disponíveis podem ser citados: Brooks e Corey (1964); van Genuchten (1980) e modificado van Genuchten (Vogel & Cislárová, 1988).

As equações de transporte de soluto no HYDRUS consideram o transporte advectivo-dispersivo na fase líquida, e transporte por difusão na fase gasosa. Neste caso é empregada a equação (3.24).

4.5.1 Condições iniciais e de contorno

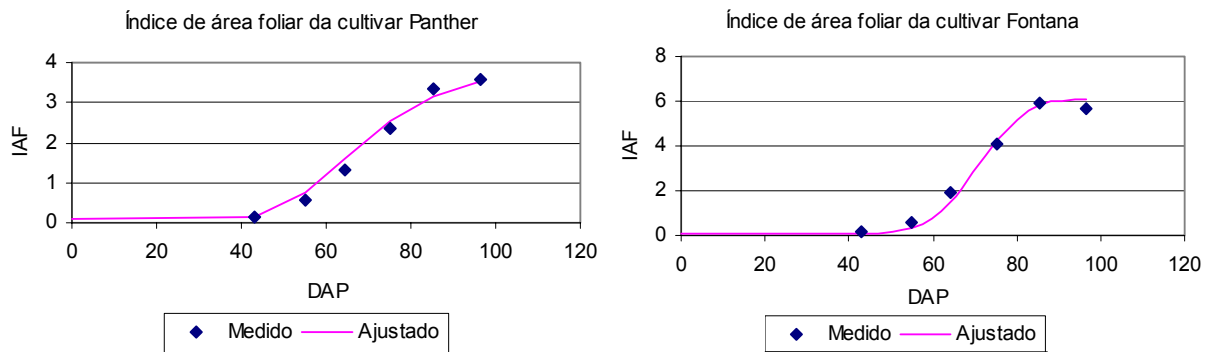
A maioria das variáveis requeridas pelo modelo pode ser medida diretamente no campo ou laboratório, tais como umidade inicial e a salinidade do solo. Condições de contorno superior (superfície do solo) e inferior (camada inferior do solo) podem ser estabelecidas com grande flexibilidade, além de condições iniciais de umidade no HYDRUS.

As condições de contorno superior foram definidas pela evapotranspiração assim como a irrigação e a precipitação. Neste estudo, a evapotranspiração de referência foi estimada utilizando o Tanque Classe “A” (Equação 3.27), e com o valor de coeficiente de cultura, foi estimada a evapotranspiração da cultura (Equação 3.28). O modelo adota dados de evaporação potencial e transpiração potencial. Neste caso, adotaram-se dados particionados em evaporação potencial (E_p) e transpiração potencial (T_p) da evapotranspiração de referência, equações (3.34 e 3.35) respectivamente. Para separar tais variáveis foi utilizado o modelo proposto por Vanclouster et al. (1994). Segundo Almeida (2006), o modelo propõe o cálculo da evaporação potencial em função do índice de área foliar (IAF), e da evapotranspiração potencial da cultura obtidos pelas equações 3.34 e 3.35.

O índice de área foliar da cultura foi ajustado de acordo a valores apresentados por Suojala (2000) a um modelo Gaussiano (Equações 4.15 e 4.16), para duas variedades de cenoura, Fontana e Panther (Figuras 4.2a e 4.2b), os dois ajustes foram testados nas simulações numéricas.

$$f(x) = C_0 + C_1 \left(1 - \exp \left((-1) \times \left(\frac{h - 40}{a} \right)^4 \right) \right) \quad \text{Variedade Fontana} \quad (4.15)$$

$$f(x) = C_0 + C_1 \left(1 - \exp \left((-1) \times \left(\frac{h - 40}{a} \right)^2 \right) \right) \quad \text{Variedade Panther} \quad (4.16)$$



Figuras 4.2a e 4.2b - Índices de área foliar para cultura da cenoura ajustado a um modelo Gaussiano.

4.5.2 Extração de água e crescimento da raiz

Para determinação da extração de água pela raiz, o modelo aplica o método proposto por Feddes (1978), esquematizado na figura 4.3, e modificado por van Genuchten (1987) para incluir estresse osmótico, segundo:

$$S(h, h_\phi) = \alpha(h, h_\phi) S_{\max} \quad (4.17)$$

em que S_{\max} é a taxa máxima de extração de água ($L^3 \cdot L^{-3} T^{-1}$); $\alpha(h, h_\phi)$ é uma função de tensão e potencial osmótico.

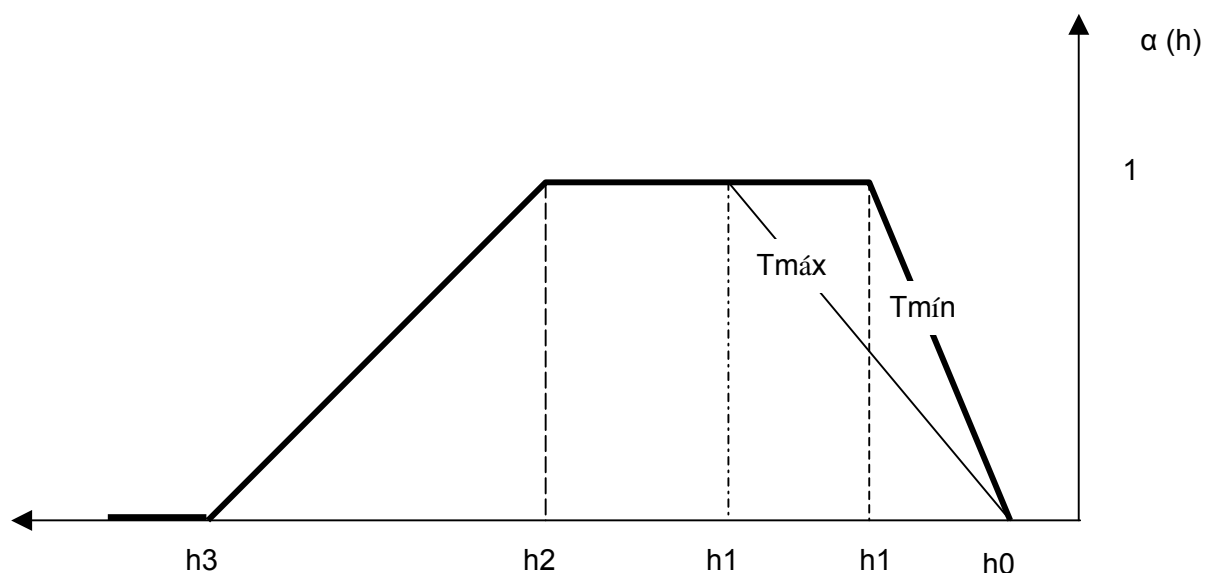


Figura 4.3 Esquema representativo da variação de α em função da tensão do solo (Feddes, 1978).

Conforme a Figura 4.3, a máxima extração de água pela raiz ocorre entre os potenciais h_1 e h_2 , onde $\alpha=1$. Próximo à saturação, abaixo de h_0 (deficiência de oxigênio), e acima de h_3 , (ponto de murcha), a extração de água pela raiz é interrompida. Variação linear é assumida entre h_0 e h_1 , e entre h_2 e h_3 . Os valores de h_1 podem variar em função da taxa de transpiração máxima ($T_{\text{máx}}$) e mínima ($T_{\text{mín}}$).

Para tais parâmetros, o HYDRUS assume nomenclatura própria (Almeida, 2006). Representados na tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Parâmetros de planta utilizado no modelo de Feddes (Feddes et al., 1978).

Parâmetro (Feddes, 1978)	h_0	h_1	$h_{1\text{max}}$	$h_{1\text{min}}$	h_3	$T_{\text{máx}}$	$T_{\text{mín}}$
Parâmetro no HYDRUS	P0	P0pt	P2H	P2L	P3	r2H	r2L

A redução do rendimento da cultura devido ao potencial osmótico é relacionada linearmente à condutividade elétrica (CE) do extrato de saturação (Maas & Hoffman, 1977). van Genuchten (1987) sugeriu que a redução do potencial osmótico é aditiva ou multiplicativa, podendo ser expressa como:

$$\alpha(h, h\phi) = \frac{1}{1 + \left[\frac{h + h\phi}{h_{50}} \right]^p} \quad (4.18a)$$

ou

$$\alpha(h, h\phi) = \frac{1}{1 + \left(\frac{h}{h_{50}} \right)^{p_1}} \frac{1}{1 + \left(\frac{h\phi}{h_{\phi 50}} \right)^{p_2}} \quad (4.18b)$$

respectivamente, onde p , p_1 e p_2 são parâmetros experimentais. O parâmetro h_{50} representa a tensão em que a taxa de extração de água é reduzida em 50%, durante condições de estresse osmótico negligível. Similarmente, $h_{\phi 50}$ representa a tensão osmótica na qual a taxa de extração de água é reduzida por 50% durante condições de estresse hídrico negligível. Em contraste à expressão de Feddes et al. (1978), esta formulação de função resposta ao estresse, $\alpha(h, h\phi)$, não considera a redução da transpiração próxima a saturação. Esta simplificação é justificada quando ocorre

saturação para apenas curto períodos de tempo. No referente estudo foi adotado o modelo aditivo.

4.6 Avaliação do modelo

De modo a comparar os resultados obtidos com a aplicação do modelo com os experimentais, foram utilizados três critérios estatísticos, apresentados na Tabela 4.2, para a análise dos resultados simulados: erro absoluto médio (EAM), erro quadrado médio (EQM), erro relativo médio (ERM) e o índice D_w de ajuste do modelo, definido por Willmott (1982), conforme recomendado por Arbat et al. (2005).

Tabela 4.2 - Fórmulas de cálculo para os coeficientes de comparação do resultados modelados com os resultados observados experimentalmente.

Coeficiente	Fórmula de Cálculo
Erro Quadrático Médio	$EQM = \sqrt{\left(\frac{\sum(P_i - O_i)^2}{n}\right)} \times \frac{100}{\bar{O}}$
Erro Absoluto Médio	$EAM = \frac{\sum P_i - O_i }{n}$
Erro Relativo Médio	$ERM = \frac{\sum\left(\frac{P_i - O_i}{O_i}\right)}{n}$
Índice D_w de Ajuste do Modelo (Willmott, 1982)	$D_w = 1 - \left(\frac{\sum(P_i - O_i)^2}{\sum(P_i - \bar{P} + O_i - \bar{O})}\right)$

Em que: P_i corresponde aos valores calculados pelo modelo; O_i aos valores observados experimentalmente, e \bar{O} a média dos valores experimentais.

O EQM indica o grau de desvio entre as determinações experimentais e os valores simulados pelo modelo, expresso como uma percentagem da média das determinações experimentais. O valor de EQM tende a zero, quando os valores estimados e teóricos tende a ser iguais (Antonino, 2000). O EMA e EQM são indicadores do erro acumulado nas simulações. O erro relativo médio indica a diferença relativa do erro cometido pelo modelo considerando se este ocorreu por excesso ou por imperfeição sendo os erros de sinais negativos compensados, tendo como objetivo verificar o cenário mais aproximado às condições reais.

O índice de concordância D_w , varia de 0 a 1, em que o valor 1 significa uma concordância perfeita entre dados observados e estimados, enquanto que o valor 0 (zero), significa não haver concordância entre os valores analisados.

4.7 Experimento realizado no Vale do Mutuca

Os lotes selecionados na zona de rural do município de Belo Jardim, região Agreste do Estado de Pernambuco, são georreferenciados entre 8° 34' 17" de Latitude Sul e 37° 10' 35" de Longitude Oeste. Os experimentos de transporte foram de curta duração, nesta área .

O sistema aquífero consiste do vale aluvial possui uma série de barramentos subterrâneos de lona plástica, constituindo septos impermeáveis. A barragem que limita a saída de água a jusante do lote é denominada de Cafundó II, e a que limita a região estudada a montante, de Cafundó I. O vale aluvial entre as duas barragens possui cerca de 1,1 km de extensão e largura oscilando entre 70 e 200 m. A área total deste trecho do vale aluvial é de 9,68 ha e a inclinação é de aproximadamente 1% (Montenegro & Montenegro, 2004).

O primeiro e segundo lotes foram cultivados com cenoura (*Daucus carota L.* var. Brasília). Foram adotados sistemas de irrigação por microaspersão e aspersão, respectivamente. O terceiro lote utilizado como descanso (sem cultivo) foi irrigado por aspersão, como esquematizado na Figura 4.4.

No dia 12/07/06, com 58 dias após o plantio (DAP), realizou-se o monitoramento do potencial matricial no perfil do solo com intervalo de 30 minutos para avaliar o desempenho do modelo.

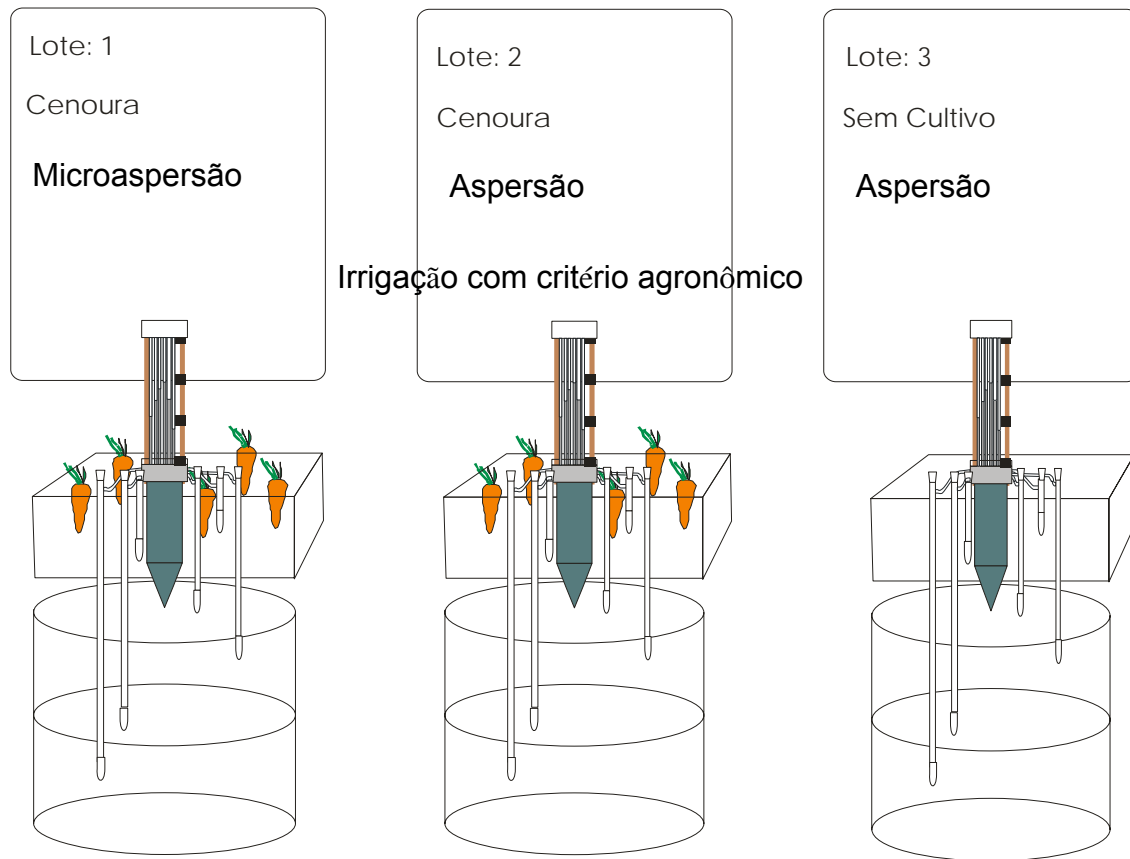


Figura 4.4 – Esquema representativo da caracterização dos lotes das unidades experimentais.

Em cada lote foram instalados lisímetros de drenagem de pequeno porte (Figura 5.2), confeccionados a partir de barris metálicos com capacidade volumétrica de $0,22 \text{ m}^3$, com área de seção circular superficial de $0,233 \text{ m}^2$ e profundidade de $0,95 \text{ m}$. Por se tratar de uma área com a cultura estabelecida, com idade entre 40 e 50 DAP, houve necessidade de instalar o dispositivo de maneira a causar a mínima perturbação ao solo e ao sistema radicular da cultura. A instalação do equipamento, em campo (Figura 4.5), foi procedida de modo a preservar os 40 cm superficiais de solo, tornando-o de concepção semi monolítica. Para preservar o monolito durante o processo de instalação, foi projetada uma estrutura metálica (Figura 4.5b). Esta estrutura foi usada para coletar, suspender e recolocar o monolito sobre o lisímetro.



Figura 4.5 – Figura ilustrativa do lisímetro de pequeno porte (A); Estrutura metálica para coleta de monolito com mínima perturbação do solo (B) e Lisímetro instalado (C).

Cada lote foi caracterizado fisicamente pelo método da EMBRAPA (1997) cujos resultados estão apresentados na Tabela 4.3.

Nos lisímetros considerados, foram realizados testes de condutividade hidráulica com permeâmetro de Gueph. Os valores obtidos estão apresentados na Tabela 4.4.

4.7.1 Caracterização Física do solo da Área de Estudo

Na Tabela 4.3 constam os atributos físicos do solo, nas profundidades estudadas. Nas Figuras 4.6, 4.7 e 4.8, estão apresentadas as curvas características de cada camada.

Tabela 4.3 – Características físicas do perfil do solo dos lotes em experimento.

Profundidade	% Areia	% Argila	% Silte	DS (g/cm ³)	Øv	Porosidade	Dp(g/cm ³)
Lote 1							
0-20	76,66	9,34	14,00	1,49	11,02	0,42	2,56
40-60	73,16	10,34	16,50	1,46	12,97	0,43	2,56
70-90	75,66	10,34	14,00	1,14	11,23	0,55	2,56
100-120	65,32	12,68	22,00	1,39	20,18	0,45	2,53
Lote 2							
0-30	75,66	8,16	16,18	1,04	0,08	0,59	2,56
30-60	73,48	11,16	15,36	1,43	0,16	0,43	2,53
60-90	70,98	14,16	14,86	1,29	0,16	0,49	2,56
80-100	69,66	15,34	15,00	1,46	12,62	0,43	2,56
100-120	59,66	17,34	23,00	1,40	11,81	0,45	2,56

Continuação da tabela 4.3

Lote 3

0-30	71,32	19,68	9	1,38	0,14	0,45	2,53
30-60	71,66	12,34	16	1,37	0,07	0,46	2,56
60-90	70,66	14,34	15	1,40	0,07	0,45	2,56

Ds – densidade do solo; Dp - Densidade das partículas; Θ_v – Umidade volumétrica.

As curvas de retenção de umidade do solo foram determinadas em laboratório de Física do solo da UFRPE utilizando a câmara de pressão de Richards e ajustadas de acordo van Genuchten (1980), relacionando o potencial matricial do solo (cm), em escala logarítmica, com a umidade volumétrica. Os parâmetros (Θ_r , Θ_s , α e n) foram otimizadas pelo Software RETC, versão 6.0 (van Genuchten et al., 1991).

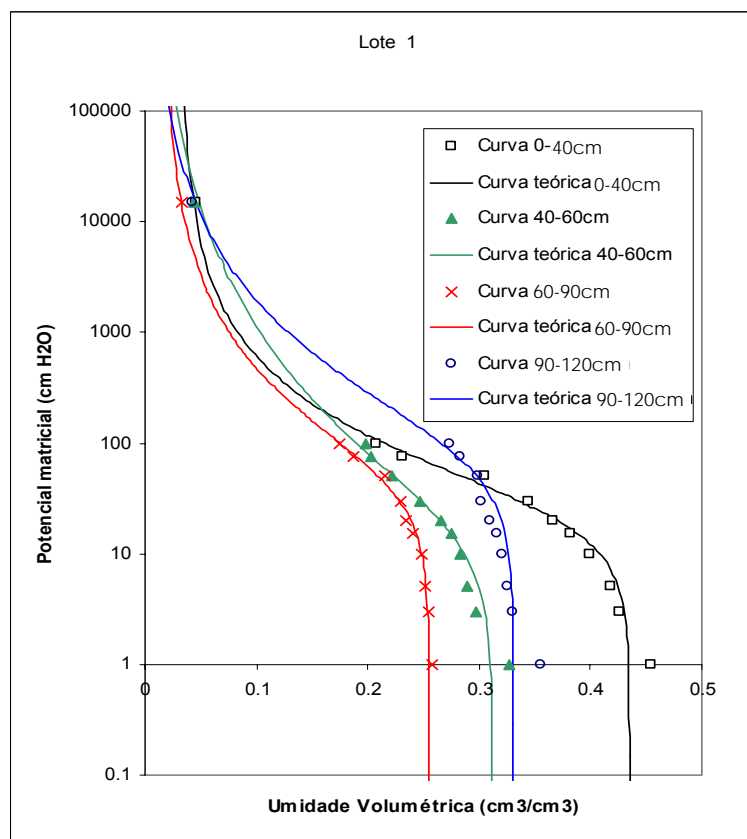


Figura 4.6 - Curvas de retenção de água no solo, para lote 1 cultivado com cenoura irrigado com microaspersão nas profundidades 0-40, 40-60, 60-90, 90-120cm.

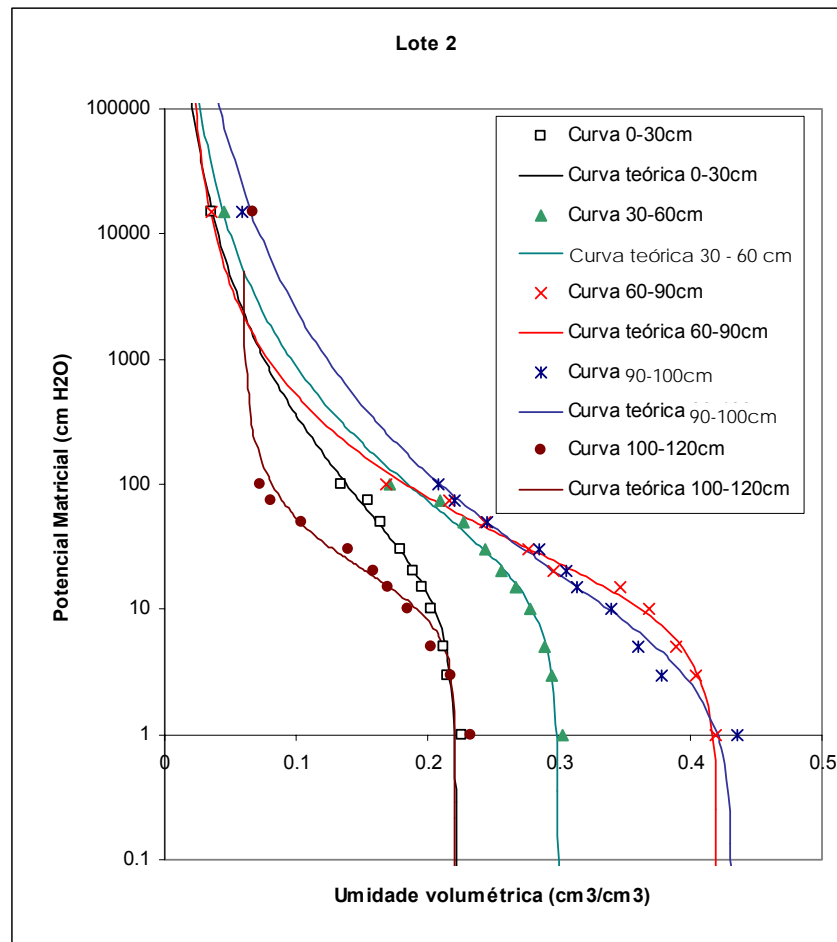


Figura 4.7- Curvas de retenção de água no solo, para lote 2 cultivado com cenoura irrigado com aspersão nas profundidades 0-30, 30-60, 60-90, 90-100 e 100-120cm.

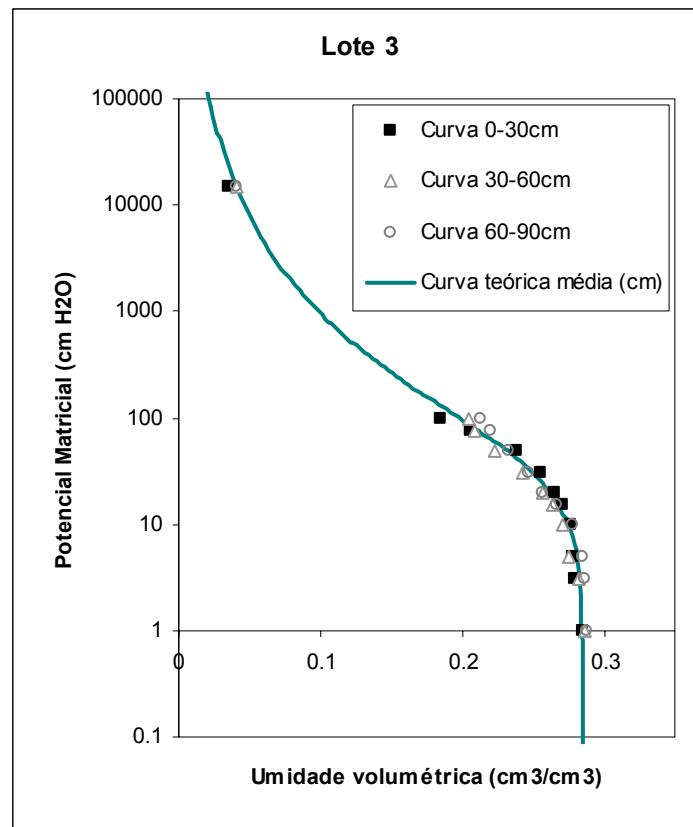


Figura 4.8- Curva de retenção de água no solo média, para lote 3 sem cultivo nas profundidades 0-30, 30-60, 60-90cm.

Os parâmetros destas equações estão apresentadas na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 - Condutividade hidráulica saturada determinada pelo permeâmetro de Gueph e parâmetros da equação de van Genuchten.

Lote 1					
Prof	θ_r Medido	θ_s Medido	α	n	Ks (m/dia)
0 - 30	0,045	0,42	0,037	1,57	0,81
30 - 60	0,043	0,43	0,052	1,28	0,69
60 - 90	0,033	0,55	0,019	1,57	1,92
90 - 100	0,042	0,55	0,015	1,32	0,55
100 - 120	0,042	0,45	0,011	1,38	0,45
Lote 2					
Prof	θ_r Medido	θ_s Medido	α	n	Ks (m/dia)
0 - 30	0,036	0,23	0,049	1,28	2,1
30 - 60	0,0442	0,31	0,044	1,31	0,75
60 - 90	0,036	0,42	0,075	1,42	0,95
90 - 100	0,058	0,44	0,170	1,25	0,47
100-120	0,066	0,23	0,069	2,02	0,35

Continuação da Tabela 4.4:
Lote 3

Prof	θ_r Medido	Θ_s Medido	α	n	Ks (m/dia)
0 - 20	0,07	0,45	0,02	1,69	1,39
20 - 40	0,07	0,45	0,02	1,69	1,39
40 - 60	0,07	0,46	0,02	1,69	1,39
60 - 80	0,07	0,45	0,02	1,69	1,39

4.7.2 Condições meteorológicas

Como condição de entrada de água no sistema, considera-se neste estudo de caso a lâmina de irrigação aplicada para cada lote e a precipitação, em pluviômetros; e como perda de água, evapotranspiração potencial, leituras de Tanque “Classe A” com coeficiente de 0,75, conforme as condições locais, de baixa velocidade de vento e baixa umidade relativa e bordadura conforme tabela apresentada por Doorenbos & Pruitt (1977).

4.7.3 Variação de umidade no solo

Os tensiômetros foram instalados nos lotes irrigados, sendo, para os lotes 1 e 2, nas profundidades de 20cm, 40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm e 120 cm e, para o lote 3, nas profundidades de 20cm, 40 e 60cm. Os perfis de matricial e da umidade foram modelados e comparados com os dados medidos. As leituras para cada profundidade foram realizadas em intervalos regulares de 30 minutos.

4.7.4 Modelagem Numérica

Nas simulações foram usados perfis de 120cm discretizados conforme análise as características físicas do perfil dos lotes (Tabela 4.3). No caso do lote 3, considerando pouca variação dos atributos físicos do solo ao longo do perfil, adotou-se apenas 1 material obtido pela média dos valores calculados dos parâmetros de ajuste da função de van Genuchten para cada lote.

Como condição de contorno superior adotaram-se dados medidos de irrigação, precipitação e evaporação referência, e para condição de contorno inferior a variação do potencial matricial no tensiômetro a 120 cm.

4.7.5 Ensaio de eluição para o lote 1

Após o término do ciclo da cultura foi implantado um experimento com vista a promover uma lavagem de sais do solo. O experimento foi realizado no interior do lisímetro, com uma duração de 24 horas. Iniciou-se o teste mantendo-se permanentemente uma lâmina de água variando entre 70 e 120 mm sobre a superfície do solo acima do lisímetro. Após o início da drenagem foram monitoradas, continuamente, as condutividades elétrica da água de drenagem e realizados testes de vazão no tubo de saída do drenado.

4.8 Experimentos realizados na Fazenda Nossa Senhora do Rosário

A Fazenda Nossa Senhora do Rosário está inserida na Bacia Representativa do Riacho Mimoso, pertencente à bacia hidrográfica do Rio Ipanema. Localizada no município de Pesqueira, Agreste Pernambucano, apresenta coordenadas geográficas $08^{\circ}10'25''S$ e $35^{\circ}11'25''W$, de latitude e longitude, respectivamente, e 650 m de altitude (CISAGRO, 1991). A Fazenda possui uma área aluvial de 110 ha, que é limitada por encostas do embasamento cristalino (Correa & Ribeiro, 2001). Na Fazenda existem aproximadamente 60 ha irrigados, cultivados por cerca de 50 famílias, que utilizam a água subterrânea para seu consumo doméstico e na pequena agricultura irrigada. O aquífero aluvial é raso, segundo Montenegro (1999), apresentando profundidade média de 10m, com cerca de 15km de extensão e 300 m de largura.

A Fazenda apresenta Neossolos Flúvicos, de textura e níveis de salinidade variáveis.

De acordo com a classificação de Köppen, o clima na região é do tipo BSsh (extremamente quente, semi-árido), com precipitação total anual média de 730 mm e evapotranspiração potencial anual média de 1683 mm, segundo Hargreaves (1974).

Especificamente a área experimental está inserida na unidade de mapeamento RU4, classificada pedologicamente em Neossolo Flúvico sódico típico textura média/média ou arenosa moderadamente drenado (Correa & Ribeiro, 2001).

A temperatura média mensal oscila em entre 20 e 30 °C, e a umidade relativa média anual é de 75%, onde os valores mais elevados situam-se logo após a

estação chuvosa (maio/ julho), e os mais baixos na estação seca (setembro/ novembro).

Foram analisados 2 experimentos:

1. Experimento em lote Irrigado
2. Experimento em lisímetros de drenagem

4.9 Experimento em lote Irrigado

O lote irrigado com produção de cenoura (*Daucus carota L.*) foi monitorado por tensiômetros e piezômetros, além de tubo de acesso para sonda de nêutrons. Considerando dados de precipitação em pluviômetros e de evapotranspiração potencial em tanque Classe “A” de uma estação instalada a cerca de 300m da área, simulou-se um perfil de solo 300 cm, dividido em 4 camadas 0-30cm, 30-50cm, 50-70cm e 70 a 300cm, de acordo com a análise do solo.

Os dados experimentais das propriedades hidráulicas foram ajustados pelo modelo de van Genuchten (1980). Adotaram-se como condições de contorno superior valores de precipitação, transpiração potencial, evaporação potencial, transpiração potencial e irrigação e, como condição de contorno inferior, potencial total especificado, utilizando leituras de tensão a 120cm, como esquematizado na Figura 4.9.

Os valores de lâminas de irrigação bruta foram calculados considerando-se turno de rega diário:

$$L_{bruta} = \frac{L_{liquida}}{E_f} \times Cx = \frac{(ET_c - P)}{E_f} \times Cx$$

(4.19)

em que:

L_{bruta} - lâmina bruta diária ou total de irrigação, L;

$L_{liquida}$ - lâmina líquida de irrigação diária, L;

E_f - eficiência do sistema de irrigação;

ET_c - evapotranspiração da cultura, L;

Cx - coeficiente de lixiviação necessário para a manutenção do equilíbrio salino no perfil de solo.

Para determinar a lâmina de irrigação diária, foram utilizados dados de leitura de evaporação do Tanque “Classe A” adotando coeficiente de tanque $K_p = 0,75$ de acordo com Doorenbos & Kassam (1979).

Para estimar o coeficiente de lixiviação foi adotada a equação:

$$C_x = \frac{1}{1 - \frac{CE_{irrig}}{CE_{dre}}}$$

(4.20) em que:

CE_{irrig} – Salinidade da água de irrigação;

CE_{dre} – Salinidade da água de drenagem.

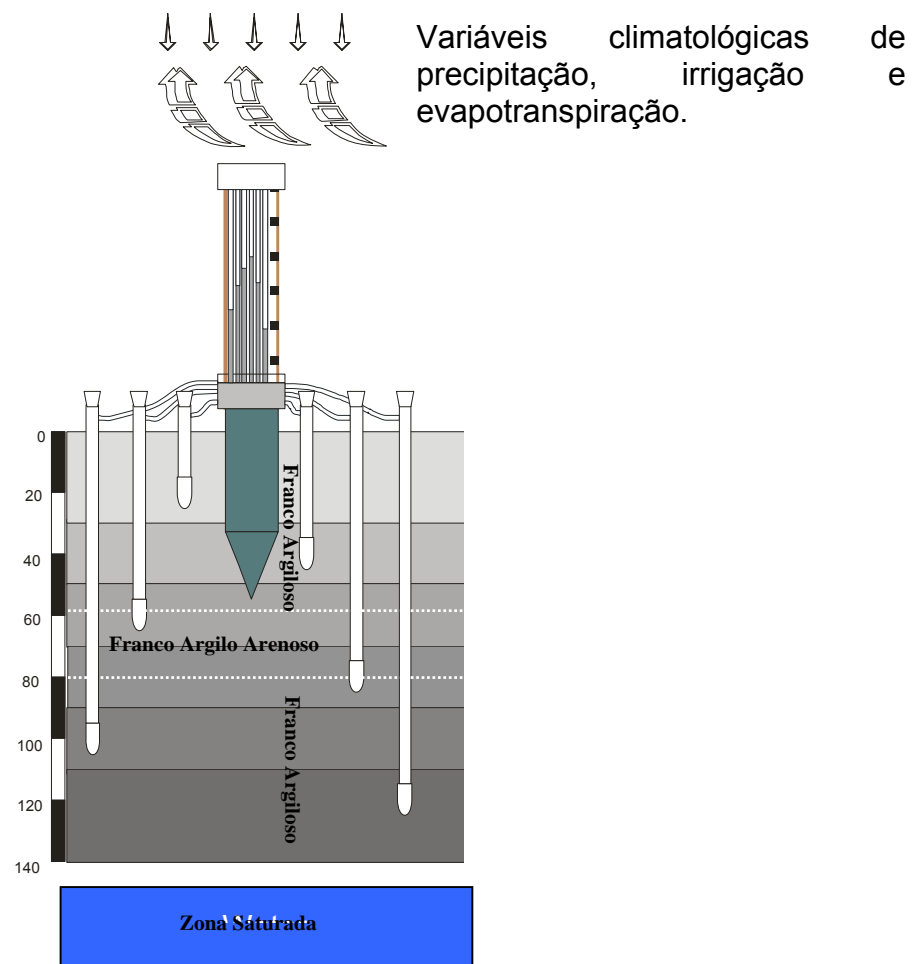


Figura 4.9 – Representação esquemática de uma estação tensiométrica instalada na área experimental.

Bastos (2004) determinou as características físicas e químicas do solo pelo método da EMBRAPA (1997), as quais estão na tabela 4.5.

Os piezômetros foram monitorados diariamente para o acompanhamento do nível piezométrico e da avaliação da condutividade elétrica das águas subterrâneas, junto aos poços de observação.

A condutividade hidráulica saturada foi obtida em campo pelo permeâmetro de Guelph, conforme descrito por Bastos (2004) (Tabela 4.6).

Tabela 4.5 - Valores médios, desvio-padrão e coeficiente de variação das propriedades físicas do solo.

Profundidade (cm)	Areia (%)	Argila (%)	Silte (%)	DP(g/cm ³)	DS(g/cm ³)	Porosidade (P)
0 - 20	37,05	25,92	37,03	2,564	1,628	0,365
20 - 40	48,52	24,01	27,47	2,564	1,513	0,41
40 - 60	52,66	21,95	25,39	2,564	1,547	0,397
60 - 80	55,6	22,48	20,71	2,597	1,485	0,428
80 - 100	49,35	23,51	27,14			0,4
Média	48,63	23,57	27,55	2,572	1,543	0,4
Desvio	7,063	1,545	5,949	0,0167	0,0619	0,023
CV	14,52	6,55	21,59	0,6493	40,116	0,057

Tabela 4.6 - Valores de condutividade hidráulica saturada.

Profundidade	30cm	40cm	50cm	60cm	80cm	120cm
Ksat (m/dia)	0,17	0,95	1	0,54	0,31	0,19

4.9.1 Simulação computacional aplicada ao lote irrigado

Nas simulações em lote irrigado, foram inseridos dados de entrada de precipitação, evaporação potencial e transpiração potencial conforme as equações (3.29) e (3.30). As lâminas de irrigação foram aplicadas a nível diário considerando quatro estágios para obtenção dos coeficientes de cultura (Kc) da cenoura (Tabela 4.7).

Tabela 4.7 - Valores de coeficiente de cultura para a cenoura.

Estádio (dias)	0-20	20-50	50-80	80-100
Kc	0,45	0,75	1,05	0,90
Datas (período)	10/02/03	a 01/03/03	a 31/03/03	a 30/04/03
	28/02/03	30/03/03	29/04/03	15/05/03

Fonte: Doorembos e Kassam (1979).

A cultura foi conduzida por um período de 95 dias. Por problemas de funcionamento nos tensiômetros considerou o dia 20/03/2005 (39 dias após o plantio) como início da simulação.

4.10 Experimento em lisímetros de drenagem

Estudo experimental foi conduzido em lisímetros cultivados com cenoura (*Daucus carota L.*) durante 100 dias. Desde a sementeira, adotou-se espaçamento de 20 cm entre linhas. Vinte dias após o plantio foi realizado o desbaste mantendo o espaçamento de 5 cm entre as plantas.

Para medição de umidade e tensão do extrato da solução do solo e avaliar a dinâmica salina, foi montado um sítio de medições esquematizado na Figura 4.10. O sistema experimental é composto por três lisímetros de drenagem, denominados de lisímetro 1 (L1), lisímetro 2 (L2) e lisímetro 3 (L3), com montagem segundo metodologia proposta por Santos (2004). Os lisímetros foram construídos em reservatório d' água em fibra de vidro com capacidade volumétrica de 1m³, diâmetro superficial de 1,39 m, diâmetro da base de 1,10 m e altura de 0,8 m. Os lisímetros foram preenchidos com o solo removido a cada 20 cm, preservando as características das camadas originais. Para induzir um sistema de drenagem livre, os últimos 10 cm do perfil foram preenchidos por cascalho, e adotados tubos de PVC soldável de 25mm perfurados, revestidos por manta têxtil (Figuras 4.11a e 4.11b).

A contabilização dos termos do balanço hídrico foi baseada na variação de armazenamento no perfil de solo do lisímetro. Conforme Libardi (1995) é expressa como:

$$\Delta A = PPT + I - ETR - Dp \quad (4.21)$$

em que, ΔA representa a variação de armazenamento no perfil de solo; PPT a precipitação pluviométrica; I a lâmina de irrigação aplicada; ETR a evapotranspiração real e, Dp a drenagem profunda.

O balanço hídrico nos lisímetros foi efetuado considerando o perfil do solo estudado, o termo drenagem profunda representa o volume drenado na base dos lisímetros medido em provetas, a ETR foi estimada pela equação 3.33 e os coeficientes de cultura apresentados na tabela 4.7. A irrigação foi medida em

recipiente graduado antes da aplicação. Os coeficientes de lixiviação foram determinados computando-se a relação entre o valor total da precipitação mais a irrigação e a evapotranspiração total conforme a expressão $Cx = (PPT + I)/ETR$.

Em cada lisímetro, foi instalada uma estação tensiométrica, cápsulas de extração de solução do solo e tubo de acesso para sonda de nêutrons.

Previamente ao início do plantio, os lisímetros foram irrigados até a saturação, e em seguida cobertos até a finalização da drenagem, quando se procedeu o plantio.

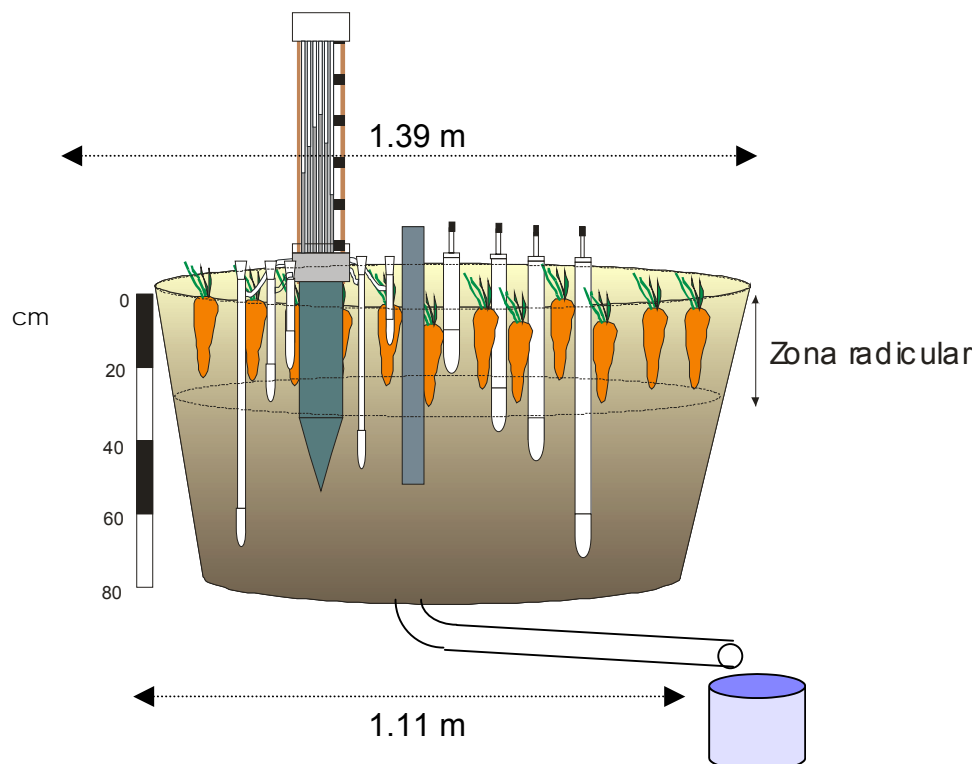


Figura 4.10 – Representação esquemática da unidade experimental em área irrigada, cultivada com cenoura.

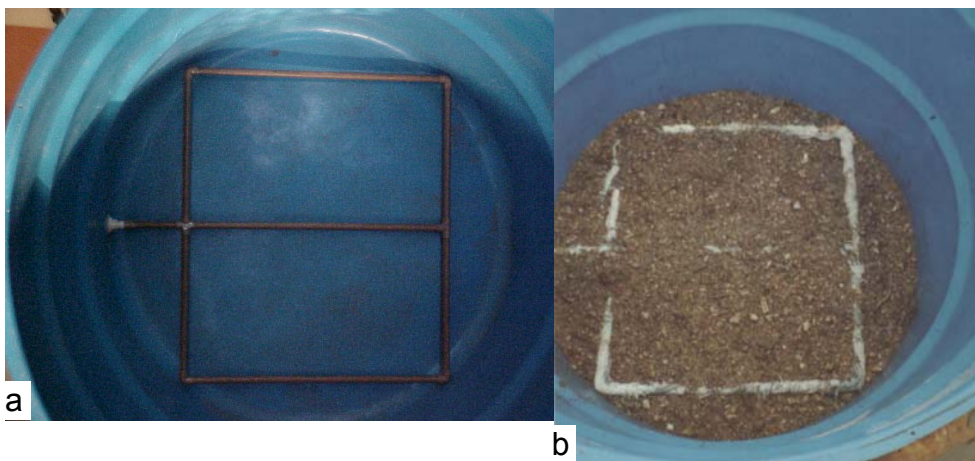


Figura 4.11a e 4.11b – Detalhe do sistema de drenagem do lisímetro com tubos PVC e camada de cascalho.

Os tensiômetros foram instalados nas profundidades de 10, 20, 30, 40 e 60 cm (Figura 4.10), tendo sido monitorados diariamente ao longo do período do cultivo.

Na Tabela 4.8 constam os atributos físicos do solo, nas profundidades estudadas (EMBRAPA, 1997).

Tabela 4.8 Caracterização Física do solo do lisímetro 2

Profundidade	%areia	%silte	%argila	Dp	DS
0 - 20	47,5	31,8	20,7	2,53	1,32
20 - 40	51,52	25,28	17,2	2,47	1,35
40 - 60	53,52	26	21,2	2,56	1,35

Algumas propriedades e características físicas do solo no lisímetro. Dg: densidade so solo; Dp: densidade de partículas.

4.10.1 Monitoramento das propriedades físicas e químicas nos lisímetros

Nos lisímetros foram monitorados a tensão da água no solo e a drenagem do perfil, assim como a condutividade elétrica (CE) da solução do solo. As Figuras 4.12a e 4.12b apresenta uma visão geral de três lisímetros instalados.



Figuras 4.12a e 4.12b – Vista parcial dos lisímetros de drenagem instalados na Fazenda Nossa Senhora do Rosário.

A coleta da solução do solo foi realizada através de bomba de sucção manual como ilustrado na Figura 4.13, conectadas a tubos de extração adotados de cápsula porosa.

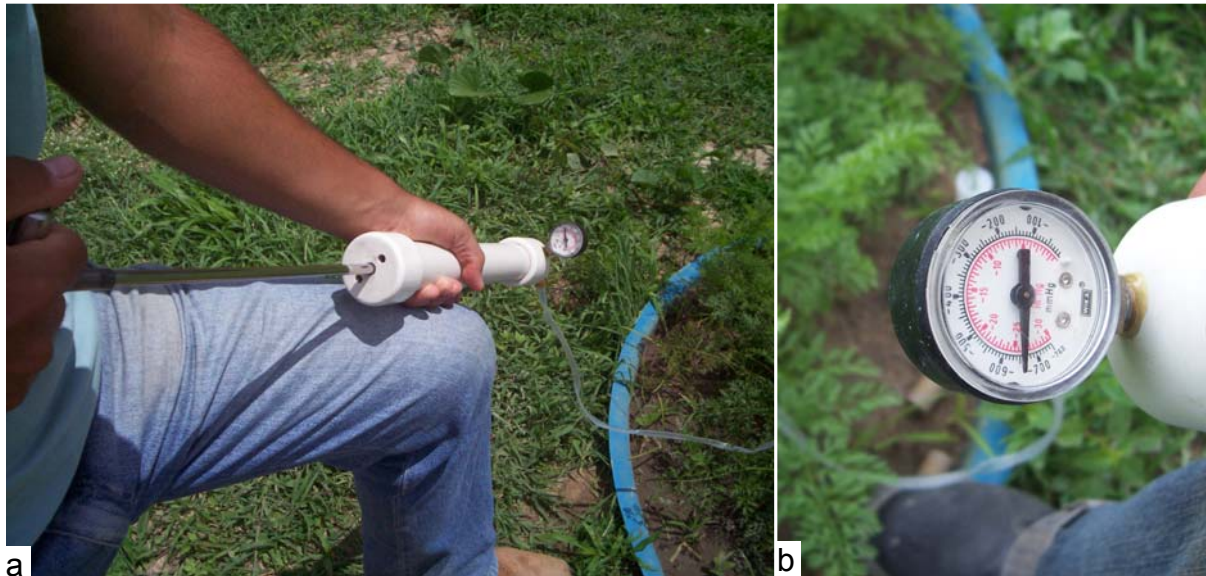


Figura 4.13a 4.13b - Coleta da solução do solo, através de bomba a vácuo manual.

Os extratores de solução foram instalados nas profundidades de 20 cm, 30 cm, 40cm e 60 cm. Aos extratores foi aplicado um vácuo de 60 kPa, e logo em seguida, realizada leitura nos tensiômetros. Após 24 horas, coletou-se a solução no interior dos tubos.

Os valores de condutividade elétrica obtidos na solução do solo por meio dos extratores foram corrigidos para a umidade de saturação, conforme Silva (2002), denominados de condutividade elétrica do extrato de saturação estimada a equação foi realizada por meio da equação:

$$CE_{est} = \frac{CE_s \theta_a}{\theta_s} \quad (4.22)$$

em que:

CE_{est} é a condutividade elétrica do extrato de saturação estimada a partir da condutividade elétrica da solução do solo obtida com extrator de cápsula, sendo corrigida para a umidade da pasta saturada, $dS\ m^{-1}$;

CE_s é condutividade elétrica da solução do solo, $dS\ m^{-1}$;

θ_a é a umidade do solo no momento da aplicação do vácuo ($cm^3\ cm^{-3}$);

θ_s é a umidade da pasta de saturação do solo ($cm^3\ cm^{-3}$).

4.10.2 Simulação computacional aplicada aos lisímetros de drenagem

As simulações ao longo do perfil dos lisímetros de drenagem foram realizadas por um período de 100 dias, correspondendo ao ciclo da cultura da cenoura. Entretanto, simulações foram conduzidas para um período de 50 dias, de modo a permitir ajustes de parâmetros otimizar o ajuste ou concordância entre o simulado e o experimental do “colchão” de drenagem na base dos lisímetro.

Foram considerados dados de entrada de precipitação, obtidos através de pluviômetros Ville de Paris em estação agrometeorológica, e estimados a evaporação potencial e transpiração potencial conforme as equações (3.34) e (3.35) e o manejo de irrigação foi baseado em um lisímetro de pesagem instalado na área, cultivado com cenoura.

Para a determinação do potencial de água extraído pela raiz (transpiração), foi aplicado o método proposto por Feddes (1978) e o modelo de entrada multiplicativo para estresse de soluto equação (4.19a), sob condições ótimas de umidade a extração de água pela raiz na zona radicular é igual a taxa de transpiração potencial.

4.9 Os parâmetros de planta utilizados nos lisímetros, para simulação com o modelo HYDRUS.

Parâmetro	P0	P0pt	P2H	P2L	P3	r2H	r2L
Valor adotado	-10	-25	-550	-650	-8000	0,5	0,1

O fator de crescimento da raiz foi específico para uma determinada data, sendo: tempo inicial de crescimento da raiz = 0; Colheita = 100 dias (DAP); profundidade de crescimento inicial = 0,1 cm, máxima profundidade da raiz = 30 cm, considerando para a data de colheita 100 DAP, profundidade média da raiz de 30cm.

Optou-se por não realizar testes de condutividade hidráulica nos lisímetros, para não produzir deformações nas camadas de solo, de modo a evitar o surgimento de caminhos preferenciais de fluxo. Desse modo, os valores dos parâmetros hidráulicos de van Genuchten foram estimados a partir de correlações com propriedades texturais da área, considerando o solo dos lisímetros, e as caracterizações físicas e hidráulicas procedidas por Bastos (2004) ao longo do perfil, conforme apresentado na Tabela 4.10.

Tabela 4.10 – Parâmetros da curva de retenção de água no solo encontrados por Bastos (2004) na área em estudo.

Parâmetros / profundidade	20cm	40cm	60cm	80cm
n	1.7030	1.4321	1.2824	1.1810
α	0.00111	0.01717	0.04375	0.06055
Θ_r	0.1550	0.1377	0.1123	0.0173
Ksat	0.7000	3.9700	4.1800	2.2700
Θ_{sat}	0.365	0.41	0.397	0.428

Para os parâmetros acima foram ajustadas regressões, em função da percentagem de areia: do perfil dos lisímetros obtendo-se:

Função	R ²
$\alpha = 2E-19X^{10,058}$	0,9975
$n = -0,0277X + 2,7434$	0,9886
$\theta_r = -0,0044X + 0,3297$	0,7121
$\theta_s = 0,003X + 0,2569$	0,819
$K_{sat} = 2E-05X^{3,7726}$	

Tabela 4.11 – Valores estimados para calibração do modelo.

Camadas	0-20	20-40	40-70	70-80
% Areia	47,5	51,52	53,52	
Θ_r (estimado)	0,12	0,10	0,09	0,045
Θ_s	0,40	0,41	0,42	0,43
α (estimado)	0,015	0,03	0,05	0,04
n (estimado)	1,43	1,32	1,26	1,01
Ksat (cm/dia) (estimado)	42,31	87,12	63,07	94

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Experimento em lotes irrigados no Vale do Mutuca

Conforme a análise das características físicas do solo, os três lotes estudados possuem textura franco arenosa (Tabela 4.1). Os lotes 1 e 2 cultivados com cenoura apresentaram variações nas curvas de retenção de água no solo para cada profundidade de coleta de amostra. Neste caso, essas características podem estar relacionadas ao preparo do solo no pré-plantio, enquanto o lote 3 apresentou características de retenções uniformes ao longo do perfil.

5.1.1 Modelagem computacional

As simulações realizadas no modelo HYDRUS-1D apresentaram ajustes satisfatórios, quando comparadas aos dados medidos em campo. As Figuras 5.1, 5.2 e 5.3 apresentam, respectivamente, as variações de potencial ao longo do perfil de ocorridas em 12/07/06 para os lotes 1, 2 e 3, durante 3 horas de monitoramento após ocorrência de precipitação.

Na Figura 5.1, observa-se mesma tendência entre dados simulados e medidos, para profundidade de 20 cm. O potencial total tendeu a atingir a estabilização apenas aos 60 minutos de leitura. As simulações apresentaram-se satisfatórias também para os lotes 2 e 3 (Figuras 5.2 e 5.3, respectivamente). Pode-se também observar na Figura 5.1 que o acréscimo do potencial total modelado na profundidade de 20cm é pouco mais suave, em resposta ao umedecimento da camada, e na Figura 5.2 na secagem.

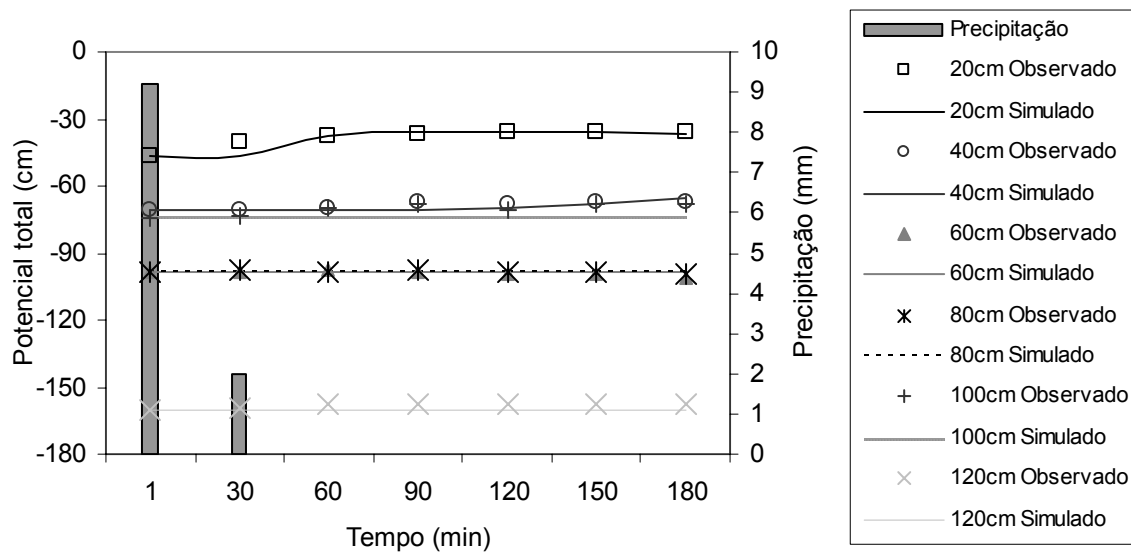


Figura 5.1 – Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 1 no dia 12/07/06.

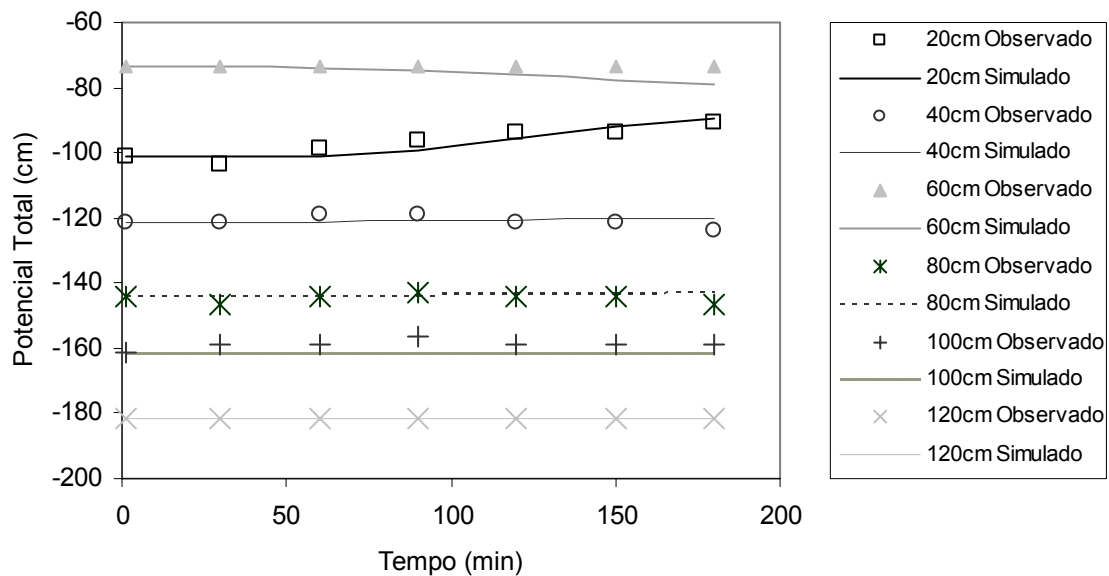


Figura 5.2 – Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 2 no dia 12/07/06.

No caso da Figura 5.3, referente ao lote 3, observa-se que ocorre igualmente uma adequada concordância entre dados simulados e medidos do potencial total.

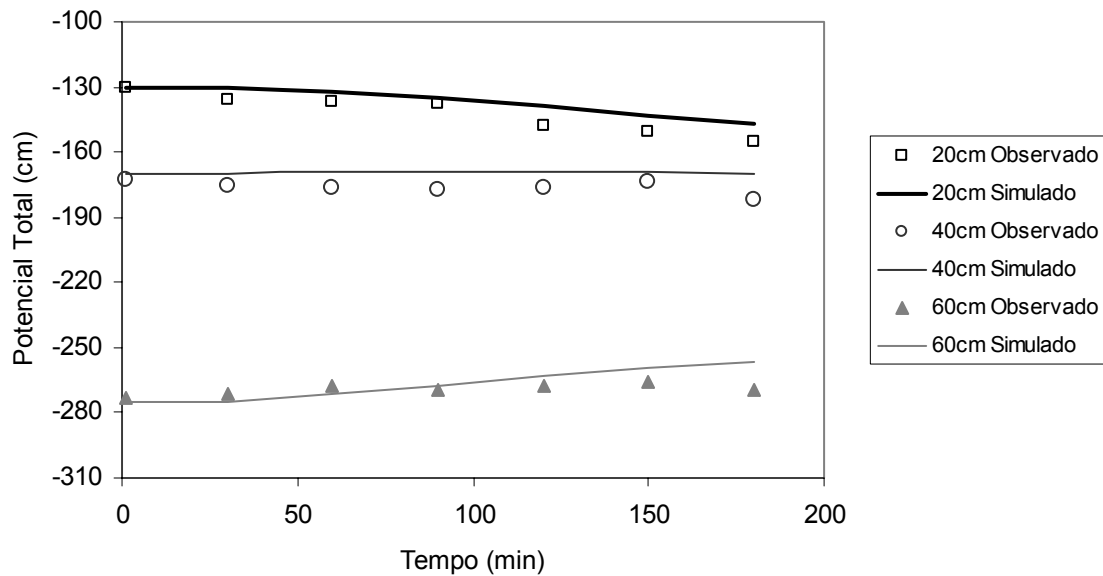


Figura 5.3 – Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 3 no dia 12/07/06.

Monitoramento adicional de campo foi realizado no dia 20/07/06. As Figuras 5.4 a 5.6 apresentam a variação do potencial total nos lotes experimentais. No presente dia mantiveram-se os mesmos ajustes dos parâmetros de van Genuchten considerando período de validação.

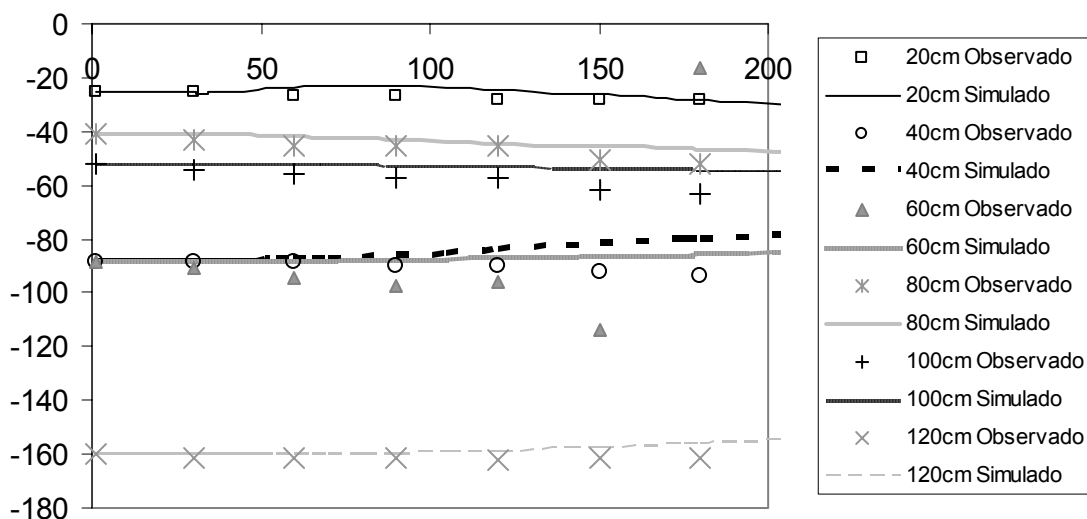


Figura 5.4 – Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 1 no dia 20/07/06.

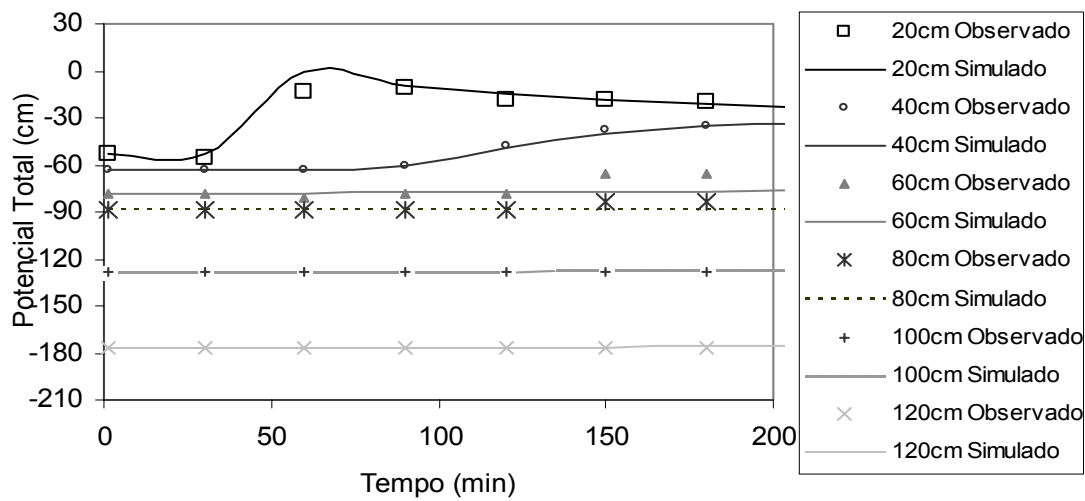


Figura 5.5 – Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 2 no dia 20/07/06.

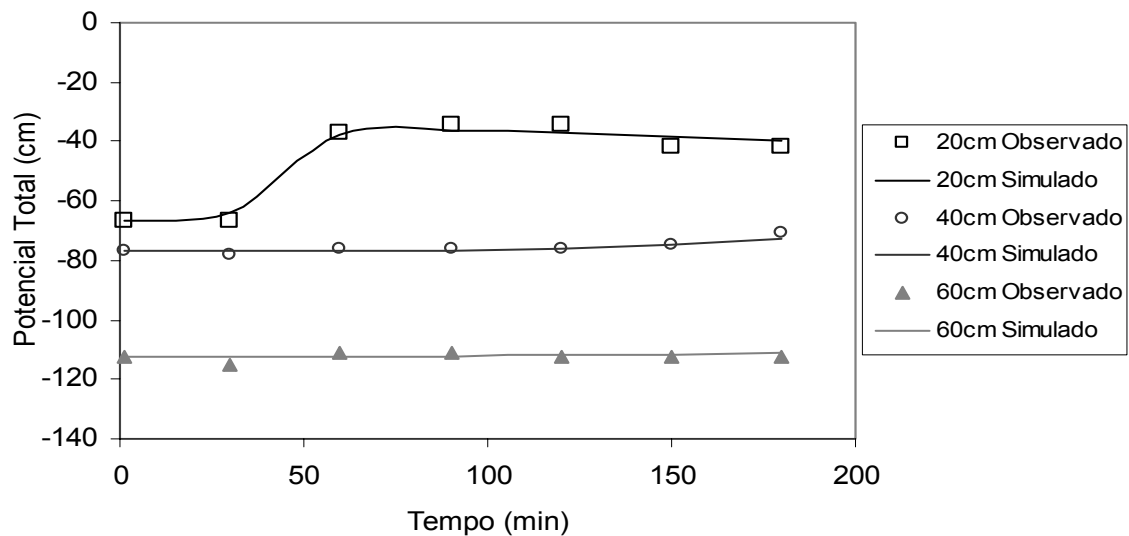


Figura 5.6 – Comparação dos valores simulados e medidos de potencial total em campo para o lote 3 no dia 20/07/06.

Nas simulações para o dia 20/07/06, verifica-se adequada resposta do modelo a processos de umedecimento das camadas do solo mais superficiais. Entretanto, não foram observados ajustes suficientes para o tensiômetro instalado a 60cm no lote 1, possivelmente devido a problemas de funcionamento do mesmo.

Skaggs et al, (2004) ressaltam a importância de testes aproximadamente contínuos, permitindo a verificação da simulação para baixos intervalos de tempo, e com os detalhes requeridos.

Observam-se baixos valores de EAM, EQM e ERM, para as simulações de potencial total. Na tabela 5.1, pode-se notar que o máximo valor para EQM (0,074) ocorreu para o lote 3, à profundidade de 40cm, e que o mínimo valor de ERM ($7,9E^{-6}$) se deu para o lote 2 a 120cm em valores absolutos. Principalmente nas regiões “perturbadas” pela aplicação de lâminas, nota-se que os erros das simulações foram baixos. Desse modo, pode-se verificar a adequação do modelo HYDRUS para o experimento realizado nas condições locais, utilizando-se os valores ajustados para os parâmetros pertinentes (Tabela 4.4), sendo possível sugerir que o modelo HYDRUS, devidamente calibrado, pode ser utilizado como satisfatória ferramenta para simulação da umidade, em solos aluviais de textura similar. Estes resultados concordam com os dados obtidos por Arbat (2005), que aplicou o modelo HYDRUS aos solos da Estação Experimental Agrícola Mas Badia da província de Girona.

Tabela 5.1 Índices de comparação entre resultados observados e simulados, correspondentes às simulações de potencial total da água no solo.

Ensaio em 12/07/2006	Prof	EMA	EQM	ERM
Lote 1	20 cm	0,011943	0,023483	0,020309
	40 cm	0,011286	0,015279	0,011117
	60 cm	0,009086	0,012743	-0,00541
	80 cm	0,0054	0,008249	0,001897
	100 cm	0,041686	0,048223	0,060396
	120 cm	0,0198	0,021824	0,012543
Lote 2	20 cm	0,019171	0,021646	0,004174
	40 cm	0,013986	0,019492	0,000176
	60 cm	0,021143	0,029343	0,028836
	80 cm	0,011129	0,016921	-0,00518
	100 cm	0,0251	0,028486	0,015859
	120 cm	$1,43E^{-05}$	$3,78E^{-05}$	$-7,9E^{-06}$
Lote 3	20 cm	0,054743	0,062534	-0,03753
	40 cm	0,069014	0,074233	-0,03891
	60 cm	0,049957	0,06192	-0,00863

Prof – Profundidade; EMA – Erro Absoluto Médio; EQM – Erro Quadrado Médio; ERM – Erro Relativo Médio

5.1.2 Ensaio de Eluição

Para o experimento de eluição, simulou-se o comportamento do lixiviado, oriundo de um perfil de 95cm de espessura. O volume de solo utilizado no ensaio foi 291 L, englobando o solo contido no interior do lisímetro e a camada de solo semi-monolítica acima deste. Através do modelo foram testados diferentes valores de dispersividade, buscando-se aquele que produzisse melhor o ajuste (ou seja, minimização dos erros).

Os valores testados estão dentro das faixas encontradas para aluviões, em regiões do semi-árido do Nordeste, em trabalhos realizados por Melo e Santos (1990), Montenegro et al. (2001), citados em Montenegro e Montenegro (2004), e por Antonino et al. (2006). A Figura 5.7 apresenta as curvas de eluição medidas e simuladas pelo modelo HYDRUS, enquanto a Tabela 5.2 contém os valores do EQM para as simulações com diferentes dispersividades.

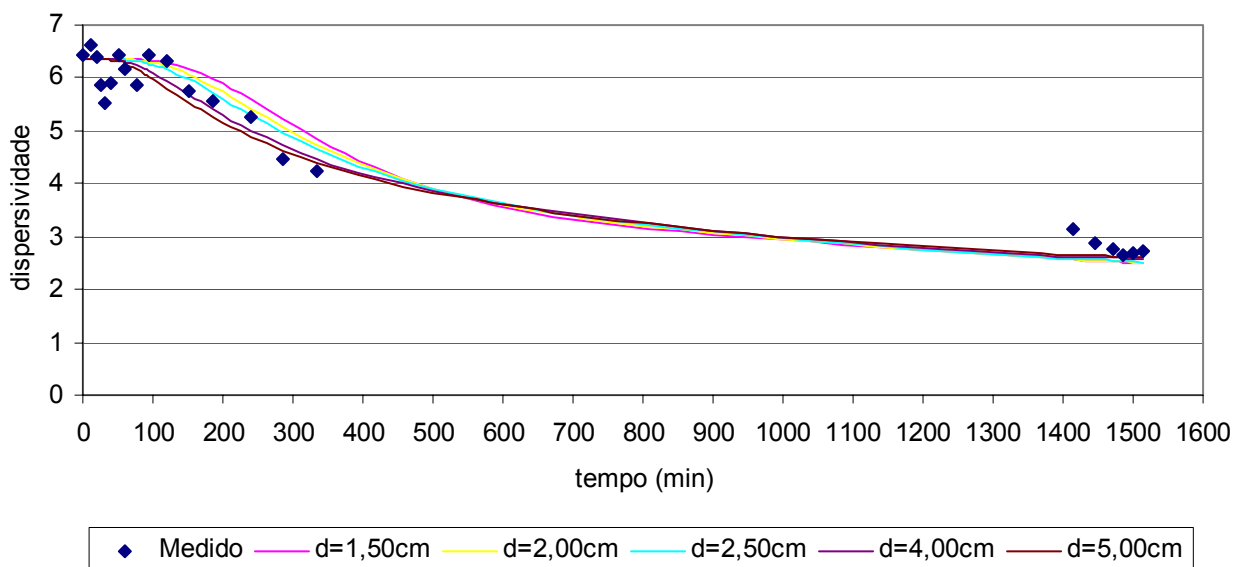


Figura 5.7- Teste de eluição realizado em lisímetro simplificado, em Mutuca-PE.

Tabela 5.2- Valores de EQM para a curva de eluição simulada pelo modelo HYDRUS.

	d=1,50cm	d=2,00cm	d=2,5cm	d=4,0cm	d=5,00cm
EQM	0,07899	0,07140	0,06665	0,06258	0,06517

Nota-se que o intervalo de menor erro é o de dispersividades entre 2,5 cm e 5,00cm. Para os valores testados, a dispersividade de 4,0cm foi a que produziu melhor ajuste à curva experimental de eluição. Este valor servirá de base para os demais estudos de caso, em solos similares, apresentados neste estudo. Montenegro (1997b), na caracterização de solos de aluvião na região, encontrou valores de coeficiente de dispersão longitudinal variando de 0,84 cm a 3,79 cm, este último similar ao identificado na neste trabalho.

5.2 Experimento em lote irrigado da Fazenda Nossa Senhora do Rosário

5.2.1 Simulações na zona não saturada

Na modelagem realizada em sub-área experimental irrigada com cenoura, obteve-se ajuste regular para os valores do potencial matricial medidos e simulados a 20 e 40cm de profundidade (Figura 5.8). Observa-se dinâmica mais intensa de potencial, devido às precipitações pluviométricas no período, bem como às lâminas de irrigação aplicadas. O estudo de caso considerou uma irrigação com lixiviação incompleta para induzir o transporte de sais a uma profundidade intermediária entre a zona saturada e a zona radicular (coeficiente de lixiviação de 1,10). Assumiu-se como condição de contorno inferior drenagem livre do perfil.

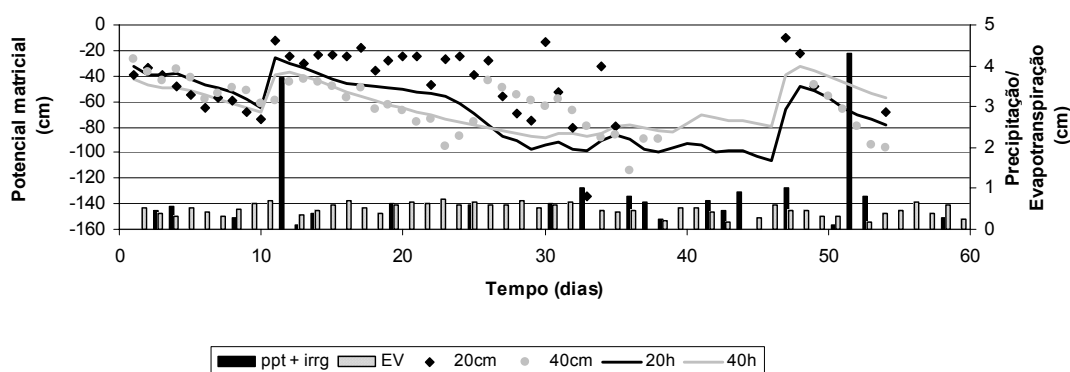


Figura 5.8 - Comparação da dinâmica do potencial matricial medido e simulado, para as profundidades de 20 e 40cm.

Para os tensiômetros instalados nas profundidades de 80 a 100cm (Figura 5.9), baixa variação do potencial matricial foi observada. Estas são camadas mais homogêneas e encontram-se abaixo da zona radicular, estando menos sujeitas aos efeitos das aplicações hídricas na superfície do solo.

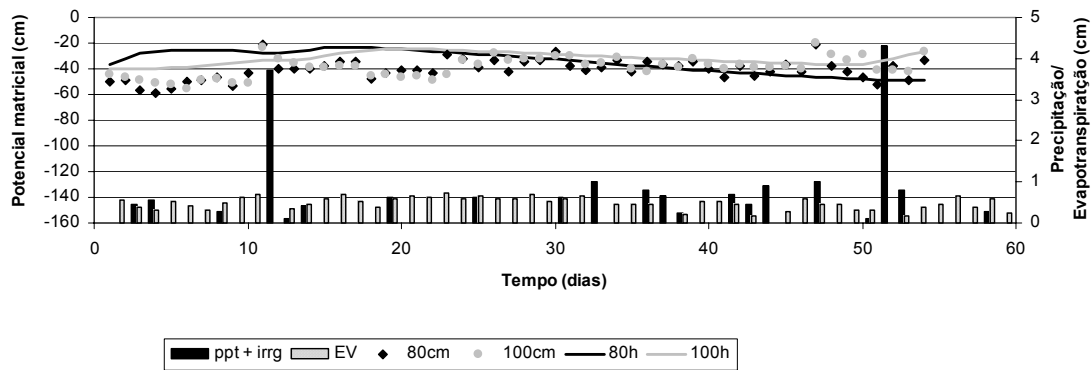


Figura 5.9 - Comparação da dinâmica do potencial matricial medido e simulado para as profundidades de 80 e 100cm.

A Figura 5.10 apresenta a comparação dos valores dos potenciais simulados com o modelo HYDRUS, e os medidos em campo, agrupados em pentadas (média de cinco dias), de modo a atenuar incertezas de pequena escala. Pode-se verificar intensa variação tensiométrica na sub-superfície. Esta dinâmica está relacionada a processos de umedecimento, evaporação e consumo hídrico da cultura. Embora sejam detectadas discrepâncias com os dados medidos, nota-se que a tendência de variação de campo foi mantida nas simulações. As incongruências podem estar relacionadas também a incertezas de campo, nas medidas de potencial.

Diante do exposto e das dificuldades de calibração do modelo, optou-se por se instalar lisímetros na área, e se proceder a leituras intensivas de potencial matricial e de salinidade, conforme será discutido na seção 5.3.

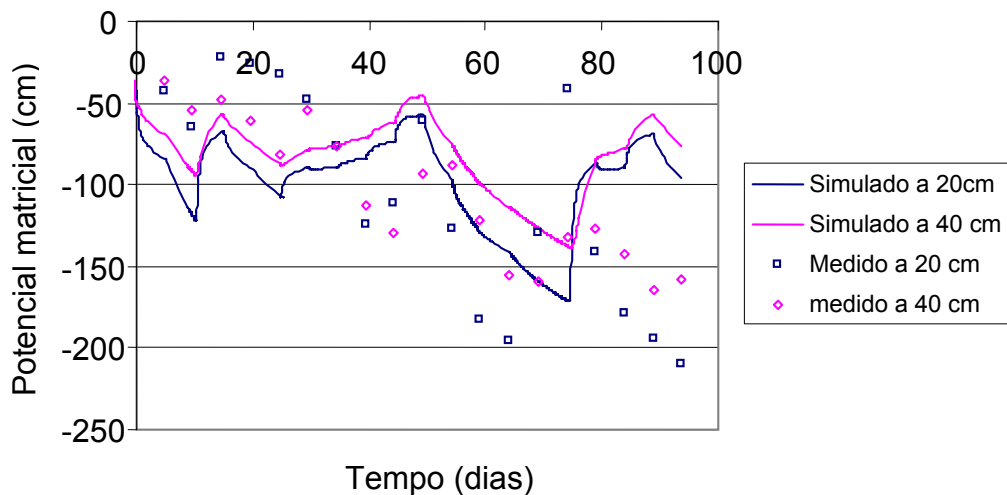


Figura 5.10 – Potenciais simulados e medidos para as profundidades de 20 e 40cm.

Para as simulações das profundidades 20 cm e 40 cm, os erros quadráticos médios EQM foram superiores a 50%, desencorajando a utilização deste experimento para avaliar a metodologia da lixiviação incompleta.

5.3 Experimento em lisímetros de drenagem

5.3.1 Resultados Experimentais

As simulações nos três lisímetros de drenagem construídos foram realizadas por um período de 100 dias, durante o ciclo de cenoura. As Figuras 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14 apresentam elementos do balanço hídrico medido em campo, em função das avaliações de drenagem. Os totais pluviométricos foram registrados tanto manualmente quanto em estação automática, situada a 300m de distância da área experimental.

A figura 5.11, apresenta a distribuição temporal das lâminas totais acumuladas e de evapotranspiração real. Observa-se menor lâmina de irrigação total aplicada para o lisímetro 1 e, os lisímetros 1 e 2 apresentaram comportamento semelhante quanto a evapotranspiração real, tal fato é observado nos gráficos 5.15 e 5.16 com a repartição da evapotranspiração em evaporação do solo e transpiração da cenoura.

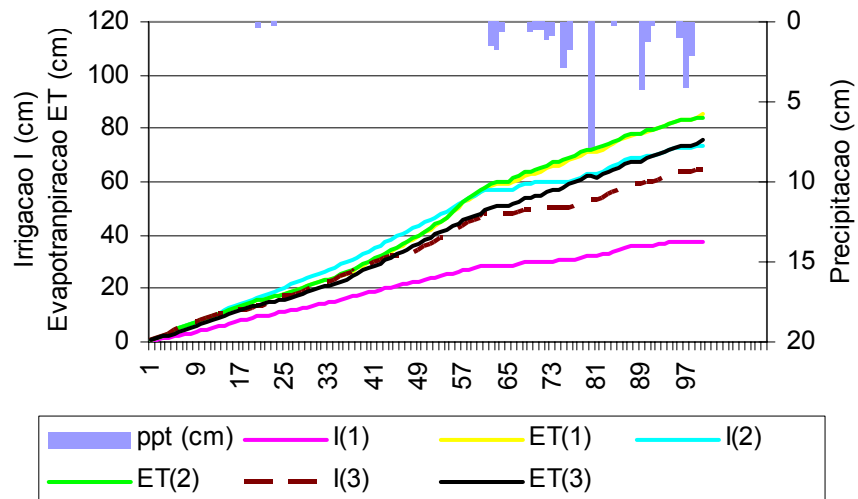


Figura 5.11- Distribuição temporal das lâminas totais de entrada nos lisímetros e de evapotranspiração real (ppt – precipitação pluviométrica, ET – evapotranspiração real e, I – lisímetro).

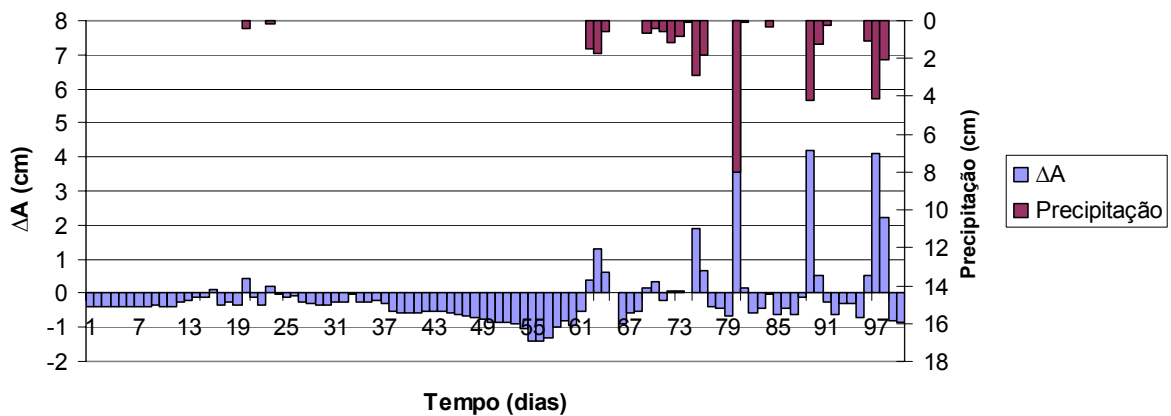


Figura 5.12 - Balanço hídrico experimental no lisímetro 1 (ΔA é a variação de armazenamento no perfil de solo).

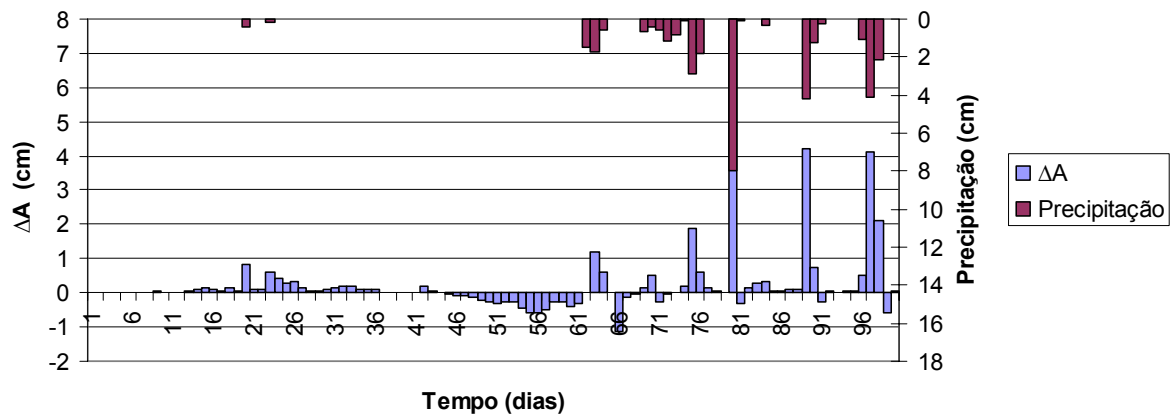


Figura 5.13 - Balanço hídrico experimental no lisímetro 2 (ΔA é a variação de armazenamento no perfil de solo).

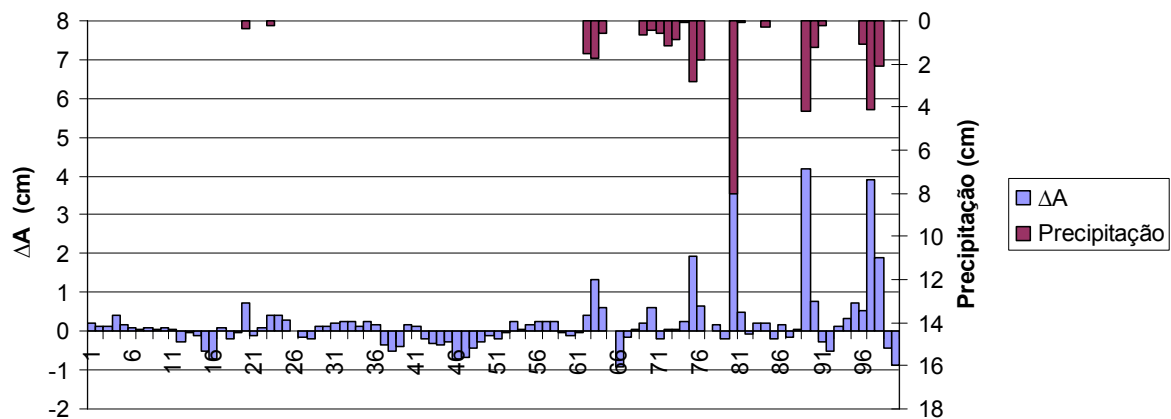


Figura 5.14 - Balanço hídrico experimental no lisímetro 3 (ΔA é a variação de armazenamento no perfil de solo).

Computando-se os balanços apresentados nas Figuras 5.12, 5.13 e 5.14 obtêm-se os seguintes coeficientes de lixiviação experimentais: $C_x = 0,84$, para o lisímetro L1; $C_x = 1,20$, para o lisímetro L2; e $C_x = 1,30$, para o lisímetro L3. Naturalmente, valores de C_x menores que a unidade indicam que não houve, em média, lixiviação no período considerado.

Para os dados de partição da Evapotranspiração da cultura, o melhor ajuste foi obtido pelo índice de área foliar da cultivar Fontana. Os valores da cultivar Panther produziu valores abaixo da demanda de evaporação potencial e transpiração obtidas em campo.

Nas Figuras 5.15 a 5.17 estão apresentadas as partições entre transpiração e evaporação de solo nu, necessárias à simulação computacional com o modelo

HYDRUS considerando cenário de índice de área foliar para a variedade Fontana, discutidos no capítulo de Matéria e Métodos.

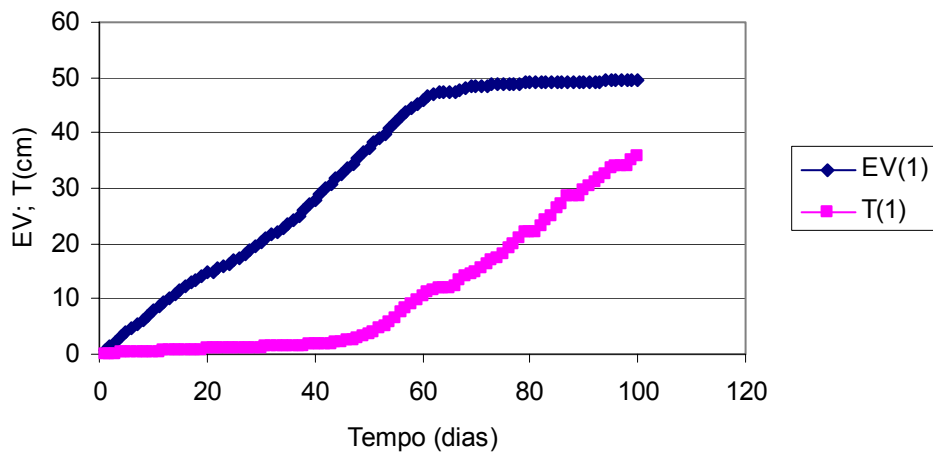


Figura 5.15- Partição da evapotranspiração entre evaporação do solo (EV) e de transpiração (T) para lisímetro L1 (IAF2).

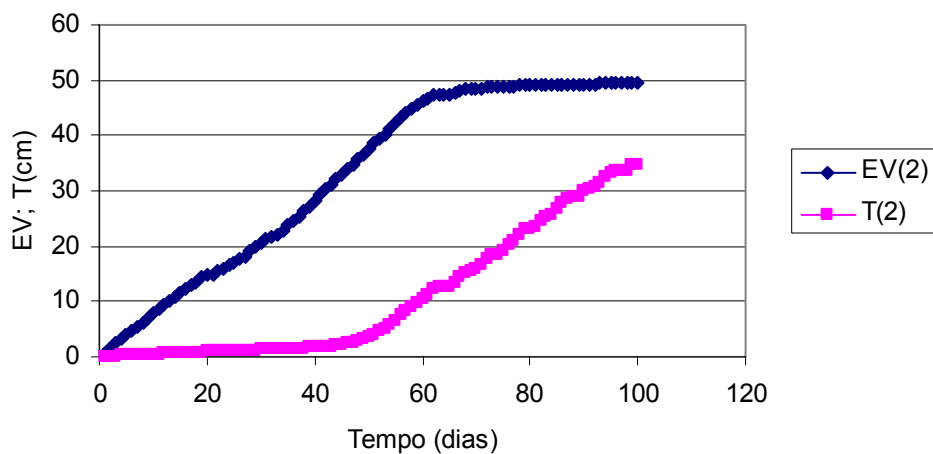


Figura 5.16- Partição da evapotranspiração entre evaporação do solo (EV) e de transpiração (T) para lisímetro L2 (IAF2).

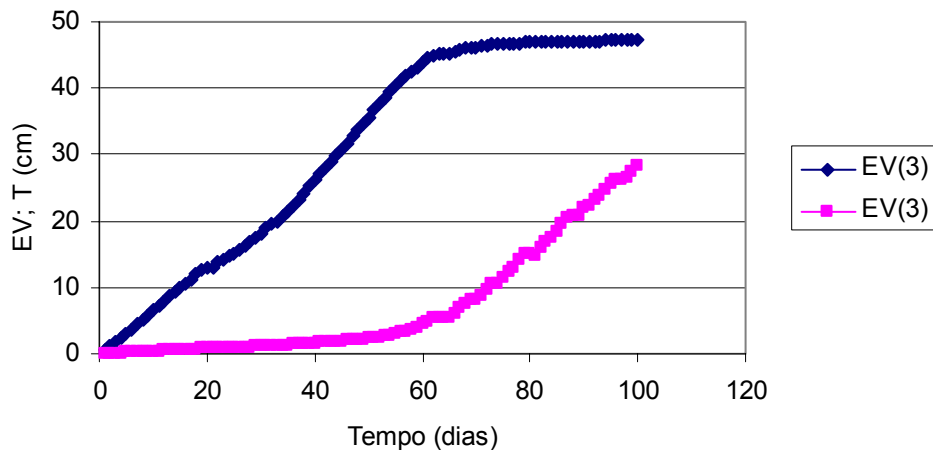


Figura 5.17- Partição da evapotranspiração entre evaporação do solo (EV) e de transpiração (T) para lisímetro L3 (IAF2).

A cultura desenvolveu-se durante um período de 100 dias, ao final do qual foi estimada a produção total, em kg ha^{-1} . As produções foram de 18384,00; 21210,95; e 13222,54 kg ha^{-1} , respectivamente para os lisímetros L1, L2 e L3. Santos et al. (2007) encontraram produção média de cenoura da mesma variedade de 25708,90 kg ha^{-1} , com desvio-padrão de 8006,65 kg ha^{-1} , trabalhando com coeficiente de lixiviação de 1,20, em três lisímetros de drenagem, na mesma fazenda. Caso a distribuição estatística da produção (a priori desconhecida) possa ser assumida como Normal, um raio de confiança de 14709,25 kg ha^{-1} em torno da média poderia ser considerado, gerando um intervalo de (17702,25; 33715,55), com nível de probabilidade de 95%. Desse modo, pode-se assumir que as produções encontradas neste trabalho não diferem significativamente dos encontrados por Santos et al. (2007). Adicionalmente, não há evidência de comprometimento da produção em nenhum dos cenários considerados, tomando-se por base os valores aqui discutidos. Evidentemente, deve-se esperar algum decréscimo de produção em relação a valores teóricos para a cultura, e em ausência de salinidade elevada. Esse assunto será discutido adiante, nas simulações numéricas. A tabela 5.3 apresenta os resultados biométricos para a cenoura produzida.

Tabela 5.3- Parâmetros biométricos da cultura da cenoura, em cada lisímetro.

Lisímetro	Parâmetros biométricos	Desvio		
		Média	Padrão	CV (%)
1	CR (cm)	14,22	3,23	22,69
	D (mm)	27,53	5,55	20,15
	Peso (g)	51,53	24,89	48,31
2	CR (cm)	13,19	1,90	14,40
	D (mm)	29,94	4,42	14,78
	Peso (g)	59,92	23,83	39,78
3	CR (cm)	12,40	2,93	23,61
	D (mm)	24,96	4,79	19,20
	Peso (g)	37,83	18,41	48,68

CR- comprimento da raiz; D- diâmetro medial

Santos et al. (2007) encontraram os valores médios de 14,80 (\pm 0,36) cm e 28,00 (\pm 2,15) cm para as variáveis comprimento da cenoura e diâmetro medial, respectivamente. Assumindo-se normalidade aos dados, pode-se extrapolar intervalos de confiança (14,14; 15,46 cm) e (24,08; 31,98 cm), respectivamente. Desse modo, os comprimentos obtidos para a cultura nos lisímetros L2 e L3 diferem levemente, enquanto que os diâmetros mediais para os três lisímetros não diferiram dos encontrados por Santos et al. (2007). De posse do anteriormente exposto, há elementos para se assumir que a cultura se desenvolveu dentro da realidade local de clima semi-árido, e de água de irrigação moderadamente salina. As Figuras 5.18a e 5.18b ilustram a biometria das cenouras produzidas.



Figuras 5.18a e 5.18b - Avaliação do comprimento e do diâmetro das cenouras.

5.3.2 Resultados Numéricos

As discretizações do perfil de solo em quatro camadas produziram resultados adequados, permitindo ajuste do modelo aos dados experimentais. Duas condições

de contorno foram analisadas: Drenagem livre, e potencial especificado (e variável no tempo).

As simulações com drenagem livre não se mostraram pertinentes, e tenderam a superestimar o fluxo descendente para todos os lisímetros, conseqüentemente subestimando as umidades nos nós da malha. A razão para tais inconsistências foi detectada ao se analisar os potenciais matriciais do solo na base dos lisímetros, via de regra exibindo valores próximos à saturação. Em verdade, tais valores indicam que houve sub-dimensionamento da malha de drenagem projetada para os lisímetros, gerando “inundações” temporárias.

Desse modo, decidiu-se por adotar condição de contorno inferior de potencial especificado, medido a 80cm de profundidade. Tal condição melhorou sobremaneira as simulações, tomando-se por base os parâmetros hidráulicos das camadas estimados a partir de estudos anteriores (Bastos, 2004), e já discutidos no capítulo de Material e Métodos. Assim, as calibrações se limitaram a otimizar os parâmetros hidráulicos e de transporte do “colchão” de drenagem, na base dos lisímetros, as quais foram apenas conduzidas para um período de 50 dias após o plantio conforme já comentado, de modo a permitir a validação do modelo para tempos posteriores.

Os valores desta última camada (calibrados para os três lisímetros) foram:

$$\theta_r=0,045 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$$

$$\theta_s=0,43 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$$

$$\alpha=0,03625$$

$$n=1,01$$

$$K_{\text{sat}}=94 \text{ cm dia}^{-1}$$

Os potenciais matriciais simulados estão apresentados nas Figuras 5.19 a 5.21, juntamente com os valores medidos em campo.

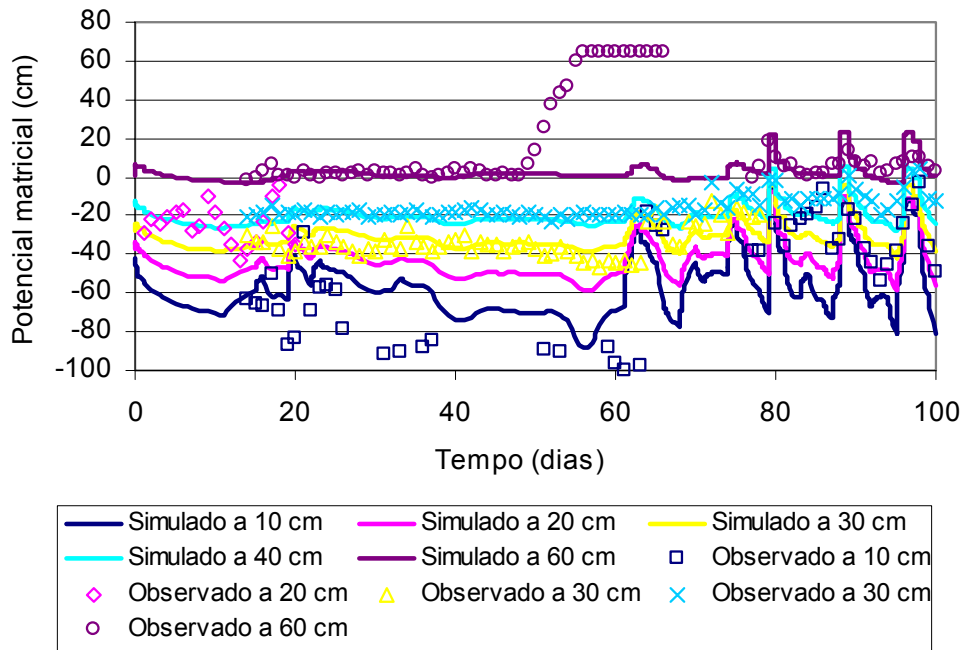


Figura 5.19 - Potenciais medidos e simulados ao longo do perfil, para o lisímetro de drenagem L1 ($C_x= 0,84$).

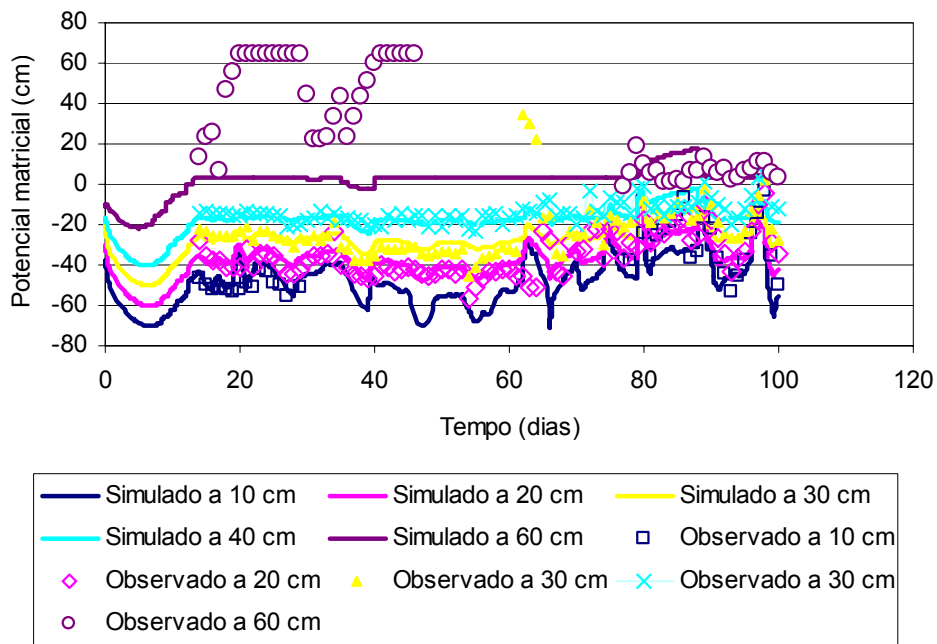


Figura 5.20 - Potenciais medidos e simulados ao longo do perfil, para o lisímetro de drenagem L2 ($C_x= 1,20$).

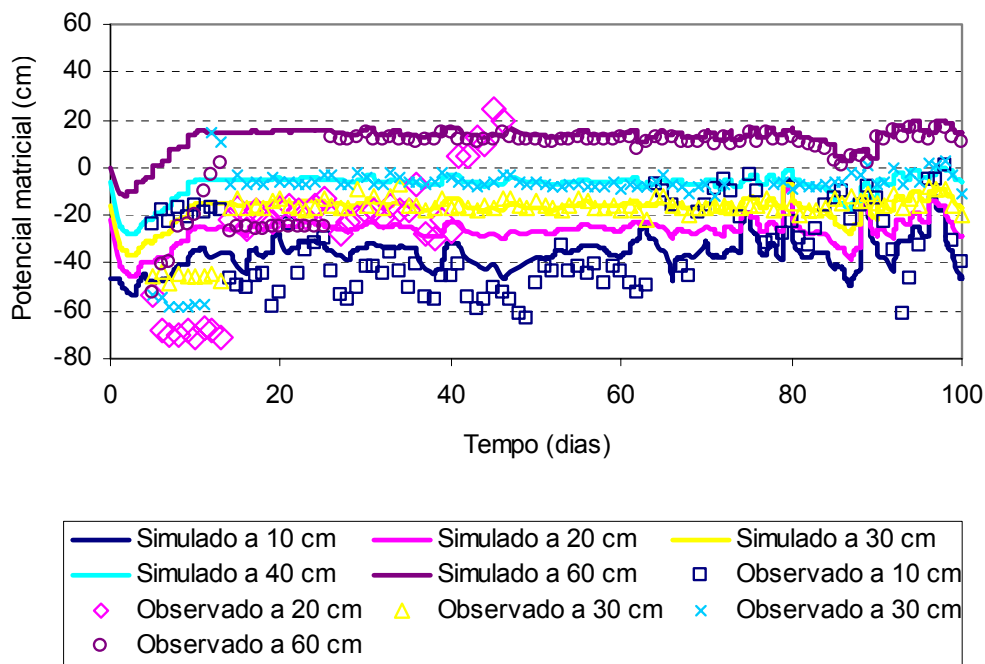


Figura 5.21 - Potenciais medidos e simulados ao longo do perfil, para o lisímetro de drenagem L3 ($C_x = 1,30$).

Como se pode notar na figura 5.19 a 5.21, alguns tensiômetros apresentaram falhas de funcionamento, dentre eles o instalados a 10cm e 20cm para o lisímetro 1; 10cm e 60cm para o lisímetro 2 e 20cm para o lisímetro 3.

Pode-se notar elevada dinâmica de variação para a camada 0-10 cm, o que é de certo modo esperado, devido às trocas hídricas na superfície do solo. Dois fatores devem aqui ser considerados: As incertezas da modelagem nesta camada, e as dificuldades operacionais de se medir o potencial matricial a 10 cm, tendo em vista possíveis problemas de “isolamento” da cápsula cerâmica. As precisões das estimativas numéricas foram verificadas considerando o EQM, bem como o coeficiente “d” de Willmott. As Figuras 5.22 a 5.24 apresentam as comparações em pentadas para os potenciais medidos e simulados, nas profundidades 10 cm, 20 cm, 30 cm e 40cm. A Tabela 6.4 apresenta os resultados dos testes de aderência entre as simulações e as medições efetuadas.

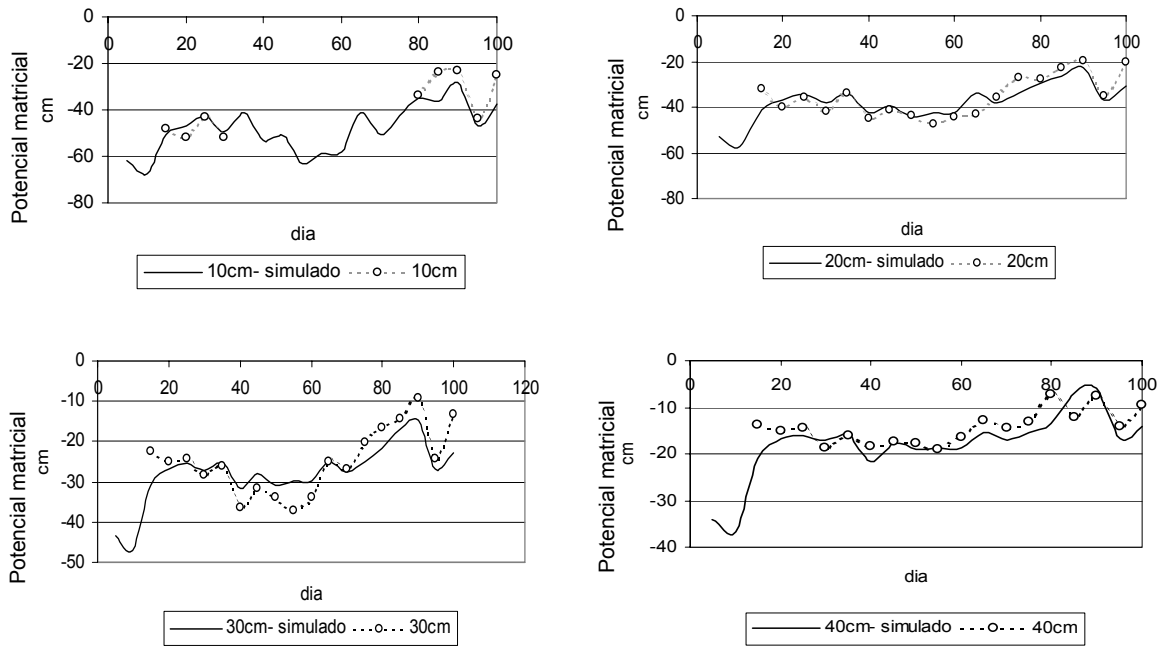


Figura 5.22- Comparação entre potenciais matriciais para o lisímetro L2, em pentadas.

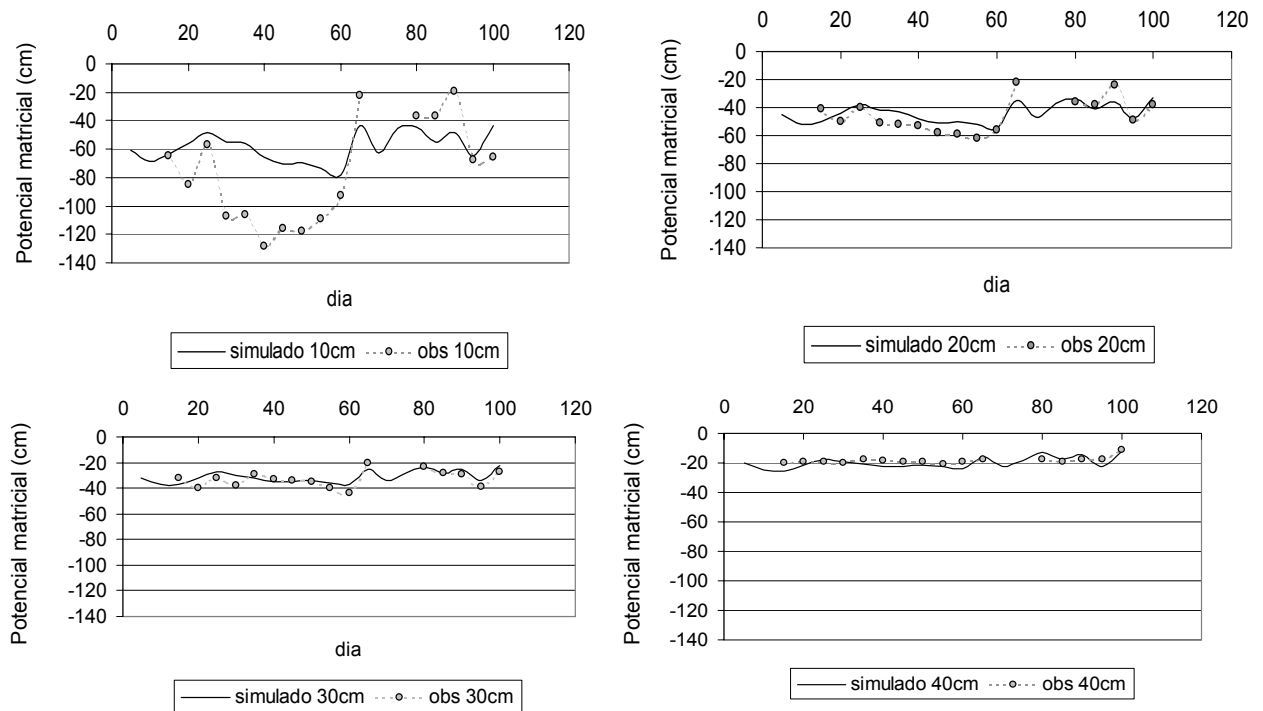


Figura 5.23- Comparação entre potenciais matriciais para o lisímetro L1, em pentadas.

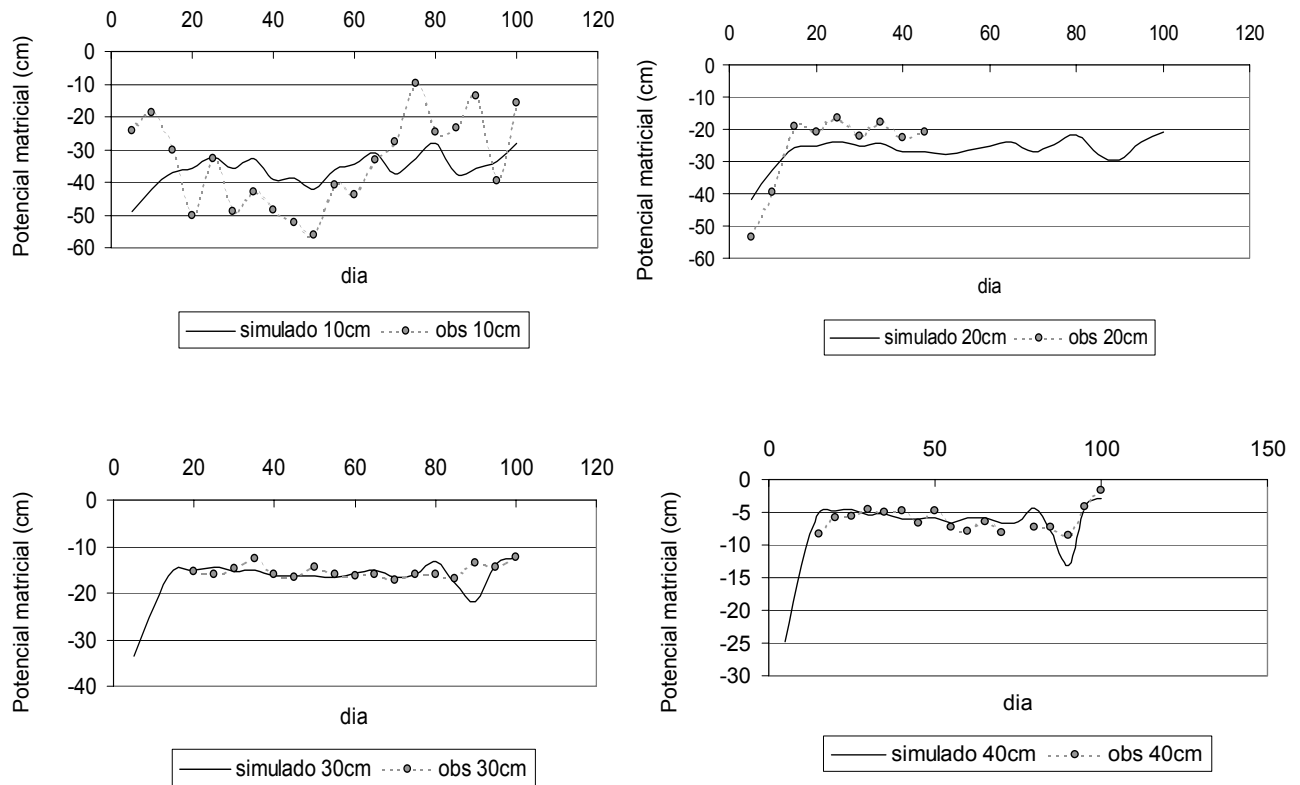


Figura 5.24- Comparação entre potenciais matriciais para o lisímetro L3, em pentadas.

Tabela 5.4- Coeficientes de Willmott (D) e Erro quadrático médio (EQM), por lisímetro.

		10cm	20cm	30cm	40cm
L1	D	38,27	83,73	83,75	67,63
	EQM	44,91	15,82	12,70	17,10
L2	D	99,01	90,50	74,92	84,92
	EQM	14,65	12,35	24,49	19,68
L3	D	34,44	97,71	57,27	78,65
	EQM	37,90	19,32	14,77	29,60

De um modo geral, verifica-se na Tabela 5.4 uma baixa aderência entre as simulações e as medições de potenciais matriciais para a profundidade de 10 cm, em virtude das dificuldades experimentais de medida, bem como de variações temporais em escalas inferiores a 1 dia (escala de hora, ou minuto). Apenas o lisímetro L2 apresentou adequado ajuste, com coeficiente de Willmott superior a 90%. De qualquer modo, observando-se as Figuras 5.22 a 5.24, nota-se que as

simulações tenderam a seguir a dinâmica de valores medidos, particularmente quando da ocorrência de umedecimentos bruscos. A profundidade de 20cm, onde se situa a maior parte da zona de raízes, apresenta valores simulados consistentes às medidas efetuadas nos tensiômetros, para todos os lisímetros considerados.

A Figura 5.25 apresenta as simulações de transporte de solutos tendo como saída a condutividade elétrica para as profundidades de 20, 30 e 40 cm, para o lisímetro L1. Pode-se notar discrepâncias entre valores medidos e simulados para o modelo, embora a tendência de lixiviação, com os eventos chuvosos, esteja preservada, em termos gerais.

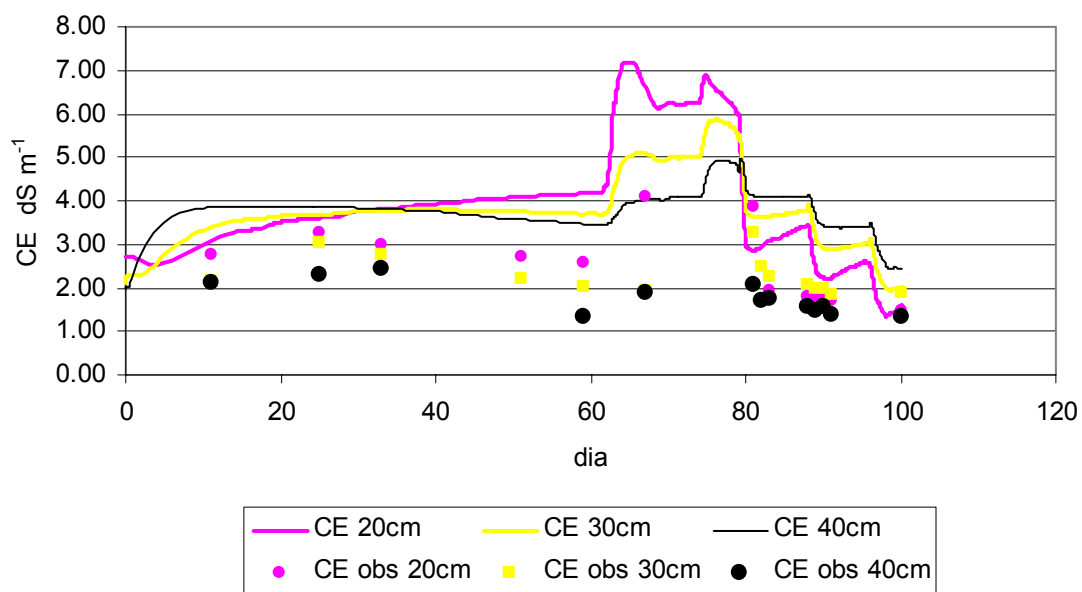


Figura 5.25 – Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L1 ($C_x=0,84$).

As Figuras 5.26 e 5.27 apresentam as condutividades elétricas medidas e simuladas para os lisímetros L2 e L3, podendo-se notar maior aderência do modelo aos dados experimentais para o lisímetro L2. Embora valores discrepantes tenham ocorrido, as simulações oferecem importantes informações no tocante à evolução da salinidade durante os experimentos de campo, podendo-se claramente observar a relevância das precipitações pluviométricas, as quais foram eficientes na lavagem do perfil.

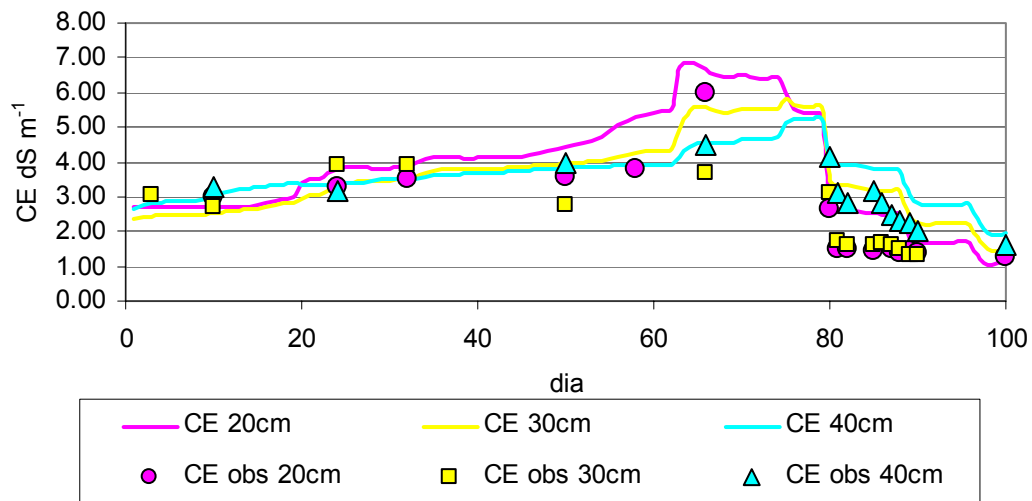


Figura 5.26 - Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L2 ($C_x=1,20$).

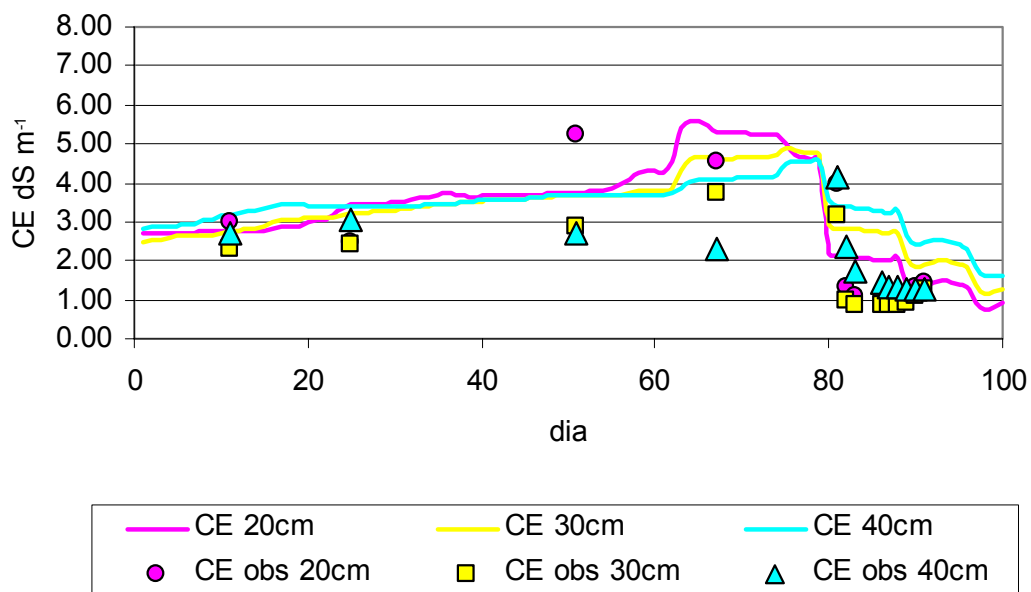


Figura 5.27 - Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L3 ($C_x=1,30$).

As tendências entre o início e o final do experimento foram, de uma forma geral, preservadas para todos os lisímetros, conforme pode-se observar nas Figuras 5.28 a 5.30, comparando-se valores médios no perfil 0 – 40 cm.

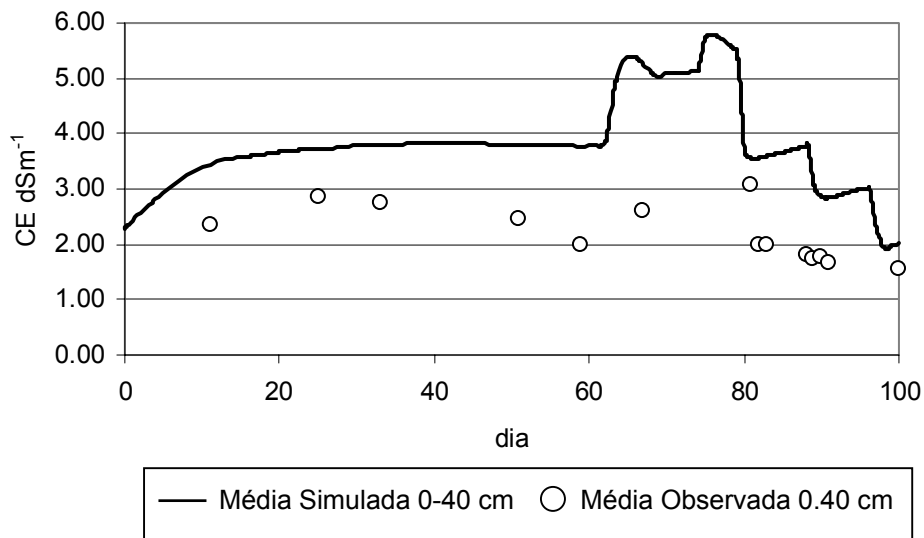


Figura 5.28- Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L1 ($C_x=0,84$)- valores médios na zona radicular.

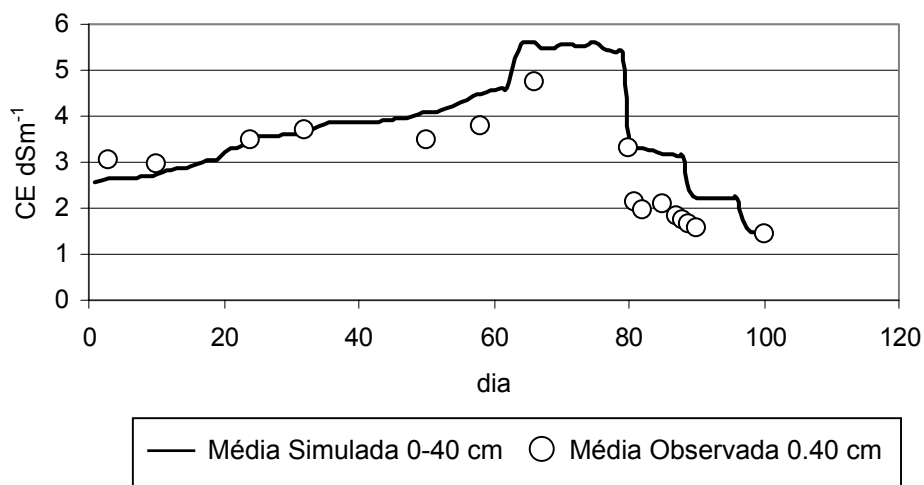


Figura 5.29- Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L2 ($C_x=1,20$)- valores médios na zona radicular.

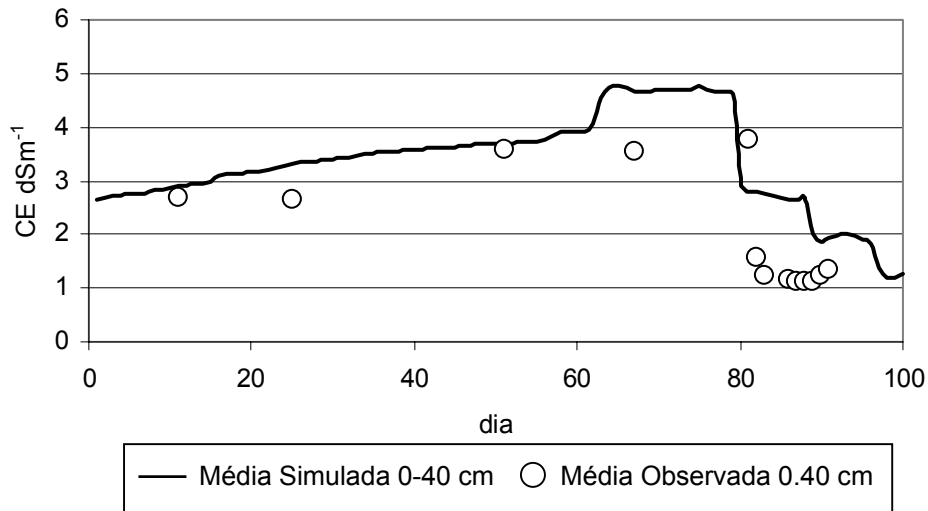


Figura 5.30 - Valores de condutividade elétrica simulada e medidas em campo, para o lisímetro L3 ($C_x=1,30$) valores médios na zona radicular.

Com base nas Figuras 5.28 a 5.30, com relação ao valor médio da condutividade na camada 0-40 cm, pode-se notar que houve subestimativa do processo de lixiviação nas simulações, particularmente após os eventos de chuva, sugerindo que ajustes adicionais poderiam ser realizados, em particular com as dispersividades adotadas. De qualquer modo, tais subestimativas foram de caráter local, tendo-se mantido as tendências de longo prazo, durante o período simulado.

Considerando-se adequadas e representativas as simulações com o modelo HYDRUS, foram analisados os valores de condutividade elétrica do perfil do solo, antes da ocorrência dos principais eventos chuvosos (dia 40), e ao final do experimento (dia 100), apresentadas respectivamente nas Figuras 5,31a e 5,31b.

Pode-se notar a relevância das lixiviações promovidas pelos eventos pluviométricos, reduzindo significativamente a salinidade do perfil de solo, Desse modo, as chuvas efetivamente complementaram a lavagem de sais do perfil.

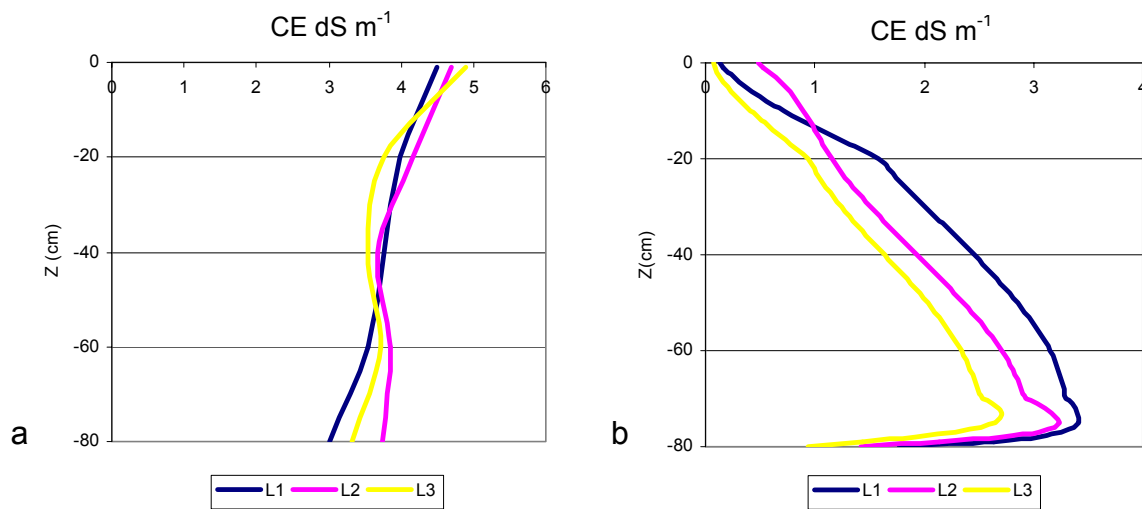


Figura 5.31a e 5.31b - Perfis de salinidade em $t = 40$ dias e $t = 100$ dias, para os três lisímetros, respectivamente.

5.3.3 Simulação de cenários

Considerando-se adequadas as calibrações e validações efetuadas, foram então realizadas simulações computacionais para os seguintes coeficientes de lixiviação: $C_x=1,0$ (critério agrônomico); $C_x=1,1$; $C_x=1,2$; $C_x=1,3$; $C_x=1,4$; $C_x=1,5$.

O objetivo de tais análises foi refinar o valor de coeficiente de lixiviação que otimizasse a aplicação hídrica, tanto no sentido agrícola quanto com referência à gestão dos recursos hídricos, particularmente de economia de água.

Para uma água de condutividade elétrica, em média, de 1,10 dS/m, como no caso considerado, o valor teórico para a lixiviação pode ser facilmente obtido a partir da definição do valor limite de condutividade elétrica para a zona radicular.

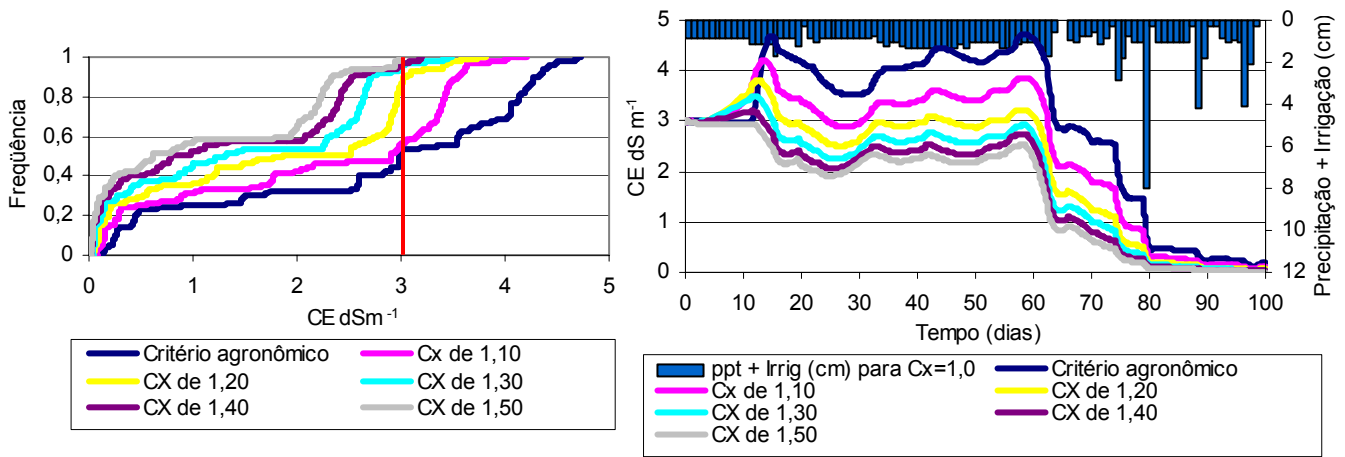


Figura 5.32- Distribuição de freqüência acumulada da CE para a profundidade de 10cm, com os diferentes coeficientes de lixiviação.

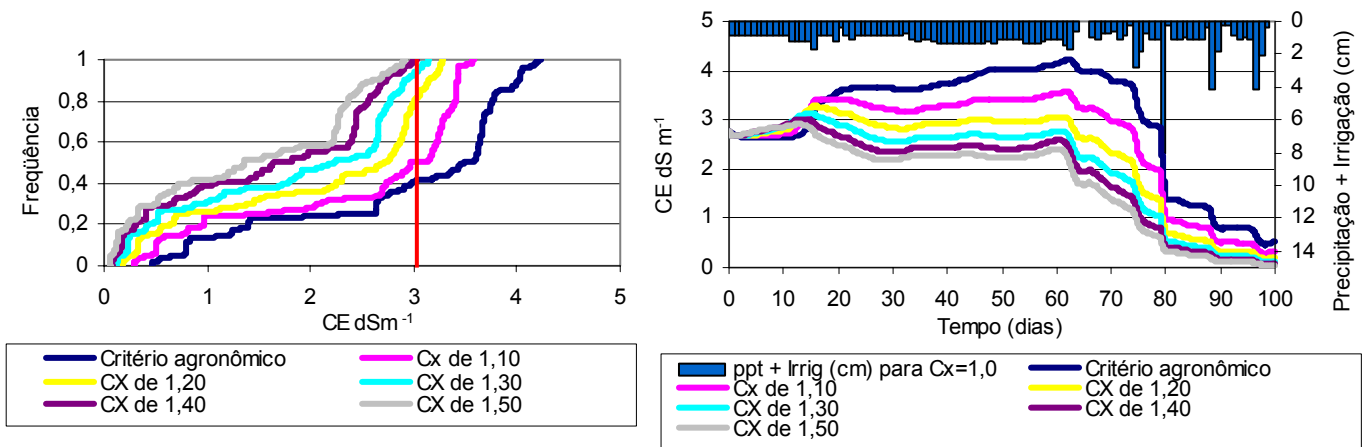


Figura 5.33- Distribuição de freqüência acumulada da CE para a profundidade de 20cm, com os diferentes coeficientes de lixiviação.

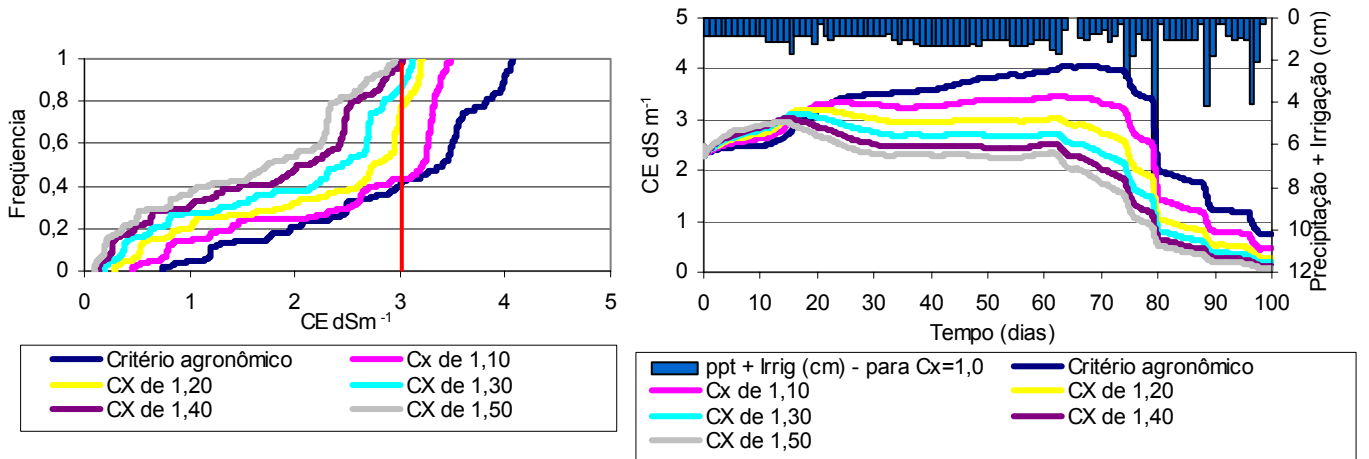


Figura 5.34- Distribuição de freqüência acumulada da CE para a profundidade de 30cm, com os diferentes coeficientes de lixiviação.

Nos gráficos de freqüência acumulada, apresentados nas figuras 5.32 a 5.34 está destacada a salinidade de 3,00 dS m⁻¹, considerada por Ayers e Westcot (1999) como sendo a condutividade limite para um rendimento potencial de 75%, para a cultura da cenoura. A Tabela 5.5 apresenta as freqüências acumuladas referentes

às profundidades 10cm, 20cm e 30cm, e as frequências percentuais, considerando os diferentes coeficientes de lixiviação analisados.

Teoricamente, para o valor de $3,00 \text{ dSm}^{-1}$, o coeficiente de lixiviação teórico deveria ser de 1,58.

Tabela 5.5- Frequências acumuladas de não excedência do valor limite de $CE=3,00 \text{ dS m}^{-1}$.

Z(cm)	Cx					
	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5
10	41	55	86	95	97	99
20	41	50	79	93	99	100
30	40	43	75	86	96	100
média	40,7	49,3	80	91,3	97,3	99,7

Surge a pergunta: Quanto de água se faz necessário para promover tais lixiviações, considerando que no período ocorreu 340mm de precipitação pluviométrica, frente a uma necessidade hídrica (assumida potencial) de 843mm?

Tais valores de lâmina necessária estão apresentados na Tabela 5.6.

Tabela 5.6 - Lâminas requeridas pela cultura para cada coeficiente de lixiviação.

l(mm)	Cx					
	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5
	50,25	55,28	60,33	65,30	70,36	75,38

A Figura 5.35 apresenta os valores médios das frequências acumuladas de não-excedência do valor limite, bem como a lâmina de água necessária à lixiviação pretendida. Pode-se observar que, para o cenário de chuva em discussão, há ganho significativo em se aumentar o Cx de 1,1 para 1,2 (região da função matemática com maior crescimento). A partir de 1,2, acréscimos de lâmina (lineares) produzem incremento de percentual de não excedência igualmente lineares. A escolha do coeficiente ótimo dependeria de fatores econômicos, ligados ao custo agregado a cada milímetro de água alocada, bem como do benefício associado ao incremento da produção, que depende do valor de mercado da cultura. Tais considerações estão além do escopo deste estudo e não serão considerados aqui. De qualquer modo, há elementos técnicos para sugerir coeficientes de lixiviação Cx na faixa entre

1,2 e 1,3. Com efeito, pode-se notar, que a partir de 1,3 a função de probabilidade P (Figura 5.35) muda de concavidade, e assim se distanciaria do valor ótimo.

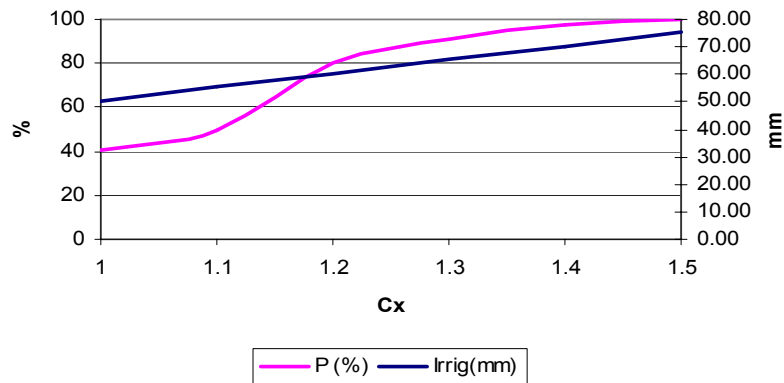


Figura 5.35 - Lâminas de irrigação e percentuais de não excedência do valor limite, para cada coeficiente de lixiviação testado.

Caso se desejasse maximizar a produção (para um rendimento potencial de 75%), o coeficiente de lixiviação de 1,40 poderia ser escolhido, sendo 18% inferior ao teórico sugerido na literatura.

Pode-se então concluir que a irrigação em caráter suplementar, com lixiviação incompleta, é capaz de economizar cerca de 20% da lâmina necessária teórica, para as condições experimentais aqui apresentadas.

6. CONCLUSÕES

As simulações realizadas no modelo HYDRUS-1D apresentaram ajustes aceitáveis aos dados medidos.

Em ensaio de eluição, encontrou-se valores de dispersividades na faixa de 1,5 a 5,0 cm. O melhor ajuste ao ensaio foi para a dispersividade de 4 cm.

Com base na montagem experimental e nos estudos de caso considerados, foi possível calibrar e validar o modelo HYDRUS, o qual pode ser utilizado como ferramenta para a simulação de transferência de sais em meio irrigado, em Neossolos flúvicos similares aos estudados.

Os valores adotados para lixiviação, considerando lixiviação incompleta, nos lisímetros não comprometeram a produção da cenoura, apenas leve diminuição na medida de comprimento da cultura. Em termos gerais, pode-se aceitar que a cultura se desenvolveu conforme as características locais de qualidade de água para irrigação e clima.

Maiores variações na simulações de tensão ocorreram na profundidade de 10 cm, provavelmente devido às trocas hídricas ocorridas para atender a demanda atmosférica, bem como, a possíveis problemas de isolamento entre o solo e cápsula, em especial durante a irrigação. Entretanto, à profundidade de 20cm, os valores simulados apresentaram-se consistentes.

Para o transporte de sais, subestimativas na lixiviação de sais simuladas foram observadas, entretanto consideradas de caráter local, mantendo a tendência de longo prazo durante todo o período.

Os cenários produzidos com diferentes coeficientes de lixiviação indicam que a produção pode ser otimizada para um coeficiente de lixiviação de 1,40.

Em geral, a aplicação do modelo HYDRUS-1D no estudo apresentou várias vantagens, podendo ser recomendado como ferramenta para estimativa da dinâmica de água e sais para as condições locais.

Os resultados obtidos indicam a viabilidade de se utilizar lixiviação incompleta de sais no semi-árido, para as condições analisadas.

7. REFERÊNCIAS

- ABBASI, F.; FEYEN J.; van GENUCHTEN. Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: model calibration and validation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.200, p.63-79, 2004.
- ABOUKHALED, A.; ALFARO, A.; SMITH, M. **Lysimeters**. Rome: FAO, 1982. 68 p. (Irrigation and drainage, 39).
- ALBERTO, M. C. ; CHANG, H. K. . Fluxo da água subterrânea em sistema de encosta-rio, município de Paulínia (SP): caracterização e simulação numérica. **Geociências**, Rio Claro/SP, v. 22, n. Especial, p. 117-128, 2003.
- ALLEN, R. G. et al. Operational estimates of reference evapotranspiration. **Agronomy Journal**, Madson v. 81, p 650-662, 1989.
- ALLEN, R. G. et al. [Crop evapotranspiration](#) - Guidelines for computing crop water requirements. Roma: FAO Irrigation and drainage, 1998. 297p.
- ALMEIDA, T. A. **Avaliação do manejo de irrigação no âmbito da gestão participativa dos recursos hídricos no semi-árido Pernambucano – Eestudo de caso. 2006. 159 f. Dissertação (Mestrado em engenharia civil) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife 2006.**
- ANDRADE, R.M. **Comportamento do algodoeiro sob duas formas de aplicação e diferentes níveis de salinidade da água de irrigação. 1996. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 1996.**
- ANDERSON, M. P.; WANG, H. Introduction to Groundwater Modeling, W.H. Freeman and Company, 1982.
- ANTONINO, A. C. D. et al. Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo com infiltrômetro a disco **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.5, n.2, p.247-253, 2001.
- ARBAT G. et al. Modelación directa e inversa de la dinámica del agua en una plantación de manzanos regada por microaspersión. **Estudios de la Zona No Saturada del Suelo**, Vol. VII. F.J. Samper Calvete y A. Paz González, 2005.
- ARBAT, G.et al. Evaluación de los modelos numéricos de flujo de agua en el suelo hydrus-2d y simdas en riego localizado **Estudios de la Zona No Saturada del Suelo**, Vol. VI. J. Álvarez-Benedí y P. Marinero, 2003.
- ASSIS, C. S. de. **Modelo de gerenciamento integrado de resíduos sólidos urbanos: uma contribuição ao planejamento urbano. 2002. 120 f. Tese (Doutorado em Geociências e meio Ambientemte) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Rio Claro, 2002.**
- AL-TABBAA, A.; AYOTAMUNO, J. M.; MARTIN, R. J. One-dimensional solute transport in stratified sands at short travel distances **Journal of Hazardous Materials**, A73_2000.1–15. 2000.

AUDRY, P.; SUASSUNA., J. **A salinidade das águas disponíveis para pequena irrigação no sertão nordestino**: Caracterização, variação sazonal, limitação de uso. Recife: CNPq, 1995. 128p.

AYERS, R.S.; WESTCOT, D.W. **A qualidade da água na agricultura**. Campina Grande: UFPB, 1999.

BARNETT, S. et al. Dryland Salinity in South Australia. Adelaide: South Australian Dryland Salinity Committee, 1996. disponível em: (http://www.environment.sa.gov.au/sustainability/reports/ser_summary.html). Acesso em 4 de dezembro de 2006.

BASTOS, D.C. O. A. **Manejo da salinidade em irrigação localizada: análise da alternativa de lixiviação incompleta** 2004. 57f. Dissertação (mestrado em Agronomia-Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife, 2004.

BEAR, J. **Dynamics of fluids in porous media**: New York: Elsevier, 764 p. 1972.

BEDIENT, P. B.; RIFAI, H. S.; NEWELL, C. J. **Groundwater Contamination, Englewood Cliffs**, N. J. : Prentice Hall. 1994. 541pp.

BERNARDO, S. **Manual de irrigação** 6. Ed. Viçosa: UFV, Impr. Univ., 1995. 596p. 1995.

BRADY, N.C. **Natureza e propriedades dos solos**. 7.ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989. 898p.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology paper 3**, Colorado State Univ.: 27p, 1964.

CABRAL, J. J. S. P.; DEMÉTRIO, J. G. A. **Aplicação de modelos em Hidrogeologia**. In: Hidrogeologia: Conceitos e aplicações, Fortaleza CPRM, LABHID-UFPE, 1997. p. 367 - 389.

CARVALHO, O. de. **Plano integrado para o combate preventivo aos efeitos das secas no nordeste**., Brasília DF: MINTER, 1973. (Série Desenvolvimento Regional, n. 1).

CECÍLIO, R. A. et al. Modelagem da infiltração de água no solo sob condições de estratificação utilizando-se a equação de Green-Ampt **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.7, n.3, p.415-422, 2003 disponível em: <<http://www.agriambi.com.br>>. Acesso em: 17, out, 2006.

CHILDS, E.C.; COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. **Proceedings. Royal Society.** , London. v.201, p.392-405, 1950.

CISAGRO. **Projeto de irrigação da Fazenda Nossa Senhora do Rosário-Pesqueira-PE**. Recife, 1991.

COELHO, M.A.; OLIVEIRA, F.V.S. Procedimento para determinação da curva característica da água do solo com emprego de tensiômetro. In: CONBEA, 14., 1984. Anais.. do X Reunião Brasileira de Manejo e Conservação de solo e água. Fortaleza: editora, 1984.

CORDEIRO, G. Salinidade em áreas irrigadas. Petrolina: EMBRAPA SEMI-ÁRIDO, 2002. Disponível em: < <http://embrapa.br> >. Acesso em 128.out.2005:

CORREA, M. M.; RIBEIRO, M. R. **Levantamento detalhado de solos da Fazenda Nossa Senhora do Rosário. Pesqueira: UFPE, 2001. 34p.**

CORREA, M. M. **Desenvolvimento e teste de modelo de transporte unidimensional de solutos no solo.** 2001. 104f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2001.

COSTA FILHO, C. T. **Caracterização hidrodispersiva de um solo aluvial do semi-árido do Nordeste do Brasil.** 2000. 115f. Dissertação (Mestrado em Tecnologias Energéticas e Nucleares) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 115p.

COSTA, R.G.; CARVALHO, H.O.; GHEYI, H.R. Qualidade da água de irrigação da microrregião homogênea de Catolé do Rocha, PB. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, n.6, p.242-244, 1982.

CONSTANTINI, E.A.C. et al. Assessing soil moisture regimes with traditional and new methods. **Soil Science Society of America Journal Amsterdam Madison**, v.66, n.6, p.1889-1896. 2002.

CURY, D. M. **Demanda de água na cultura do repolho (*Brassica oleracea* var. *capitata* L.).** 1985. 79f. Tese (Doutorado em Agronomia/Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiróz", Universidade de São Paulo, Piracicaba. 1985.

CUSHMAN, J.C.; DeROCHER, E.J.; BOHNERT, H.J. Gene expression during adaptation to salt stress. In: KATTEMAN, F. (Ed.). **Environmental Injury to Plants.** New York: Academic Press Inc., 1990. p. 173 - 203.

DIAS, N. S. et al. Manejo da fertirrigação e controle da salinidade do solo sob ambiente protegido, utilizando-se e extratores de solução do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande. v.9, n.4, p.496-504, 2005.

DIESTEL, H.; TREITZ, W. Yields and acreage as variables in planning the use of saline irrigation water. A case study from Iran. Proceedings. Conf. on Managing Saline Water for Irrigation, p.480 - 493. 1977

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. **Physical and chemical hydrogeology.** Singapore: John Wiley & Sons,. 1990

DOORENBOS, J; KASSAM, A. H. Efectos del agua en al rendimiento de los cultivos. Roma, FAO, 1979. p.212 (Riego y drenage n. 33).

DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. Crop water requirement. Roma: **FAO 1977. irrigation and drainage Paper 24**. Roma: FAO, 1977. 144p.

DREGNE, H. E. **Desertification of arid lands**. New York: Harwood Academic Publishers, 1983. 242p.

EILERS, R.G., et al. Salinization of soil. In: The Health of Our Soils: toward sustainable agriculture in Canada. In: ACTON, D.F.; GREGORICH, L.J. (Ed.). Quebec: Centre for Land and Biological Resources Research 1995.

EMBRAPA, **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa – CNPS, 1997. 211p,

FASSBENDER, H.; BORNEMISZA, E. Química de suelos com énfasis en suelos de America Latina. 2. ed San José: IICA, 1987. p. 187-198.

FEDDES, R. A., KOVALIK P. J.; ZARADNY. Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monographs, Wageningen, pp 1-189 1978.

FERREIRA, P. A. et al. Efeitos da lixiviação e salinidade da água sobre um solo salinizado cultivado com beterraba. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.10, n.3, p.570–578, 2006

FERRER, F.; STOCKLE, C. O. A model for assessing crop response and water management in saline conditions. Water report 8, Irrigation scheduling: from theory to practice proceedings. 2005.

FORKUTSA, I. **Modeling water and salt dynamics under irrigated cotton with shallow groundwater in the Khorezm region of Uzbekistan**. 2006 Thesis (Doctoral) Faculty of Agriculture. Center for Development Research (ZEF). University of Bonn Germany 2006.

FREEZE, R. A.; CHERRY John, A. Groundwater. New Jersey: Prentice-Hall 1979.

GARDNER, W. R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporations from a water table. **Soil Science**. Baltimore, v.85, p.228-232, 1959.

GHEYI, H. R. et al. Manejo e controle da salinidade na agricultura irrigada. In: SIMPÓSIO “MANEJO E CONTROLE DA SALINIDADE NA AGRICULTURA IRRIGADA” 1997, Campina Grande. Anais do V Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste Campina Grande: UFPB, 1997. 383p.

GONÇALVES, M. C., MARTINS, J. C. & GONÇALVES, A. R. Avaliação dos parâmetros de transporte de solutos no solo. **Revista das Ciências Agrárias**.v. 25, 3/4, p.227-239, 2002.

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

HARGREAVES, G. H. **Climatic zoning for agricultural production in northeast Brazil**. Logan: Utah State University, 1974. 6p.

HAMMEL, K.; WELLER, U.; STAHR, K. Soil water balance in Southern Benin - characteristics and conclusions . In: G. MEF, F. Lawrence and M. von Oppen (Ed.). *Adapted Farming in West Africa: Issues, Potentials and Perspectives* Verlag Ulrich E. Grauer, Stuttgart, Germany, pp. 301-330. 2000.

HERMSMEYER, D.; ILSEMAN, J.; BACHMAN, R. R.; van DER PLOEG; HORTON, R. Model calculations of water dynamics in lysimeters filled with granular industrial wastes. *Journal Plant of Nutrition and Soil Science*, Weinheim, v.165, p.339- 346. 2002.

HERNANDES, T. X. Rainfall-runoff modeling in humid shalow water table environments. Thesis, Univesity of South Florida. South Florida 2001.

IBGE Atlas Nacional do Brasil: Região Nordeste, Rio de Janeiro, 1985.

JACKSON, R. D. On the calculation of hydraulic conductivity. **Soil Science Society American Proceedings**, Madison, v.36, p.380-383, 1972.

JENSEN, M.E.; BURMAN, R.D.; ALLEN, R.G. **Evapotranspiration and irrigation water requeriments**. New York: ASCE, 1990. 332p.

JURY, W.A.; ROTH, K. transfer functions and solute transport through soil: theory and applications. Basel: Birkhaeuser Publisher. 1990. 235 p.

KABAT, P; BEEKMA, J. Water in the unsaturated zone. In: **Drainage Principles and Applications**. Wageningen: International Institute for Land Reclamation and Improvement, 1994. p.383-434,

KELLENNERS, T. J. et al. Inverse analisys of upward water flow in a groundwater table lysimeter. **Vadose Zone Journal**, v.4, p.558-572 2005.

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

KLOTZ, D. et al. Dispersivity and Velocity Relationship From Laboratory and Field Experiments. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.45, n.3/4, p.169-184, 1980

LANG, A.R.G; MCMURTRIE, R.E. Total leaf areas of single trees of *Eucalyptus grandis* estimated from transmittances of the sun's beam. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v.58, p.79-92, 1992

LI, K. Y.; JONG, R.; BOISVERT, J. B. Comparasion of root-water-uptake models. Selected **papers from 10th International soil conservation organization meeting**,. 2001.

LIBARDI, P.L. Dinâmica da água no solo. Piracicaba: Departamento de Física e Meteorologia - ESALQ/USP, 1995. 497p.

LIBARDI, P.L. Propriedades físico-hídricas do solo no estudo do manejo e da conservação do solo e da água. In: OLIVEIRA, T.S.; et al. **Agricultura, sustentabilidade e o semi-árido**. Fortaleza: UFC, 2000. p.214-23.

LOAGUE, K.; GREEN, R.E. Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: overview and application. **Journal of Contaminant Hydrology**, Amsterdam, v.7, n.1, p.51-73, Jan. 1991.

LOAGUE, M.; GREEN, R.E.; MULKEY, L.A. Evaluation of mathematical models for solute migration and transformation, an overview and an example. Proceedings of the international conference and workshop on the validation of flow and transport models for the unsaturated zone. Ruisido, N.M., U.S.A., 8. 1988.

LOVATO, M.B. **Variabilidade genética da tolerância salina em populações de *Stylosanthes humilis* H. B. K. de diferentes regiões ecogeográficas do Estado de Pernambuco**. 1991. 134 f. Tese (doutorado em Agronomia) Piracicaba: Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 1991.

MAAS E. V.; HOFFMAN. Crop salt tolerance : Current assessment. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 103,p. 115-134, 1997.

MAIA, C.E.; MORAIS, E.R.C. de; OLIVEIRA, M. de. Classificação da composição iônica da água de irrigação usando regressão linear múltipla. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.5, n.1, p. 55-59, 2001.

MARINHO, F. J. L.; FERNANDES, P. D.; GHEYI, H. R. Desenvolvimento inicial do abacaxizeiro, cv. smooth cayenne, sob diferentes condições de salinidade da água **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.2, p.1-5, 1998.

MARSCHNER, H. **Mineral nutrition of higher plants**. 2. ed. London: Academic Press Inc., 1995. 889 p.

MELO, J. G. de; SANTOS, J. P. dos. Comportamento Hidroquímico das águas do açude Campo Grande e dos aluviões do Rio Potengi (RN). **Revista Águas Subterrâneas**, n.13, p. 111-124, 1990.

MILFONT M. L.; et al. Caracterização hidrodispersiva de dois solos do vale do Rio São Francisco. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v.1, n. único, p.81-87, out.-dez., 2006.

MIRANDA, J.H. **Modelo para simulação da dinâmica de nitrato em colunas verticais de solo não saturado**. 2001. 79 f. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2001.

MONTEITH, J. L. Evaporation from land surfaces progress in analysis and prediction since 1948. In: NATIONAL CONFERENCE ON ADVANCES IN EVAPOTRANSPIRATION, Chicago, Chicago: [s.n.], 1985

MONTENEGRO, A. A. A. **Stochastic Hydrogeological Modelling of Aquifer Salinization from Small Scale Agriculture in Northeast Brazil**. PH. D. Thesis. Department of Civil Engineering. University of Newcastle. UK. 1997 (a).

MONTENEGRO, A. A. A. Análise de risco de salinização em áreas aluviais irrigadas de regiões semi-áridas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 12., Belo Horizonte-MG, Anais do DO XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. Belo Horizonte: editora, 1999.

MONTENEGRO, S. M. G. L. **Stochastic analysis of salt accumulation in heterogeneous irrigated soils: a case study in Northeast Brazil**. 1997b. Tese (Doutorado em Water resources). University of Newcastle upon Tyne. Inglaterra.

MONTENEGRO, S. M. G.; MONTENEGRO A. A. A. Aproveitamento sustentável de aquíferos aluviais no Semi-Árido. In: Água subterrânea: aquíferos costeiros e aluviões, vulnerabilidade e aproveitamento, Recife: Ed. da UFPE, 2004. p. 61-126.

MONTENEGRO, S.M.G.L.; et al. F.V. Análise da variabilidade espacial da salinidade em área irrigada e do nível d' água em aluvião sob uso agrícola na região semi-árida do Nordeste Brasileiro. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 14. 2001, Aracaju. Anais do Simpósio. Porto Alegre: ABRH, 2001.

MOURA, M. C. F. L. **Determinação do consumo de água para a cultura do milho (*Zea mays* L.) pelo método lisimétrico**. 92 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia/Irrigação e Drenagem)– Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiróz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1990.

MUALEM, Y. A. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, US, v.12, p. 2187-2193, 1976.

NAIME, J. M. **Um novo método para estudos dinâmicos, *in situ*, da infiltração da água na região não-saturada do solo**. Tese de Doutorado da Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 145. 2001.

NEVES, R.; CHAMBEL-LEITÃO, P.; LEITÃO, P. C. Modelação numérica da circulação da água no solo. o modelo mohid. Instituto Superior Técnico, Universidade Técnica De Lisboa Pedologia, Oeiras 28: 46-55. 2000.

NIELSEN, D. R., VAN GENUCHTEN, M Th., BIGGAR, J. W. Water flow and solute transport in the unsaturated zone. **Water Resources Research**, Washington, US, v. 22, n. 9, p.89S-108S, 1986.

NIELSEN, D. C.; et al. Simulating soybean water stress effects with RZWQM and CROPGRO models. **Agronomy Journal** 94: 1234-1243. 2002.

NOBRE, M. M. M. - **Estudo experimental do transporte de poluentes em solos argilosos compactados**. 1987. 2147. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). Pontifca Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

OLIVEIRA, I. P. **Dinâmica hidrossalina em solo aluvial salinizado sob cultivo de halófitas**. 2001. 104f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

OLIVEIRA, M. Gênese, classificação e extensão de solos afetados por sais. In: GHEYI, H.R.; QUEIROZ, J.E.; MEDEIROS, J.F. de (Ed.). **Manejo e controle da salinidade na agricultura irrigada**. Campina Grande: UFPB; 1997. p.1-35.

PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proceedings*. 1948.

PEREIRA, J. R.; VALDIVIESO, C. R.; CORDEIRO, G. G. Recuperação de solos afetados por sais através do uso do gesso. 1985, Brasília, DF. Anais. In: **SEMINÁRIO SOBRE O USO DO FOSFOGESSO NA AGRICULTURA**,.. Brasília, DF: editora, 1985.

PERKINS, J. K., JOHNSTON, D. C., 1963, "A Review of Diffusion in Porous Media", **Society of Petroleum Engineering Journal**, 3 (1), pp. 70-84

PREVEDELLO, C. L.; LOYOLA, J. M. T. Modelagem numérica para o processo da evaporação da água do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 5, p. 2005.

QUAGLIA L. **Calibração de um lisímetro de pesagem para monitoramento da evaporação do solo sem cobertura vegetal**. 2005. 104f. Dissertação Mestrado em - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Universidade de São Paulo. Física do Ambiente Agrícola. São Paulo.

RAGAB, R.; COOPER, J. D. **Obtaining soil hydraulic properties from field laboratory and predictive methods**. Institute of Hydrology Willingford. 83p, 1990.

RAWLS, W. J., GISH, T. J. e BRAKENSIEK, D. L. Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. **Advances in Soil Science**. New York, v.16,p.213-233,1991.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**, São Paulo: Manole, 1990. 188p.

REICHARDT, K. **Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera**. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 486p.

REYNOLDS, W.D.; ELRICK, D.E. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the a-parameters using the Guelph permeameter. **Soil Science**, Baltimore, v.140, n.4, p.292-302, 1986.

RICHARDS, L.A. **Diagnosis and improvement of saline and alkali soils**. Washington: US Department of Agriculture, 1954. 160p. (USDA Agricultural Handbook, 60).

RICHARDS, L.A. A pressure-membrane extraction apparatus for soil solution. Reprinted from **Soil Science**, Baltimore, v. 51, n. 5. 1941. 10p.

- RITZEMA, H. P. **Drainage Principles and Applications**. Nether lands: 1994.
- ROGOWSKI, A.S. Watershed physics: Model of soil moisture characteristics. **Water Resources Research**, Washington, US, v. 7, p. 1575-1582, 1971.
- ROOIJ G. H; STAGNITTI F. Spatial variability of solute leaching: experimental validation of a quantitative parameterization **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.64, p. 499-504,2000.
- ROSE, C. W. An introduction to the environmental physics of soil, water and watersheds. The press syndicate of the University of Cambridge, Cambridge. Roy. Society. London A193:120-146. 2004.
- SANTIAGO, F. S.; MONTENEGRO A. A. A.; MONTENEGRO S. M. G. L. Avaliação de parâmetros hidráulicos e manejo da irrigação por microaspersão em área de assentamento **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.24, n.3, p.632-643, set./dez. 2004
- SANTIAGO, F.dos.S. **Efeito do manejo da irrigação na salinidade e umidade de neossolo flúvico, com a cultivar de repolho midori (Brassica oleracea var.capitata), no município de Pesqueira/PE**. 2002. 115. Dissertação (Mestrado Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife.
- SANTOS, F.X. **Lisímetro de pesagem hidráulica e evapotranspiração de referência por diferentes métodos no agreste pernambucano**. Recife, PE: UFRPE,2004. 77p. Dissertação de Mestrado. 2004.
- SANTOS, F. X.; Rodrigues, J.J.V. ; Montenegro, A.A.A. ; MOURA, R. F. . Estimativa do consumo hídrico da cultura da cenoura (*Daucus carota* L.) no semi-árido utilizando lisímetros de drenagem. revista brasileira de ciências agrárias, 2007.
- SCHMIDT, C. A. B. **Aplicação de técnica eletrocínética em laboratório a dois tipos de solos argilosos** 2004. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SHERIDAN, D. Desertification of the united states, U.S. **Government Printing Office**, 1981. 142 p. Estudos Hidrológicos do Nordeste. Fortaleza: Ministério do Interior. Fortaleza-CE, 1981. 142p.
- SILVA, E. F. F. **Manejo da fertirrigação e controle da salinidade na cultura do pimentão utilizando extratores de solução do solo**: 2002, 136. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba.
- SILVA, E. M. et al. Tension values to describe soil-water retention curve on Cerrado soils. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília, DF, v. 41, n. 2, p. 323-330, 2006.
- ŠIMŮNEK, J.; SUAREZ, D. L.; M. ŠEJNA, The UNSATCHEM software package for simulating one-dimensional variably saturated water flow, heat transport, carbon dioxide production and transport, and multicomponent solute transport with major ion

equilibrium and kinetic chemistry, Version 2.0. Research Report, 141, Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California, 186pp., 1996.

ŠIMŮNEK, J.; A. J. VALOCCHI, Geochemical Transport, In:DANE, J. H.; TOPP, G. C. *Methods of Soil Analysis*. Madison: [s.n.], 2002. p.1511-1536.

ŠIMŮNEK, J.; SEJNA, M.; VAN GENUCHTEN. M. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 3.0, IGWMC-TPS-70. Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO. 2005.

SINGH, R.; van Dam J. C.; JHORAR. Water and salt balances at farmer fields. In: van DAM J. C.; MALIK, R. S. *Water productivity of irrigated crops in Sirsa district, India, integration of remote sensing, crop and soil models and geographical information systems*. Wageningen University, Department of Water Resources, The Netherlands, pp. 41-48. 2003.

SKAGGS, T. H.; SIMUNEK, T.J; J. ; SHOUSE, P. J. Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. **Journal Irrigation Drainage Engineering**, New York, v. 130, pp 304-310, 2004.

SMITH, M., **Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for predictions of crop water requirements**. Rome: FAO 1991. 45p.

SOIL MOISTURE. Guelph permeameter operating instructions: Manual Santa Bárbara. 1991. 28p.

SRINIVASULU, A.; et al. Model Studies on Salt and Water Balances at Konanki Pilot Area, Andhra Pradesh, India. **Irrigation and drainage systems**. v. 18, p. 1-17, 2004.

SUASSUNA, J. - A Pequena Irrigação no Nordeste: algumas preocupações, **Revista Ciência Hoje**. São Paulo, v. 8, n. 104, p. 38-43, out. 1994.

SUASSUNA, J. **O processo de salinização das águas superficiais e subterrâneas no Nordeste Brasileiro**. Workshop Impactos Ambientais Associados a Utilização de Águas Dessalinizadas no Semi-árido/ Ministério do Meio Ambiente - Fortaleza, CE., Junho de 1996.

SUOJALA, T. Growth of and partitioning between shoot and storage root of carrot in a northern climate **Agricultural Research Centre of Finland, Plant Production Research, Horticulture, Toivonlinnantie 518, FIN-21500 Piikkiö, Finland, 2000** agricultural and food science in finland Vol. 9: 49-59 2000.

SZABOLCS, I. Amelioration of soils in salt affected areas. **Soil Technol.**, v.2, p. 331-334, 1989.

THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographic Rev**, v.38, p.55-94, 1948.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. **The water balance**. Publications in Climatology. New Jersey: Drexel Institute of Technology, 1955. 104p.

TIKTAK, A.; GRINSVEN, H.J.M. van. Review of sixteen forest-soil-atmosphere models. **Ecological Modelling**, Amsterdam, v.83, p.35-53, 1995.

VALLALLY, C. O. The valvate system related to percussive boring and sampling techniques, in site investigation practice: assessing BS 5930, 20th ed. Surrey; [s.n.], 1984. p. 474 - 484.

van DAM, J. C.; FEDDES, R. A. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow ground water levels with the Richards equation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 233, p.78-85. 2000.

Van DAM J. C., et al. Concepts and dimensionality in modeling unsaturated water flow and solute transport. In: FEDDES, R. A. Unsaturated zone modelling: Progress, challenges and applications. **Kluwer Academic Publishers**, Dordrecht/Boston/London, 2004. pp 1-36.

van GENUCHTEN, M; LEIJ;F.J.; YATES, S. R. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils, Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065, Riverside: **Salinity Laboratory**, 1991.

van GENUCHTEN, M. **A numerical model for water and solute movement in and below the root zone** Salinity Laboratory, 1987.

van GENUCHTEN, M. . & ŠIMŮNEK, J. Integrated modeling of vadose zone flow and transport processes, Proceedings. **Unsaturated Zone Modelling: Progress, Challenges and Applications**, Edited by. R. A. Feddes, G. H. de Rooij & J. C. van Dam, Wageningen, The Netherlands, October 3-5, pp. 37-69. 2004.

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

Van GENUCHTEN, M. Th. A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. Research Report. USDA-ARS, **US Salinity Laboratory**, Riverside. 1987.

van GENUCHTEN, M.Th.; WIERENGA, P.J. Solute dispersion coefficients and retardation factors. In KLUTE, A. (ed.). Methods of soil analysis: part 1 – physical and mineralogical methods, Madison: **Soil Science Society of America**, Madison, ASA, SSSA, p.1025-1054. 1986.

VANCLOOSTER, M., P. VIAENE, J. DIELS, K. CHRISTIAENS. WAVE: A mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment. **Reference and User's Manual (release 2.0)**. Institute for Land and Water Management. Katholieke Universiteit Leuven. Leuven, Belgium. 1994.

VANDEBORGHT, J. et al. MOUVET, C.; VEREECKEN, H. A Set of Analytical Benchmarks to Test Numerical Models of Flow and Transport in Soils. **Vadose zone Journal**, v.4, p.206-221. 2005.

VOGEL, T.; CÍSLEROVÁ, M. **On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve, transport in porous media**, 3, 1-15, 1988.

WAGENET R. J.; HUTSON J. L., LEACHM: leaching estimation and chemistry model, A process-based model of water and solute movement, transformations, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone. Itaca: Cornell University, 1987.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Boston, v.63, p.1309-1313, 1982.

WOLT, J. D. **Soil Solution chemistry**: applications to environmental science and agriculture. New York: Wiley, 1994. 345p.

ZAVATTARO, L.; GRIGNANI, G. Deriving hydrological parameters for modeling water flow under field conditions. **Soil Science Society** 2001