

ANDRE HERMAN FREIRE BEZERRA

MODELAGEM DO MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO SOB CONDIÇÕES
DE IRRIGAÇÃO POR GOTEJAMENTO SUPERFICIAL CONSIDERANDO
ABSORÇÃO RADICULAR E EVAPORAÇÃO DE ÁGUA DO SOLO

MOSSORÓ
2012

ANDRE HERMAN FREIRE BEZERRA

MODELAGEM DO MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO SOB CONDIÇÕES
DE IRRIGAÇÃO POR GOTEJAMENTO SUPERFICIAL CONSIDERANDO
ABSORÇÃO RADICULAR E EVAPORAÇÃO DE ÁGUA DO SOLO

Dissertação apresentada à Universidade Federal
Rural do Semi-Árido como parte das exigências
para obtenção do título de Mestre em Irrigação e
Drenagem.

Orientador: D. Sc. Sérgio Luiz Aguilar Levien

MOSSORÓ
2012

Ficha catalográfica preparada pelo setor de classificação e catalogação da Biblioteca “Orlando Teixeira” da UFRSA

B574m	Bezerra, Andre Herman Freire. Modelagem do movimento de água no solo sob condições de irrigação por gotejamento superficial considerando absorção radicular e evaporação de água do solo. / Andre Herman Freire Bezerra. -- Mossoró, 2012. 104f.: il. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal Rural do Semi-Árido. Orientador: Profº. Dr. Sérgio Luiz Aguilar Levien. 1. Irrigação localizada. 2. Fluxo de água no solo. 3. Evapotranspiração. 4. Volumes finitos. I.Título. CDD: 631.587
-------	--

ANDRE HERMAN FREIRE BEZERRA

**MODELAGEM DO MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO SOB
CONDIÇÕES DE IRRIGAÇÃO POR GOTEJAMENTO SUPERFICIAL
CONSIDERANDO ABSORÇÃO RADICULAR E EVAPORAÇÃO DE
ÁGUA DO SOLO**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Rural do Semi-Árido como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Irrigação e Drenagem.

APROVADA EM: ____/____/____

D. Sc. Sérgio Luiz Aguilar Levien (UFERSA)
Orientador

D. Sc. Prof. Walter Martins Rodrigues (UFERSA)
Conselheiro

D. Sc. Prof. Quirijn de Jong van Lier (ESALQ/USP)
Conselheiro

AGRADECIMENTOS

Agradeço, acima de tudo, a Deus por me dar forças para enfrentar as dificuldades da vida e pelo apoio perpétuo.

Ao meu filho, Lucas Herman, por ser o principal motivo de minhas aspirações.

À minha noiva Flávia, por estar sempre do meu lado, me apoiando em todos os momentos e decisões de minha vida.

Ao meu pai, Valdenildo, por me transmitir uma infinita nobreza de caráter que é exemplo em minha vida.

À minha mãe, Maria do Carmo, pelo seu infinito amor aos seus filhos.

À minha irmã Aline, meu exemplo de força e superação.

À minha irmã, Anna Clara, por sempre me incentivar a ser um irmão e, conseqüentemente, uma pessoa mais responsável.

Aos meus novos amigos, Carlos e Monik, por terem me ajudado a passar por mais uma etapa de minha vida.

A todos os meus novos colegas de Piracicaba: Rafael, Everaldo, Isaac, Marcos, Elenilson e Eusímio, que farão parte da minha caminhada.

Aos meus colegas de mestrado: Edymara, Andlêr, Wesley, Herlon, Celso, Marcílio, Ketson, Fabrícia e Gilliard por terem sido meus companheiros de estudo.

Ao meu orientador Sérgio, por, desde a graduação, realmente me orientar tanto no meio acadêmico como no profissional e no pessoal, além de ter se tornado um amigo.

Aos excelentes profissionais que eu conheci na ESALQ: professor Quirijn, Jarbas e Sérgio Nascimento.

A CAPES pelo fornecimento da bolsa de mestrado e a todas as outras pessoas que, de alguma forma, me ajudaram a concluir este trabalho.

RESUMO

BEZERRA, Andre Herman Freire. **Modelagem do movimento de água no solo sob condições de irrigação por gotejamento superficial considerando absorção radicular e evaporação de água do solo** 2012. 104f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal Rural do Semi-Árido (UFERSA), Mossoró, RN, 2012.

A irrigação por gotejamento superficial é um dos métodos mais eficientes na aplicação de água por poder fornecer água às plantas numa taxa mais próxima a da demanda hídrica da cultura quando comparado com outros métodos. Tem-se demandado muitos esforços na tentativa de se estimar a quantidade de água necessária às plantas. Dessa forma, o estudo da extração de água do solo pelas plantas aliado à modelagem matemática para a predição de comportamentos, e aos recursos computacionais para a realização de cálculo matemáticos complexos num curto espaço de tempo, se torna uma alternativa poderosa e necessária no entendimento e quantificação dos processos envolvidos. O presente trabalho tem por objetivo simular o movimento da água no solo sob condições de irrigação por gotejamento superficial, incluindo a quantificação da evaporação da água do solo e da transpiração da cultura. Foi utilizado o método dos volumes finitos na resolução numérica da equação de Richards para a simulação do movimento de água no solo. Utilizaram-se equações já desenvolvidas na literatura para abordar a transpiração e a evaporação, adequando-as para utilização em volumes finitos e modificando-as, quando necessário, para adaptá-las ao modelo proposto neste trabalho. Um software foi desenvolvido com a finalidade de se realizar as simulações de movimento de água, formação do bulbo molhado e quantificação da transpiração e da evaporação. Quanto à conservação de massa, os resultados das simulações apresentaram erro relativo menores que 0,001%. Os resultados das simulações das perdas de água por evaporação e transpiração foram bastante similares aos de um experimento realizado com lisímetro, tornando os resultados do modelo satisfatórios. Porém, sugere-se que sejam efetuados mais testes e comparações com modelos mais robustos.

Palavras-chave: irrigação localizada, fluxo de água no solo, evapotranspiração, volumes finitos, software

ABSTRACT

BEZERRA, Andre Herman Freire. **Soil water movement modeling considering root water uptake and water soil evaporation under surface drip irrigation conditions**. 2012. 104f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal Rural do Semi-Árido (UFERSA), Mossoró, RN, 2011.

Drip irrigation is one of the most efficient methods for applying water to a crop, capable of delivering water at a rate close to the demand. Many efforts have been required to estimate the amount of water needed by plants. Therefore studying soil water extraction by plants linked to mathematical modeling for behavior prediction, and linked to computational resources to allow complex mathematical procedures to be realized in a short space of time, becomes a powerful and necessary alternative for the understanding and quantification of the involved processes. This work aims to simulate soil water movement under conditions of drip irrigation, including the quantification of soil evaporation and crop transpiration of soil water. The finite volumes method was used to numerically solve the Richards equation for the simulation of soil water movement. Equations from literature were used to estimate transpiration and evaporation, adjusting them for use in finite volumes and modifying them, when necessary, to adapt them to the used model. A software was developed to perform the simulations of soil water movement, formation of a wet bulb and quantification of transpiration and evaporation. Concerning mass conservation, the results of the lesser simulations presented a relative error smaller than 0.001%. The results of the simulations of water losses by evaporation and transpiration were very similar to observed data from a lysimeter experiment, making the model results satisfactory. However, more tests and comparisons with more robust models are suggested.

Keywords: localized irrigation, soil water flow, evapotranspiration, finite volume, software

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1 Valores de Kc para os três estádio de desenvolvimento (inicial, médio e final) de algumas culturas	33
TABELA 3.1 Valores das tensões críticas ψ (cm) do modelo de Feddes para algumas culturas.....	67
TABELA 4.1 Valores dos parâmetros dos solos escolhidos para a simulação do Teste 1	80
TABELA 4.2 Resultados das simulações realizadas com diferentes texturas de solo.....	83
TABELA 4.3 Resultados das simulações realizadas com diferentes distribuições de raiz.....	86
TABELA 4.4 Resultados das simulações realizadas com diferentes tensões iniciais.....	90
TABELA 4.5 Índices de comparação entre resultados observados e estimados.....	94

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1 Aplicação gota a gota no sistema de irrigação por gotejamento superficial	19
FIGURA 2.2 Faixa molhada formada devido a um menor espaçamento entre emissores	20
FIGURA 2.3 Forma do bulbo molhado para solos homogêneos de diferentes texturas...	21
FIGURA 2.4 Gráfico da condutividade hidráulica em função do potencial hidráulico em solos com diferentes texturas	25
FIGURA 2.5 Curva de retenção de água no solo.....	27
FIGURA 2.6 Esquema mostrando o movimento da água no continuum solo-planta-atmosfera.....	30
FIGURA 2.7 Tanque Classe A e esquema de um lisímetro de drenagem.....	31
FIGURA 2.8 Curva do coeficiente de cultura para o Kc single.....	33
FIGURA 2.9 Curva do coeficiente de cultura para o Kc dual.....	34
FIGURA 2.10 Fator de cobertura ajustado (linha cheia) em função do fator de cobertura (linha pontilhada).....	35
FIGURA 2.11 Coeficiente de redução da evaporação Kr em função do teor de água. O eixo x superior representa a umidade do solo e o inferior as respectivas lâminas de água.....	36
FIGURA 2.12 Coeficiente de redução da transpiração em função do potencial matricial (FEDDES; KOWALIK; ZARADNY, 1978).....	38
FIGURA 2.13 Comportamento não linear de α entre a saturação e a capacidade de campo.....	40
FIGURA 2.14 Diferentes tipos de distribuição de extração de água pelas raízes, segundo o modelo de Vrugt, Hopmans e Simunek (2001).....	44
FIGURA 3.1 Esquema do domínio dividido em volumes de controle; à direita, o ponto P localizado no centróide de cada volume de controle.....	47
FIGURA 3.2 Distribuição dos índices i, j, k nas direções dos eixos X, Y e Z, respectivamente.....	49
FIGURA 3.3 Prisma retangular mostrando as fronteiras do domínio reduzido, considerando-se o gotejador posicionado no ponto A.....	51
FIGURA 3.4 Distribuição da ETo ao longo do dia, conforme a equação (56), num dia em que a evapotranspiração inicia às 5h e termina às 17h.....	58
FIGURA 3.5 Limites para a quantidade de água disponível para a evaporação e o comportamento do coeficiente de redução da evaporação (K_r).....	61
FIGURA 3.6 Tela inicial do software e de entrada de dados referente ao solo.....	73
FIGURA 3.7 Tela de entrada de dados referente ao emissor.....	74
FIGURA 3.8 Tela de entrada de dados referente ao solo.....	75
FIGURA 3.9 Tela de entrada de dados referente à extração.....	76

FIGURA 3.10 Tela de entrada de dados referente a outras opções.....	77
FIGURA 4.1 Curvas de retenção de água no solo para os solos de textura arenosa (loamy sand), média (loam) e argilosa (clay). O eixo x se encontra em escala logarítmica.....	80
FIGURA 4.2 Volume de solo molhado para solos de textura (a) arenosa, (b) média e (c) argilosa em diferentes tempos.....	83
FIGURA 4.3 Distribuição do teor de água no solo para os tipos de distribuição de raiz A, B e C.....	86
FIGURA 4.4 Distribuição do teor de água no solo para os tipos de distribuição de raiz D e E.....	87
FIGURA 4.5 Comportamento da água no solo para diferentes potenciais matriciais iniciais.....	90
FIGURA 4.6 Kc estimados por lisimetria em função do tempo após plantio (TAP).....	91
FIGURA 4.7 Dados de Kc estimados pelo lisímetro e pelo SWET em duas situações....	92
FIGURA 4.8 Kc estimado por lisímetro e pelo modelo em duas situações: SWET1 – lâminas de irrigação utilizadas no experimento e SWET2 – lâminas de irrigação calculadas à partir da ETo. As linhas representam as regressões lineares.....	93
FIGURA 4.9 Coeficientes de evaporação e transpiração e da evapotranspiração de referência e da cultura ao longo de um dia para a cultura da melancia no estágio I de desenvolvimento.....	95
FIGURA 4.10 Coeficientes de evaporação e transpiração e da evapotranspiração de referência e da cultura ao longo de um dia para a cultura da melancia no estágio III de desenvolvimento.....	96

LISTA DE SÍMBOLOS

A	= área disponível ao fluxo entre células vizinhas	L^2
E	= evaporação	$L^3 L^{-3}$
e_{CM}	= erro de conservação de massa	L^3
e_{CM}	= erro relativo de conservação de massa	%
E_p	= taxa de evaporação potencial da célula	$L T^{-1}$
E_{To}	= taxa de evapotranspiração	$L T^{-1}$
E_{ToD}	= evapotranspiração acumulada em um dia	L
E_{ToS}	= taxa de evapotranspiração	$L T^{-1}$
f_c	= fração da superfície do solo sombreada pela cultura	-
f_c^*	= fator de cobertura ajustado para efeitos de micro-advecção	-
h	= potencial matricial	L
h_p	= altura da planta	L
i	= índice relativo à direção x	-
j	= índice relativo à direção y	-
k	= índice relativo à direção z	-
K	= condutividade hidráulica	$L T^{-1}$
K_{cb}	= coeficiente de transpiração	-
K_{cmax}	= máximo coeficiente de cultivo	-
K_{cmin}	= mínimo coeficiente de cultivo	-
K_f	= coeficiente de redução da transpiração	-
K_{MEDx}	= condutividade hidráulica média entre células vizinhas na direção x	$L T^{-1}$
K_{MEDy}	= condutividade hidráulica média entre células vizinhas na direção y	$L T^{-1}$
K_{MEDz}	= condutividade hidráulica média entre células vizinhas na direção z	$L T^{-1}$
K_r	= coeficiente de redução da evaporação	-
K_s	= condutividade hidráulica do solo saturado	$L T^{-1}$
K_x	= coeficiente de evaporação máxima do solo	-
M	= quantidade de células na direção x	-
m	= parâmetro de ajuste da equação de van Genuchten	-
N	= quantidade de células na direção y	-
n	= parâmetro de ajuste da equação de van Genuchten	-
NR	= número de células que apresentam raízes	-
N_{sat}	= número de células saturadas na superfície do solo	-
P	= quantidade de células na direção z	-
Q	= vazão do gotejador	$L^3 T^{-1}$
Q_{ASM}	= vazão infiltrada através da área superficial molhada	$L^3 T^{-1}$
Q_{DS}	= vazão que penetra no solo através do disco saturado	$L^3 T^{-1}$

Q_e	= vazão do gotejador	$L^3 T^{-1}$
Q_{sat}	= vazão que penetra no solo através de cada célula do disco saturado	$L^3 T^{-1}$
q_{x-}	= fluxo de água no sentido negativo do eixo x	$L T^{-1}$
q_{x+}	= fluxo de água no sentido positivo do eixo x	$L T^{-1}$
q_{y-}	= fluxo de água no sentido negativo do eixo y	$L T^{-1}$
q_{y+}	= fluxo de água no sentido positivo do eixo y	$L T^{-1}$
q_{z-}	= fluxo de água no sentido negativo do eixo z	$L T^{-1}$
q_{z+}	= fluxo de água no sentido positivo do eixo z	$L T^{-1}$
Raio	= raio da célula	L
$Raio_{fc}$	= raio sombreado pela planta	L
$Raio_{raiz}$	= raio de alcance da raiz	$L L^{-1}$
REW	= quantidade de água facilmente evaporável	L
R_{sat}	= raio do disco saturado	L
S	= termo de extração por evaporação e transpiração	$L^3 L^{-3} T^{-1}$
T	= transpiração	$L^3 L^{-3}$
t	= tempo de aplicação de água	T
t	= tempo de simulação	T
TEW	= quantidade de água totalmente evaporável	L
t_f	= horário de término da ETo	T
t_i	= horário de início da ETo	T
T_p	= transpiração potencial da célula	$L T^{-1}$
V	= volume da célula	L^3
V_a	= volume de água aplicado pelo emissor	L^3
V_{ET}	= volume de água evapotranspirado	L^3
V_{fim}	= volume de água final do solo	L^3
V_{ini}	= volume de água inicial do solo	L^3
Z_{REW}	= espessura da camada superficial do solo que está em contato direto com a atmosfera	L
Z_{TEW}	= espessura de solo que está sujeita à secagem por evaporação	L
α	= constante característica do solo da equação de van Genuchten	L^{-1}
β	= distribuição de extração de água pela raiz	-
β^*	= comprimento máximo de raiz a cada profundidade	L
ΔH_x	= variação de potencial hidráulico na direção x	L
ΔH_y	= variação de potencial hidráulico na direção y	L
ΔH_z	= variação de potencial hidráulico na direção z	L
ΔL	= distância entre duas células	L
ΔQ	= vazão resultante	$L^3 T^{-1}$
Δq	= variação de fluxo	$L T^{-1}$
Δx	= comprimento da célula	L

Δy	= largura da célula	L
Δz	= altura da célula	L
$\Delta \theta$	= variação de umidade	$L^3 L^{-3}$
θ	= umidade volumétrica do solo	$L^3 L^{-3}$
θ_0	= umidade inicial do solo	$L^3 L^{-3}$
θ_{ana}	= umidade de anaerobiose	$L^3 L^{-3}$
θ_{CC}	= umidade da capacidade de campo do solo	$L^3 L^{-3}$
θ_E	= umidade perdida por evaporação	$L^3 L^{-3}$
θ_{est}	= umidade de fechamento dos estômatos	$L^3 L^{-3}$
θ_{h_2}	= umidade de h_2	$L^3 L^{-3}$
θ_{pmp}	= umidade de ponto de murcha permanente	$L^3 L^{-3}$
θ_r	= umidade residual do solo	$L^3 L^{-3}$
θ_{REW}	= umidade do solo em que se inicia a segunda fase da evaporação	$L^3 L^{-3}$
θ_s	= umidade de saturação do solo	$L^3 L^{-3}$
θ_T	= umidade perdida por transpiração	$L^3 L^{-3}$
ψ_1	= potencial matricial crítico de anaerobiose	L
ψ_2	= potencial matricial crítico de h_2	L
ψ_3	= potencial matricial crítico de fechamento dos estômatos	L
ψ_4	= potencial matricial crítico de ponto de murcha permanente	L

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
2.1 IRRIGAÇÃO	18
2.2 MICROIRRIGAÇÃO	18
2.2.1 Formação do volume de solo molhado.....	19
2.3 MODELAGEM DO MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO	21
2.3.1 Potencial de água no solo	22
2.3.2 Condutividade hidráulica	24
2.3.3 Relação entre potencial matricial e umidade no solo	26
2.3.4 Equação da continuidade.....	28
2.4 EXTRAÇÃO DE ÁGUA DO SOLO PELAS RAÍZES DAS PLANTAS	28
2.4.1 Demanda evapotranspirativa da atmosfera	30
2.4.2 Sistema radicular	38
2.5 MÉTODO DOS VOLUMES FINITOS	40
2.6 MODELOS DE EXTRAÇÃO EXISTENTES	41
2.6.1 Modelos macroscópicos.....	42
2.6.2 Modelos microscópicos.....	44
2.7 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DE MODELOS	45
3 METODOLOGIA.....	46
3.1 DESENVOLVIMENTO DO MODELO.....	46
3.2 DEFINIÇÃO DO DOMÍNIO	47
3.3 DISCRETIZAÇÃO DO DOMÍNIO	48
3.4 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA	49
3.5 CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO	50
3.6 EQUAÇÕES DO MOVIMENTO DE ÁGUA	55
3.7 EQUAÇÕES DE EXTRAÇÃO DE ÁGUA.....	57
3.8 ESTIMATIVA DA EXTRAÇÃO DE ÁGUA POR EVAPORAÇÃO	59
3.8.1 Coeficiente de redução da evaporação.....	60
3.8.2 Fator de cobertura.....	61
3.8.3 Umidade extraída por evaporação	63

3.9. ESTIMATIVA DA EXTRAÇÃO DE ÁGUA POR TRANSPIRAÇÃO.....	63
3.9.1 Distribuição de raízes	64
3.9.2 Coeficiente de redução da transpiração	65
3.9.3 Umidade extraída por transpiração.....	67
3.10 CONSERVAÇÃO DE MASSA	67
3.11 CÁLCULO DOS ERROS	69
3.12 PROGRAMA COMPUTACIONAL	70
4 APLICAÇÃO DO MODELO	78
4.1 INTRODUÇÃO.....	78
4.2 SIMULAÇÕES.....	78
4.2.1 Teste 1: diferentes texturas de solo	79
4.2.2 Teste 2: diferentes distribuições de raízes	84
4.2.3 Teste 3: diferentes potenciais matriciais (umidades) iniciais.....	87
4.2.4 Teste 4: simulação do ciclo de uma cultura.....	91
4.2.5 Teste 5: simulação da ETc diária	93
4.3 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE	96
5 CONCLUSÕES.....	97
BIBLIOGRAFIA	98

1 INTRODUÇÃO

O desperdício da água na agricultura é um problema que tem demandado muitos esforços para solucioná-lo. Métodos e sistemas de irrigação têm sido criados nas últimas décadas com a finalidade de se preservar esse recurso. Mesmo com todos os avanços tecnológicos, a agricultura vem utilizando uma quantidade de água muito acima da necessária em muitos de seus setores produtivos. O manejo da irrigação é uma das ferramentas necessárias para a redução desse desperdício de água na produção agrícola e, nesse contexto, estudos envolvendo a evapotranspiração das culturas, dentre outros, se fazem necessários.

Dentre tantos métodos de irrigação, a microirrigação (ou irrigação localizada) é o método de maior eficiência na aplicação de água. A principal característica desse sistema é a alta frequência de aplicação de água em volumes menores, quando comparados com outros sistemas, de forma pontual, junto à planta, formando um volume molhado no solo em forma de bulbo. Isto acarreta em um menor volume de água aplicado ocasionando economia de água e, menor perda por evaporação já que somente parte da superfície do solo é umedecida. Consequentemente, há uma elevada eficiência de irrigação já que a água se encontra mais concentrada na região do solo explorada pelas raízes. Claro que, com um manejo incorreto, qualquer método ou sistema de irrigação apresentará baixa eficiência na aplicação de água.

Na irrigação por gotejamento superficial, a água aplicada penetra na superfície do solo por infiltração e se redistribui no solo formando um volume de solo molhado (ou bulbo molhado), cuja forma e tamanho dependem da vazão aplicada, do tipo de emissor, da duração da irrigação e do tipo de solo. Essa infiltração ocorre nas três dimensões e depende de diversos fatores tais como textura e estrutura do solo, tipos de cobertura e de manejo do solo. Concomitantemente, ocorre o processo da redistribuição da água no perfil do solo, graças a um gradiente de potencial da água dentro e fora do bulbo molhado.

O volume de solo molhado (bulbo) deve ser formado de maneira que seu conteúdo de água consiga fornecer a quantidade necessária de água para a planta. Medir essa quantidade de água demandada pela planta é uma tarefa complexa e saber se a água do solo está suprimindo essa necessidade é ainda mais difícil porque vários fatores no sistema água-solo-planta-atmosfera, muitos de difícil mensuração, interferem nos processos. Contudo, vários pesquisadores se dispuseram a estimar essas quantidades através de experimentos e modelos matemáticos numéricos, analíticos ou empíricos.

Como contribuição para o aumento da eficiência da irrigação localizada, este trabalho tem como objetivo simular o movimento de água no solo através da irrigação por gotejamento superficial, considerando e quantificando a evaporação de água do solo e a transpiração da planta. Um software foi desenvolvido para se realizar essas simulações.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 IRRIGAÇÃO

Um conceito moderno de irrigação é o fornecimento de uma quantidade planejada de água às plantas de forma a se evitar estresses indesejáveis ao longo do ciclo de crescimento (BOS et al., 2008). Em algumas regiões, a irrigação só é utilizada como um complemento das necessidades hídricas da cultura em tempos que a precipitação pluvial não é suficiente, enquanto em outras, ela é a única fonte de aplicação de água. A interação água-solo afeta todo o equilíbrio químico existente no solo, translocando nutrientes até a planta e ao mesmo tempo salinizando o solo. A aplicação de um volume de água maior do que o necessário pode causar percolação da água, lixiviação de nutrientes e, em casos mais severos, contaminação do lençol freático. Por outro lado, a aplicação de volumes de água menores que o necessário provoca diminuição da produtividade devido ao estresse hídrico e nutricional.

Segundo ONS (2003), em um estudo que abrangeu 55 Projetos de Irrigação no território brasileiro, 82% das avaliações realizadas em propriedades que utilizavam irrigação localizada apresentaram irrigação deficitária, e em 58% dos casos, foi feita após o momento adequado. Para os sistemas de irrigação por aspersão, 77% das avaliações indicaram irrigações com déficit e 68% das irrigações foram feitas após o momento adequado. Ao mesmo tempo, a área irrigada no Brasil vem aumentando de tamanho, chegando a 4,45 milhões de hectares sendo 7,3% utilizando sistemas de microirrigação (IBGE, 2009). ONS (2003) estima que para o Brasil suprir suas necessidades alimentícias, deverá em 2025 ter uma área irrigada de aproximadamente 8 milhões de hectares.

2.2 MICROIRRIGAÇÃO

Microirrigação pode ser definida como uma lenta aplicação de água acima, abaixo ou diretamente na superfície do solo através de sistemas de irrigação por microaspersão, por borbulhamento (do inglês, “bubbler”), por gotejamento subsuperficial e superficial (AYARS et al., 2007). A água é aplicada em gotas isoladas ou contínuas, ou em forma de pequenos

sprays através de emissores colocados ao longo de uma linha de distribuição de água adjacente à fileira de plantas (ASAE, 2001).

Em algumas partes do mundo, a microirrigação é denominada de irrigação localizada para enfatizar que somente uma parte do volume de solo é molhada. Devido ao seu aspecto localizado, há na microirrigação implicações no que diz respeito a evaporação, transpiração, percolação profunda, água no solo, nutrientes e salinidade com relação à posição espacial da cultura e distribuição de raízes (PIZARRO, 1987).

A microirrigação, geralmente, apresenta as seguintes características: a água é aplicada a baixas vazões, durante longos períodos, com alta frequência, próximo ou diretamente no sistema radicular, sob baixa pressão e é utilizada para realizar o transporte de nutrientes e outros agroquímicos. Além disso, esse sistema pode ser projetado para operar em praticamente todo o tipo de topografia do terreno. Solos com variadas texturas ao longo do perfil (solos estratificados), assim como os solos pouco profundos, podem ser eficientemente irrigados por microirrigação (RODRIGO LOPEZ et al, 1992; MEDINA SAN JUAN, 2000; KELLER; BLIESNER, 2000; PEREIRA, 2004; BERNARDO; SOARES; MANTOVANI, 2005; PEREIRA et al., 2010).

2.2.1 Formação do volume de solo molhado

O bulbo molhado é o volume de solo úmido formado na proximidade do emissor de água devido à forma de aplicação de água ser do tipo gota a gota (Figura 2.1).



Figura 2.1 Aplicação gota a gota no sistema de irrigação por gotejamento superficial

A distribuição da água no perfil do solo sob um gotejador compreende três zonas: à volta e por baixo do emissor, onde se forma uma pequena zona de transição, próxima da saturação e pouco arejada; ao redor e abaixo da zona de transição, onde se forma uma zona bem umedecida, em que a maior parte das raízes se desenvolve e onde a água se movimenta sob os efeitos das forças capilares, da gravidade e da diferença de potencial, sendo que o teor de água diminui com a distância relativa ao ponto de aplicação, ao mesmo tempo que aumenta a aeração do solo; e finalmente, na fronteira do bulbo molhado, onde ocorre a frente de umedecimento em que o teor de água é aproximadamente o mesmo que o teor inicial, antes da irrigação (PEREIRA, 2004; PEREIRA et al., 2010).

A porcentagem de área molhada e o perfil de molhamento do solo são dados importantes e necessários para dimensionamento e manejo da irrigação localizada, uma vez que afetam a produção da cultura e o crescimento, tanto do sistema radicular quanto da parte aérea. A porcentagem de área molhada e o perfil de molhamento do solo variam em função do tipo de solo do tipo de emissor, do espaçamento entre emissores (Figura 2.2), da vazão do emissor, do tempo de aplicação de água e da lâmina de água aplicada.



Figura 2.2 Faixa molhada formada devido a um menor espaçamento entre emissores

Podem-se definir formatos característicos de bulbo para os três principais tipos de solo: arenoso, médio e argiloso. Suas dimensões variam de acordo com a textura do solo. O raio molhado (dimensão horizontal) é favorecido por forças matriciais, ligado à capacidade de retenção de água. A profundidade molhada (dimensão vertical) é dominada pela força da gravidade e condutividade hidráulica. Dessa forma, tem-se um bulbo mais achatado nos solos

argilosos e mais alongado nos solos arenosos (BRESLER, 1978). Formatos típicos do bulbo podem ser vistos na Figura 2.3.

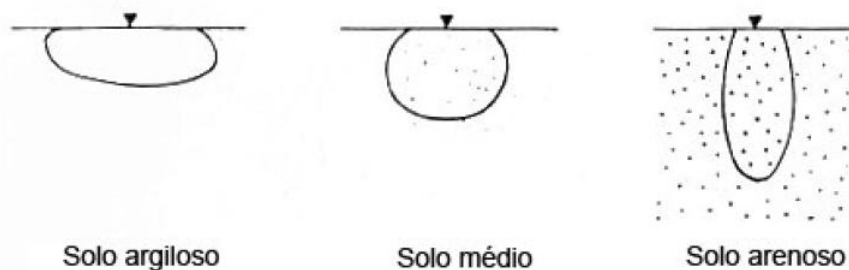


Figura 2.3 Forma do bulbo molhado para solos homogêneos de diferentes texturas

Fonte: Pizarro (1987), modificado pelo autor

O conhecimento da distribuição de água no volume molhado sob irrigação por gotejamento é essencial na determinação de quanto e quando irrigar. O uso de modelos para descrever ou estimar a distribuição de água no volume molhado pode ser uma importante alternativa na definição do manejo da irrigação, permitindo, até mesmo, antecipar resultados de produção para diferentes opções de manejo (COELHO; OR; SOUZA., 1999).

O bulbo molhado formado no solo será afetado pela umidade inicial do solo, vazão do emissor, frequência e duração da irrigação, gradiente matricial e a capacidade de retenção de água pelo solo. Em áreas áridas, o emissor cria padrões de molhamento no solo que determinam o tamanho e forma da zona radicular da cultura (EVANS; WU; SMAJSTRALA, 2007). No interior do bulbo, a água aplicada move-se em grande parte através do solo sob condições de fluxo não saturado. Desta forma, a distribuição de água e a forma do volume molhado podem ser previstas considerando a física do movimento da água no solo sob um ponto emissor.

2.3 MODELAGEM DO MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO

Existem vários métodos que utilizam soluções analíticas, numéricas ou empíricas para se estimar as dimensões do bulbo molhado, cada um com sua devida complexidade de resolução e obtenção de dados. Os métodos analíticos estão condicionados às simplificações da equação diferencial de Richards, que é altamente não linear. Isto quer dizer que quanto mais simplificações forem aplicadas, mais fácil será a solução, porém com prejuízos em sua

aplicabilidade. Os métodos numéricos utilizam modelos matemáticos para a simulação das dimensões do bulbo utilizando técnicas numéricas com uma discretização do volume de solo estudado. Com o avanço da tecnologia dos computadores, estes métodos têm se tornado cada vez mais utilizados.

2.3.1 Potencial de água no solo

O potencial total de água no solo pode ser considerado como a quantidade de trabalho que deve ser realizado por unidade de água pura para transportar, de forma reversível e isothermal, uma quantidade infinitesimal de água de uma fonte de água pura a uma determinada altitude à pressão atmosférica até o ponto de água do solo em questão (ASLYNG, 1963).

Entretanto, o que acontece na prática não é a medição desse transporte de água, e sim medem-se outras propriedades (do solo ou da água) relacionadas aos potenciais. A água do solo está sujeita a um certo número de forças que fazem com que seu potencial difira do da água livre, pura e em uma posição gravitacional de referência. Essas forças somadas, que alteram o valor do potencial total da água (ψ), são representadas pela equação abaixo:

$$\psi = \psi_g + \psi_m + \psi_p + \psi_o \quad (1)$$

onde ψ_g é o potencial gravitacional; ψ_m é o potencial matricial; ψ_p é o potencial de pressão; e ψ_o é o potencial osmótico.

Nem todos os potenciais mostrados na equação (1) agem da mesma forma e nem todos os gradientes separadamente podem ser igualmente capazes de causar movimento de água. O ψ_o , por exemplo, necessita de uma membrana semipermeável para induzir o fluxo de água.

O potencial gravitacional é determinado pela altura de um ponto em que se deseja conhecer o potencial a um nível de referência arbitrário. Por conveniência, esse nível de referência é colocado abaixo do ponto considerado, dessa forma, o potencial gravitacional terá sempre um valor positivo ou zero (no caso do referencial estar coincidindo com o a altura do ponto).

Quando a pressão hidrostática do ponto considerado é maior que a pressão atmosférica, seu potencial de pressão é considerado positivo. Quando a pressão for menor que a atmosférica (comumente conhecida como tensão ou sucção), o potencial de pressão é considerado negativo. O potencial de pressão é considerado apenas quando a pressão que atua sobre a água é maior que a pressão atmosférica, ou seja, quando existe uma carga hidráulica sobre o solo, ocorrendo normalmente nos casos em que o solo está saturado. Na irrigação por gotejamento, o potencial de pressão pode ser considerado desprezível.

A presença de solutos na água afeta suas propriedades termodinâmicas e diminui sua energia potencial. Como este fenômeno não afeta o fluxo de água no solo de maneira significativa, ele só é considerado quando se tem uma membrana semipermeável ou uma barreira de difusão presente que transmite mais rapidamente a água do que os sais (HILLEL, 2004). Esse efeito osmótico é importante na interação solo-raiz.

O potencial matricial é o resultado de forças capilares e de adsorção que surgem devido à interação entre a água e as partículas sólidas do solo. Como o estado de energia da água em equilíbrio é zero, o potencial matricial (ou tensão) terá sempre valores negativos já que as forças que atraem a água para as partículas sólidas diminuem sua energia potencial (REICHARDT; TIMM, 2004).

A vantagem da utilização do conceito do potencial total é que ela provê uma medida unificada em que o estado da água pode ser avaliado, na maioria dos casos, em qualquer parte do continuum solo-planta-atmosfera.

Como os potenciais matricial e de pressão se referem a pressões, costuma-se designá-los por um único valor simbolizado por h . Então temos que

$$h = \psi_m + \psi_p \quad (2)$$

em que h é chamado de pressão efetiva. Considerando $\psi_p = 0$, a pressão efetiva terá o mesmo valor que ψ_m , e será negativo porque nesse caso o solo exerce uma sucção sobre a água. Então, para solo saturado, $h = 0$, se existir uma lâmina de água sobre o solo ou um lençol freático acima do ponto considerado, h será positivo.

Não se considerando o potencial osmótico, o potencial total da água num ponto qualquer será a soma da pressão efetiva e do potencial gravitacional. Se este último for expresso em forma de altura, usando como referência a superfície do solo, poderá ser dado pela profundidade z (positiva) do ponto considerado. Assim tem-se:

$$H = h + z \quad (3)$$

onde H é chamado de potencial hidráulico.

2.3.2 Condutividade hidráulica

A base física-matemática para descrições analíticas de fluxo de líquido em meio poroso foi elaborado por Henry Darcy em 1856. Em síntese, a Lei de Darcy (como ficou conhecida) mostra que o fluxo de água em um sistema unidimensional é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico, conforme:

$$q = -K \frac{\Delta H}{\Delta s} \quad (4)$$

em que q é a densidade de fluxo, representando o volume de água que se move na direção s , por unidade de área, por unidade de tempo; $\Delta H/\Delta s$ é o gradiente hidráulico na direção s ; K é a condutividade hidráulica que depende das propriedades da água e do solo; H é o potencial hidráulico.

O sinal negativo é um indicativo de que o fluxo ocorre no sentido do maior para o menor potencial hidráulico, já que, por definição, o sentido do gradiente é tomado à medida que o mesmo cresce. A equação de Darcy foi desenvolvida para determinar o fluxo em solos saturados. Buckingham, em 1907, generalizou a equação para a condição de solo não-saturado ficando conhecida como equação de Darcy-Buckingham:

$$q = -K(\theta) \frac{\Delta H}{\Delta s} \quad (5)$$

A condutividade hidráulica se traduz na facilidade em que a água se movimenta ao longo do perfil do solo e é afetada por fatores do solo (umidade, textura) e da água (viscosidade, densidade). Para fins práticos, em um solo com determinada granulometria, considera-se que K varia somente com a umidade do solo (θ), então:

$$K = K(\theta). \quad (6)$$

A relação entre K e seus respectivos valores de potencial hidráulico e umidade são apresentados na Figura 2.4.

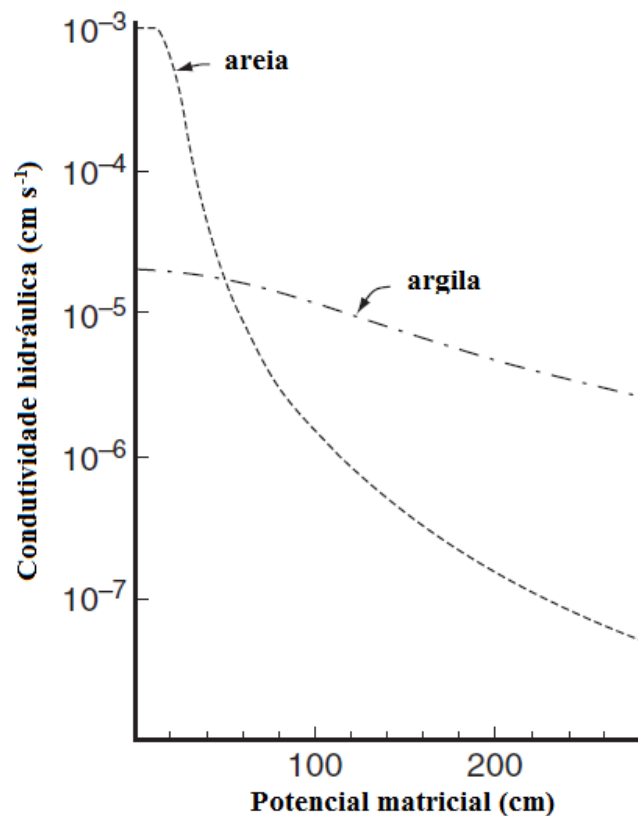


Figura 2.4 Gráfico da condutividade hidráulica em função do potencial hidráulico em solos com diferentes texturas

Fonte: Hillel (2004), modificado pelo autor

Dessa forma, quanto mais úmido o solo estiver, maior será o valor de sua condutividade hidráulica, ou seja, com o aumento da umidade, reduzem-se as discontinuidades da fase líquida e a adsorção exercida pelas partículas do solo.

A condutividade hidráulica não saturada, $K(\theta)$, como mencionado em Mualem (1976) é dada por:

$$K(\theta) = K_s K_r \quad (7)$$

em que K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado e K_r é a condutividade hidráulica relativa, podendo ser estimada, segundo van Genuchten (1980), por:

$$K_r = \Theta^\lambda \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right]^2 \quad (8)$$

onde λ e m são parâmetros de ajuste do modelo, Θ é a saturação efetiva e reflete de forma relativa a umidade do solo, sendo dada por:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (9)$$

em que θ_r e θ_s são, respectivamente, as umidades residual e de saturação. A equação (9) indica que, quando a umidade do solo tende à saturação, seu valor se aproxima da unidade.

2.3.3 Relação entre potencial matricial e umidade no solo

Diferentes tipos de solo apresentam comportamento de retenção de água também diferentes. De uma maneira geral, solos arenosos retêm menos água que solos argilosos e apresentam valores de umidade também inferiores a uma mesma tensão (potencial matricial). Isso pode ser explicado pela influência da porosidade e da distribuição do tamanho dos poros na retenção de água no solo. Como essas duas características estão ligadas à textura do solo, solos de diferentes texturas apresentarão diferentes comportamentos na retenção de água no solo.

É importante então se ter o conhecimento da curva de retenção de água no solo (ou curva característica), em que se relaciona a umidade do solo com seu respectivo potencial matricial (Figura 2.5). Os dados para a elaboração dessa curva podem ser obtidos em campo ou em laboratório através de vários métodos, tais como: funil de placa porosa, placa de pressão de Richards, tensiômetro, psicrômetro de termopar, sonda TDR, sonda de nêutrons, entre outros.

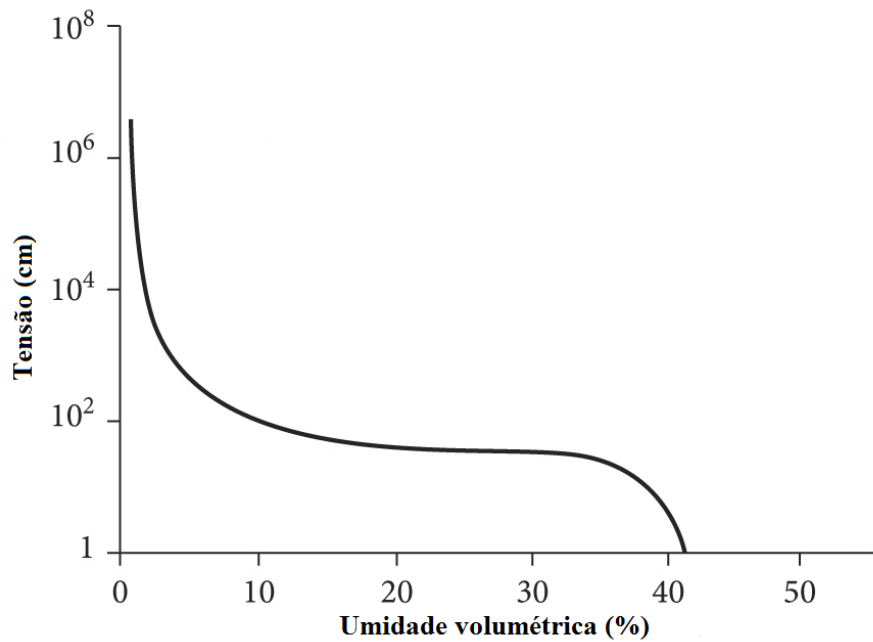


Figura 2.5 Curva de retenção de água no solo

Geralmente, os limites da curva de retenção são as umidades de saturação (θ_s) e residual (θ_r). O limite superior, θ_s , pode ser definido como a umidade do solo em que todo o seu volume de poros está repleto de água e o limite inferior, θ_r , a umidade que o solo atinge após forte secagem natural, onde a água restante não pode ser retirada por sucção (SMITH; WARRICK, 2007).

Alguns modelos empíricos foram desenvolvidos para se estimar o comportamento da retenção de água no solo de acordo com algumas características do mesmo. Dentre eles, pode-se citar Burdine (1953), Brooks e Corey (1964), Mualem (1976), van Genuchten (1980), Srivastava e Yeh (1991) e Fredlung e Xing (1994).

O modelo de van Genuchten (1980) é o mais utilizado para a predição da equação que expressa a curva característica. Este modelo apresenta uma capacidade de retenção nula para a condição de saturação e é capaz de caracterizar a zona de ascensão capilar. A equação que relaciona h e θ é dada por:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (10)$$

onde θ_r é umidade residual; θ_s é a umidade saturada do solo; α , m e n são parâmetros de ajuste do modelo, sendo:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad \text{e} \quad n > 1 \quad (11)$$

Uma revisão sobre vários modelos, mostrando comparações entre os parâmetros de entrada e seus respectivos resultados pode ser encontrada em Leong e Rahardjo (1997).

2.3.4 Equação da continuidade

Considerando-se que as características do fluxo de água no solo variam com o tempo e com a posição, ou seja, um regime transiente ou não-estacionário, a quantificação do movimento da água no solo pode ser feita através da equação da continuidade, também chamada de equação da conservação de massa já que ela estabelece que não pode haver nem criação nem destruição de massa. A equação da continuidade é definida por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (12)$$

onde q_x , q_y e q_z são as densidades de fluxo nas direções x , y e z , respectivamente.

Substituindo as densidades de fluxo pela equação (5), obtém-se a equação geral que rege o movimento da água no solo, também conhecida por Equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(\theta) \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (13)$$

onde K_x , K_y e K_z representam as condutividades hidráulicas nas direções x , y e z , respectivamente. A equação de Richards apresenta a vantagem de poder ser aplicada em qualquer que seja o estado hídrico do solo, estando este saturado ou não.

2.4 EXTRAÇÃO DE ÁGUA DO SOLO PELAS RAÍZES DAS PLANTAS

O recurso mais consumido pela planta, ao longo de seu ciclo de vida, é a água. Cerca de 99% de toda a água extraída pelas plantas é perdida para a atmosfera por transpiração, funcionando somente como um veículo de transporte de nutrientes do solo à planta. Somente o 1% restante é que fará parte de sua estrutura celular.

A transpiração só é possível devido a um continuum existente entre solo, planta e atmosfera e só ocorre devido ao baixo potencial de água existente na atmosfera, ocasionando a movimentação natural da água na interface solo-planta-atmosfera. O contato direto da planta com a atmosfera é responsável pelo funcionamento das trocas gasosas e vital para os processos respiratórios e fotossintéticos.

O processo de extração de água pelas raízes é bastante complexo. A atmosfera, que está em contato com as folhas através dos estômatos da planta, exerce uma grande demanda de água da planta devido ao seu baixo potencial de água. Como toda a estrutura celular das folhas está ligada aos vasos condutores de água (no caso, o xilema), a demanda será transmitida do xilema até as raízes também por diferença de potencial de água. As raízes, por sua vez, absorverão a água que se encontra em seu redor de forma passiva, já que seu potencial de água é menor que o encontrado no solo. Vê-se então, claramente, que os potenciais de água no sistema solo-planta-atmosfera devem ser decrescentes para que possa haver fluxo de água, ou seja, o maior potencial se encontra no solo e o menor na atmosfera. Na Figura 2.6 é apresentado um esquema mostrando o movimento no continuum solo-planta-atmosfera e seus respectivos processos.

Como um dos fatores mais importantes para o crescimento da planta e seu funcionamento é o fornecimento adequado de água, tem-se demandado muitos esforços na tentativa de quantificar a água necessária às plantas que, em circunstâncias normais, é um balanço entre a extração de água pelas raízes e a taxa de transpiração através das folhas (ROOSE; FOWLER, 2004).

A modelagem do movimento de água em solos não saturados com a presença de plantas necessita de uma caracterização da extração de água pelas raízes. Devido à complexidade do crescimento radicular e do transporte de água através da planta, modelos simplificados são, geralmente, escolhidos para simular a extração (HOPMANS; GUTTIÈREZ-RAVÉ, 1988). Além disso, em virtude da influência de diversos fatores nesses processos, uma análise quantitativa eficiente é extremamente difícil de ser realizada.

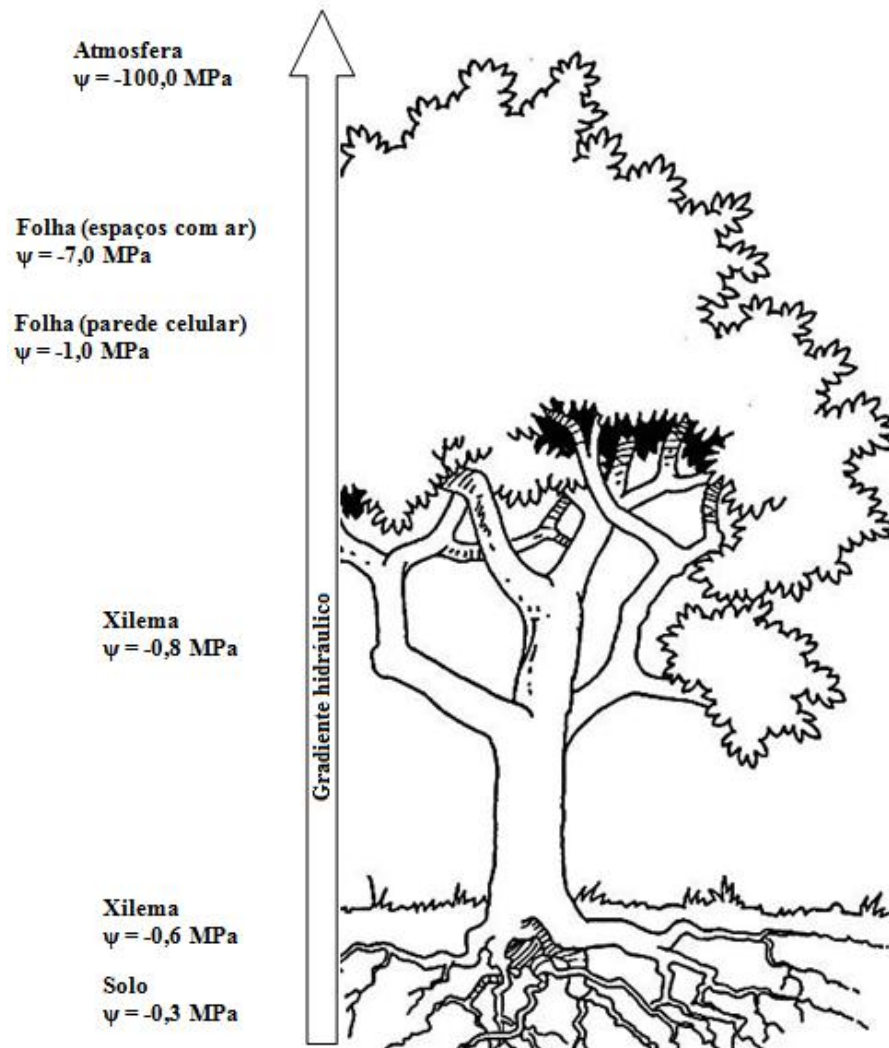


Figura 2.6 Esquema mostrando o movimento da água no continuum solo-planta-atmosfera
Fonte: modificado pelo autor

2.4.1 Demanda evapotranspirativa da atmosfera

Para se quantificar a quantidade de água extraída pelas plantas, é necessário saber a quantidade de água que está sendo demandada pela atmosfera. A planta possui mecanismos de proteção para evitar uma perda excessiva de água que venha a prejudicar o seu desenvolvimento, como os estômatos que se fecham a uma determinada demanda atmosférica e por outros fatores. Logo, pode-se estimar a quantidade potencial de água a ser extraída pela planta, ou seja, a quantidade máxima de água que a planta pode extrair do solo quando em condições ótimas de desenvolvimento.

Uma das formas de se estimar essa quantidade de água é através do cálculo da evapotranspiração (ET). A evapotranspiração potencial pode ser estimada através de vários métodos e equações. Um método bastante utilizado é o do Tanque Classe A, que mede a evaporação de um tanque padrão e, através de uma equação que deve ser calibrada para o local onde o tanque está instalado, se consegue estimar a evapotranspiração em um dia. O método mais eficiente de se estimar a evapotranspiração é com a utilização de lisímetros que, por pesagem ou drenagem, quantificam a quantidade de água perdida para a atmosfera em um dado espaço. Os lisímetros podem ser bastante precisos, se bem construídos e calibrados, chegando a estimar a evapotranspiração em curtos períodos de tempo, como horas ou minutos. Devido a essa grande precisão do lisímetro, ele é considerado o método padrão para a estimativa da ET e toda a equação de estimativa da ET pode ser comparada a ele para poder ser validada. Para ilustração, é mostrado na Figura 2.7 um Tanque Classe A e um esquema de um lisímetro de drenagem.

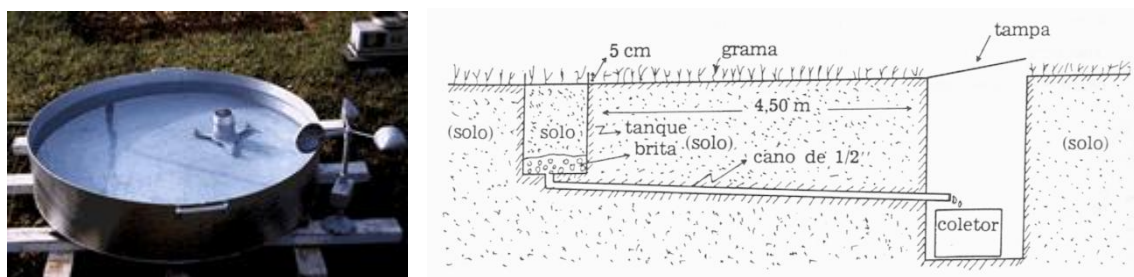


Figura 2.7 Tanque Classe A e esquema de um lisímetro de drenagem

Uma equação bastante utilizada para a estimativa da ET, devido aos seus resultados se aproximarem bastante aos do lisímetro, é a proposta por Penman em 1948, modificada posteriormente por Monteith e pela FAO, ficando conhecida por equação FAO Penman-Monteith. Porém, sua grande precisão dos resultados é contrastada com a grande quantidade de dados climáticos necessários para sua execução.

Penman desenvolveu uma equação que estimava a evaporação de uma superfície de água através de dados climatológicos, combinando o balanço de energia com o método de transferência de massa.

Outros pesquisadores utilizaram a equação de Penman e a estenderam para superfícies vegetadas adicionando fatores de resistência como resistência aerodinâmica e de superfície. A equação mais utilizada, porém, é a conhecida como Penman-Monteith:

$$ET = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (14)$$

onde R_n é a radiação líquida, G é o fluxo de calor no solo, $(e_s - e_a)$ representa o déficit da pressão de vapor do ar, ρ_a é a densidade média do ar a uma pressão constante, c_p é o calor específico do ar, Δ representa a inclinação da curva de pressão de saturação de vapor, γ é a constante psicométrica, r_s é a resistência de superfície e r_a a resistência aerodinâmica.

Posteriormente, Allen et al (1998) num trabalho patrocinado pela FAO, adicionaram uma cultura hipotética à equação de Penman-Monteith, com características fixas e a chamaram de cultura de referência. A estimativa da ET, portanto, é de uma cultura hipotética de referência com altura de 0,12 m, com uma resistência de superfície de 70 m s^{-1} e um albedo de 0.23 e a ET passa agora a ser chamada de evapotranspiração de referência (ET_o). Com isso, a equação toma a seguinte forma (ALLEN et al., 1998):

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (15)$$

onde u_2 e T é a velocidade do vento e a temperatura média do ar a 2 m de altura, respectivamente.

A equação (15) estima a ET_o para intervalo de tempo diário. Allen et al. (2006) propuseram alterações nos valores 900 e 0,34 da equação no caso de o intervalo de tempo ser horário. Para intervalo de tempo horário, o valor 900 passa a ser 37 e o valor 0,34 passa a ser 0,24 em período diurno e 0,96 em período noturno. Esses valores também são sugeridos em ASCE-EWRI (2005).

Em conjunto com a padronização da ET, surgiu o conceito de coeficiente de cultivo (K_c), já que as plantas apresentam características diferentes da cultura hipotética de referência. Definiu-se então uma evapotranspiração da cultura (ET_c), já que esta não é mais de uma cultura hipotética, e sim de uma cultura real (DOORENBOS; PRUITT, 1977).

$$ET_c = K_c ET_o \quad (16)$$

A equação simplesmente multiplica o K_c (adimensional) pela ET_o, significando que quando o $K_c > 1$, a referida cultura tem uma necessidade de água maior que a cultura de

referência, e menor quando $K_c < 1$. Allen et al., (1998) apresenta uma tabela com os valores de K_c para as principais culturas agrícolas. Ela é apresentada, parcialmente, na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 Valores de K_c para os três estádio de desenvolvimento (inicial, médio e final) de algumas culturas

Cultura	K_c ini	K_c mid	K_c end
Brócolis	0,70	1,05	0,95
Alho	0,70	1,00	0,70
Melancia	0,40	1,00	0,75
Beterraba	0,35	1,20	0,70
Feijão	0,40	1,15	0,35
Algodão	0,35	1,15-1,20	0,70-0,50
Girassol	0,35	1,00-1,15	0,35

Fonte: Allen et al. (1998), modificado pelo autor

Como o apresentado na Tabela 2.1, os valores de K_c são divididos em fases ou estádios de desenvolvimento. Isso acontece porque a demanda de água pelas culturas está intrinsecamente ligada ao seu desenvolvimento. Quando a planta está na fase inicial, por exemplo, sua demanda por água é menor do que quando ela está em desenvolvimento pleno devido ao seu tamanho, ao volume de solo explorado pelas raízes, à área foliar ocupada, dentre outros. Percebe-se então que no K_c estão todas as características da cultura de acordo com seu estágio de desenvolvimento e pode-se calculá-lo de uma forma mais simples (K_c single) ou mais complexa (K_c dual). As diferenças dos resultados obtidos pelo cálculo do K_c da forma single e dual é mostrada, graficamente, na Figura 2.8 e na Figura 2.9.

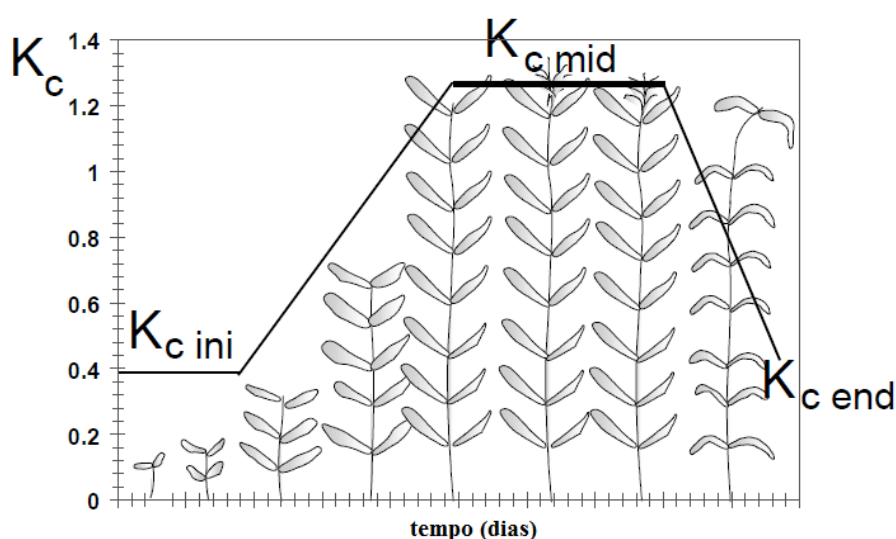


Figura 2.8 Curva do coeficiente de cultura para o K_c single

Fonte: Allen et al. (1998), modificado pelo autor

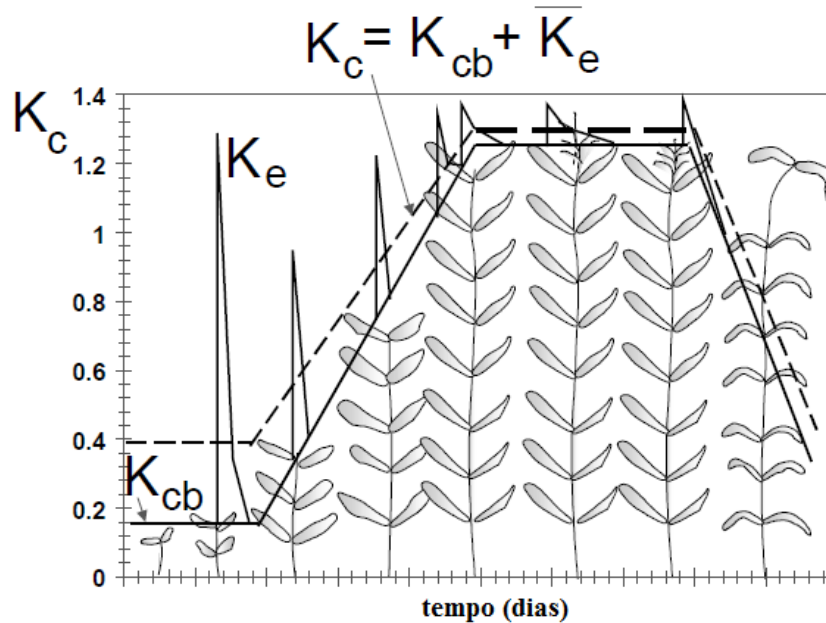


Figura 2.9 Curva do coeficiente de cultura para o Kc dual
 Fonte: Allen et al. (1998), modificado pelo autor

No cálculo do Kc single, os efeitos da transpiração da cultura e da evaporação da água do solo são combinados num único coeficiente. Recomenda-se sua utilização para estudos e planejamento de sistemas de irrigação e no manejo quando se deseja estimar a ETc para períodos semanais ou maiores, embora ela possa ser utilizado para períodos de tempo menores. Seu cálculo apenas corrige o valor do Kc tabelado para as características climáticas da região considerada (ALLEN et al., 1998):

$$Kc = Kc_{tab} + [0,04(u_2 - 2) - 0,004(UR_{min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0,3} \quad (17)$$

onde Kc_{tab} é o Kc tabelado, UR_{min} é a umidade relativa do ar mínima do intervalo considerado e h é a altura da planta.

O Kc dual trata os efeitos da transpiração e da evaporação de forma distinta, podendo ser escrita da seguinte forma (ALLEN et al., 1998):

$$Kc = Kcb + Ke \quad (18)$$

onde Kcb é o coeficiente de transpiração basal e o Ke é o coeficiente de evaporação da água do solo, ambos adimensionais.

Como será visto mais adiante, o cálculo do K_c dual é intenso e requer a utilização de computadores para realizá-lo. Ele pode ser utilizado para o manejo diário da irrigação e leva em consideração muitos fatores de planta e solo.

O K_{cb} é calculado da mesma forma que o K_c single, substituindo apenas o termo K_c da equação (17) por K_{cb} . Da mesma forma que o K_c , existem tabelas com valores de K_{cb} para cada estágio de desenvolvimento. É importante dizer que o termo $K_{cb} E_{To}$ representa o componente de transpiração da E_{Tc} mesmo contendo um componente residual de evaporação difusa intrinsecamente ligado a ele (PEREIRA et al., 2010).

Segundo Raes et al. (2011), o componente transpiração pode ser calculada levando em consideração um coeficiente de estresse hídrico (K_f) e o sombreamento feito pela planta, ou fator de cobertura (f_c):

$$T = K_f f_c^* K_{cb} T_p \quad (19)$$

O K_f apresenta valor igual a 1 quando não há estresse hídrico na planta, ou seja, a planta extrai água de maneira potencial. O f_c , que é a porcentagem de área sombreada, é ajustado para efeitos de micro advecção (f_c^*) através da seguinte equação:

$$f_c^* = 1,72 f_c - f_c^2 + 0,30 f_c^3 \quad (20)$$

Esse ajuste é utilizado pelo software AQUACROP (RAES et al., 2009; RAES et al., 2011) e é ilustrado na Figura 2.10.

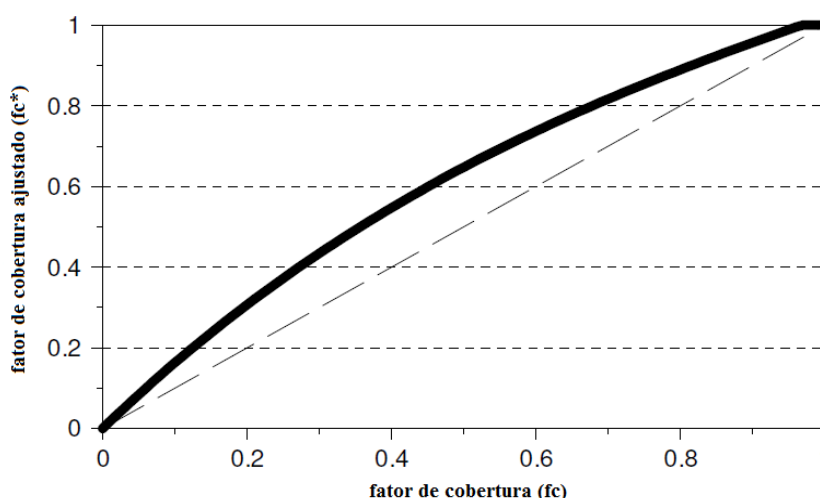


Figura 2.10 Fator de cobertura ajustado (linha cheia) em função do fator de cobertura (linha pontilhada).

Fonte: Raes et al. (2011), modificado pelo autor

O K_e descreve o componente de evaporação da E_{Tc} . Quando a camada superficial do solo é molhada devido à chuva ou irrigação, o valor de K_e é máximo. Quando está seca K_e assume valores muito pequenos, podendo chegar à zero, o que significa que não resta mais água na camada superficial do solo para evaporação. Segundo Allen et al. (1998), K_e pode ser calculado da seguinte forma:

$$K_e = K_r (K_{c_{\max}} - K_{cb}) \leq f_{ew} K_{c_{\max}} \quad (21)$$

onde K_r é o coeficiente de redução da evaporação, $K_{c_{\max}}$ é o valor de K_c máximo quando seguido de chuva ou irrigação e f_{ew} é a fração do solo que está molhada e exposta ao sol (não sombreada).

O valor máximo de K_r é 1 e acontece durante e logo após uma chuva ou irrigação. A evaporação da água do solo é determinada somente pela energia disponível para a evaporação. De acordo com a secagem do solo, K_r vai assumindo valores menores até que não reste mais água disponível para a evaporação na camada superficial do solo. Na Figura 2.11 pode-se ver esse comportamento, onde o eixo x superior representa a umidade do solo e o eixo x inferior, as respectivas lâminas de água.

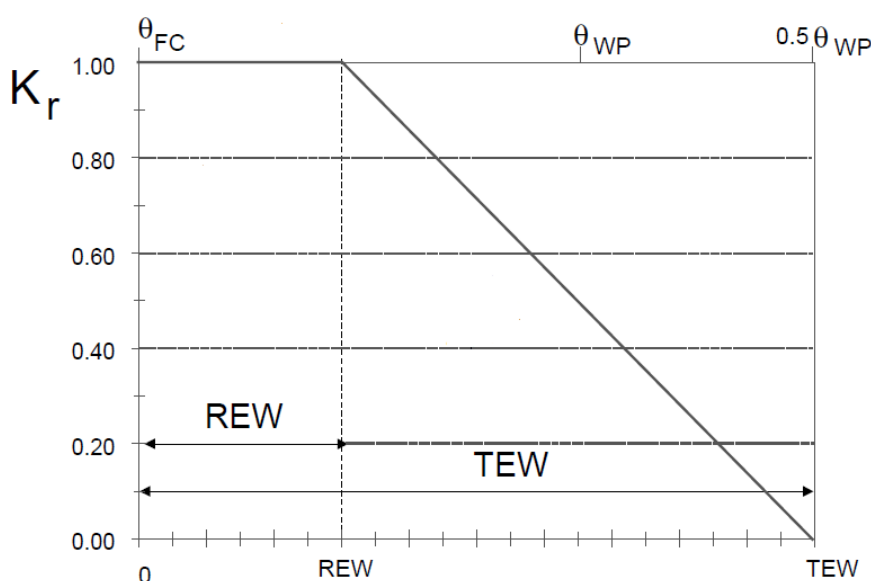


Figura 2.11 Coeficiente de redução da evaporação K_r em função do teor de água
Fonte: Allen et al. (1998), modificado pelo autor

Para o cálculo da fase decrescente do Kr, é necessário se ter as quantidades da água totalmente evaporável e da água prontamente evaporável (TEW e REW, respectivamente). Como o Kr reduz linearmente, a equação apresentada para seu cálculo é (ALLEN et al., 1998):

$$Kr = \frac{TEW - De_{i-1}}{TEW - REW} \quad (22)$$

em que De_{i-1} é a quantidade de água depletada abaixo da camada superficial do solo no fim do dia anterior.

O $K_{C_{max}}$ representa o limite máximo da evaporação e da transpiração para qualquer superfície vegetada. Assume valores entre 1,05 e 1,30 e é calculada através da seguinte equação:

$$K_{C_{max}} = \max \left(\left\{ 1,1 + [0,04(u_2 - 2) - 0,004(UR_{min} - 45)] \left(\frac{h}{3} \right)^{0,3} \right\}, K_{cb} + 0,05 \right) \quad (23)$$

A equação (23) assegura que o valor do $K_{C_{max}}$ será sempre igual ou maior que $K_{cb} + 0,05$, sugerindo que, após um evento de molhamento, o valor do $K_{C_{max}}$ será, no mínimo, acrescido de 0,05, mesmo durante períodos de cobertura completa da cultura.

A evaporação do solo, segundo Raes et al. (2011), pode ser estimada com uma abordagem diferente no que diz respeito a área coberta pela cultura. Já que a equação (20) ajusta o fator de cobertura para efeitos micro advectivos, $1 - fc^*$ representaria a parte descoberta do solo, sujeita apenas à evaporação:

$$E = Kr (1 - fc^*) K_{e_x} E_{To} \quad (24)$$

onde K_{e_x} é o coeficiente de evaporação máxima do solo. O valor desse coeficiente pode mudar de acordo com algumas características como cobertura com mulch ou irrigações parciais. Allen et al., (2005) propuseram alterações no cálculo do K_e e K_r considerando uma situação em que o solo é molhado somente por chuva e outra quando o solo é molhado por chuva e irrigação.

Existem na literatura alguns softwares que estimam os coeficientes de cultivo seguindo a metodologia proposta por Allen et al. (1998). Bezerra (2009) desenvolveu um software de

estimativa da evapotranspiração de referência e dos coeficientes de cultura single e dual, denominado SEEVA (software de estimativa da evapotranspiração).

2.4.2 Sistema radicular

A eficiência do sistema radicular é outro fator que dita a capacidade de extração de água pelas plantas. A extensão do sistema radicular, em profundidade e em largura, e os teores de água presentes no solo aumentam ou diminuem essa eficiência, assim como a densidade do sistema radicular que, com o seu aumento, gera uma maior superfície de contato contribuindo para uma maior eficiência de utilização da água por camada de solo.

Fatores ligados às características do solo como barreiras mecânicas que impedem o crescimento radicular e períodos de extremos hídricos do solo, como teores de água próximos à saturação que prejudicam a aeração do solo e períodos secos que provocam falta de água, alteram a extração de água pelas plantas.

A taxa com que a planta retira água do solo, embora seja influenciada pelas condições externas, só se processa proporcionalmente à disponibilidade de água no solo capaz de atender às exigências da planta. Feddes et al. (1976), propuseram um modelo de extração de água pelas raízes utilizando uma função de extração dependente do teor de água no solo. Posteriormente, Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) realizaram modificações no modelo para altas e baixas demandas transpirativas. É mostrado na Figura 2.12, os valores do coeficiente de redução da transpiração (α) em função do potencial matricial de água no solo.

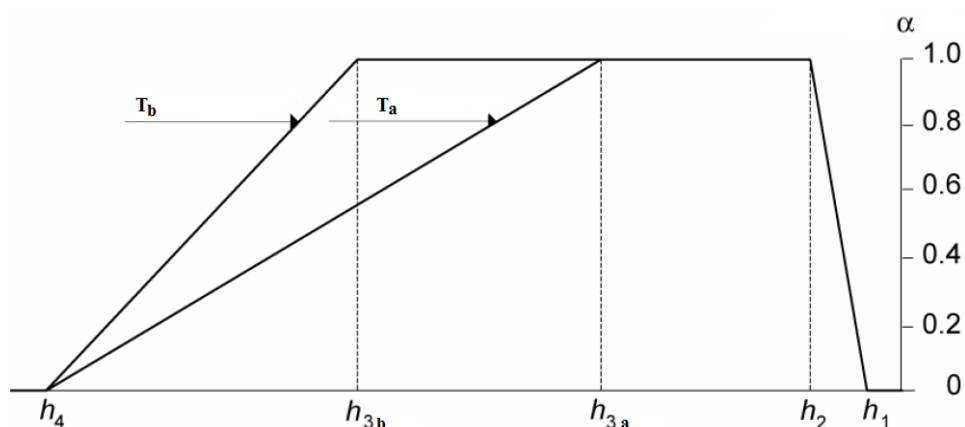


Figura 2.12 Coeficiente de redução da transpiração em função do potencial matricial
Fonte: Feddes, Kowalik e Zaradny, 1978

Sob condições ótimas de umidade do solo (entre h_2 e h_3), α é igual a 1 e a extração acontece em seu potencial. Em condições de estresse, ou por excesso (entre h_1 e h_2) ou por falta de água (entre h_3 e h_4), o valor de α decresce linearmente. O potencial matricial h_1 geralmente se encontra entre a capacidade de campo e a saturação e é aquela que em que há uma deficiência total de oxigênio no solo. Experimentos feitos com trigo por Yang e De Jong (1971) e Ehlers (1976) mostram que esse valor pode se aproximar de zero (saturação) em solos arenosos. Considera-se o potencial matricial h_4 sendo igual ao ponto de murcha permanente sendo que, abaixo dela, não ocorre extração de água. Na secagem, o valor de h_3 é o potencial matricial do solo onde começa a ocorrer o fechamento dos estômatos e, conseqüentemente, a redução da extração. Devido à própria definição, h_3 varia com as condições atmosféricas e em condições de baixa demanda, o valor do potencial matricial que o representa é menor quando se comparado com o valor do potencial matricial em condições de alta demanda atmosférica. Ou seja, para uma alta transpiração potencial (alta demanda atmosférica), T_a , a redução da extração de água ocorre num baixo potencial matricial (menor conteúdo de água), h_{3a} , e em condições de baixa transpiração, T_b , a redução da extração de água ocorre num alto potencial matricial (maior conteúdo de água), h_{3b} .

Li et al. (2006) propuseram uma equação empírica para estimar o coeficiente de redução da evaporação (α) que apresenta um decréscimo não linear da extração da saturação à capacidade de campo (Figura 2.14), através da seguinte equação:

$$\alpha(h) = \frac{1}{1 + e^{(12,254\{0,504 - [\theta(h_0) - \theta(h)] / [\theta(h_0) - \theta(h_{fc})]\})}} \quad (25)$$

onde $[\theta(h_0) - \theta(h)] / [\theta(h_0) - \theta(h_{fc})]$ é o teor de água no solo em que 0 representa a saturação e 1 a capacidade de campo. A equação (25), representada pela Figura 2.13 mostra que quando o teor de água está perto da capacidade de campo ($> 0,7$), α é maior que 0,9 e próximo a 1 (quando a extração ocorre em sua forma potencial), mas quando assume valores mais próximos à saturação ($< 0,3$), α é próximo a zero. Então, a redução mais drástica (a maiores taxas) de α ocorre entre 0,7 e 0,3 devido ao acréscimo da deficiência de oxigênio.

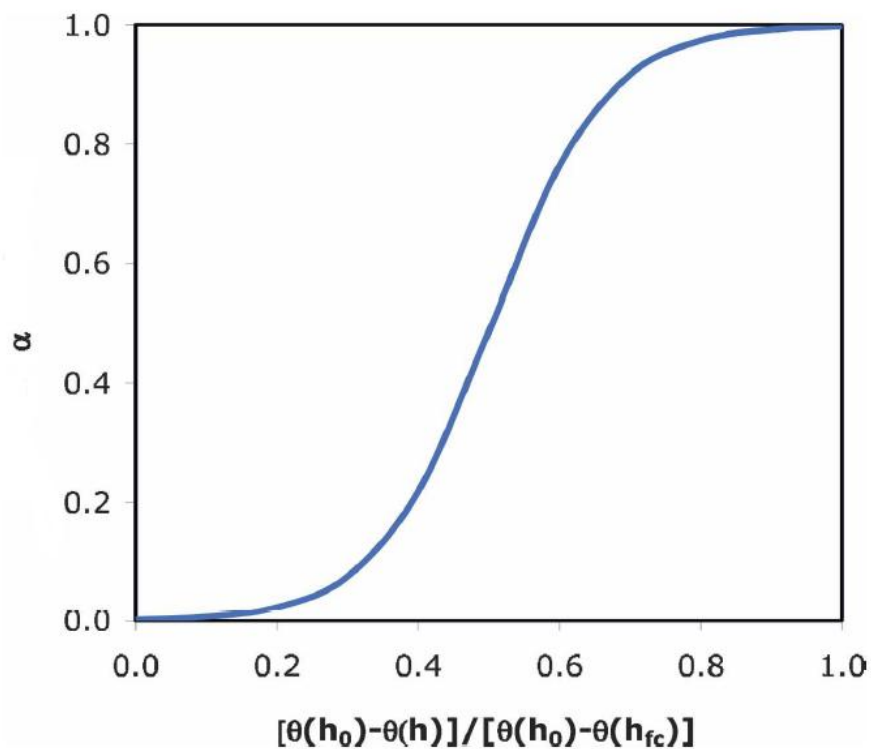


Figura 2.13 Comportamento não linear de α entre a saturação e a capacidade de campo
 Fonte: Li et al. (2006), modificado pelo autor

2.5 MÉTODO DOS VOLUMES FINITOS

Os métodos numéricos tradicionais para a solução numérica de equações diferenciais são os métodos de diferenças finitas, volumes finitos e de elementos finitos. Os métodos das diferenças finitas e dos elementos finitos trabalham com pontos da malha, enquanto o método dos volumes finitos (MVF), que é uma evolução do método das diferenças finitas, trabalha com volumes de controle. De acordo com Maliska (2004), o método das diferenças finitas realiza simplesmente a substituição do operador diferencial pelo seu correspondente numérico não sendo conservativo em nível discreto, enquanto o MVF realiza um balanço de conservação da propriedade para cada volume elementar.

Ao utilizar o MVF, o domínio que se pretende estudar é subdividido numa série de volumes de controle de dimensões finitas de forma arbitrária. Dessa forma, as leis que regem os processos que se pretende simular são aplicadas diretamente sobre os volumes de controle. Estes volumes de controle ou células são representados por pontos situados no centro do volume de controle, denominados de pontos nodais ou simplesmente nós.

No MVF, a variável em estudo não aparece como um valor num ponto no interior do domínio, mas como um valor médio no interior do volume de controle. Permite também a introdução natural de condições de contorno, podendo-se definir inicialmente os nós e construir volumes de controle em sua volta, de forma que as faces do volume de controle estejam equidistantes dos nós.

Segundo Neves, Chambel-Leitão e Leitão (2000), o uso desta metodologia origina modelos de cálculo rápidos e simplifica a definição da malha de cálculo e a visualização dos resultados. Diferentemente de outros métodos, ele se fundamenta em uma abordagem física do problema representado pela equação diferencial parcial. O seu desenvolvimento está intrinsicamente ligado ao conceito de fluxo entre regiões, ou volumes adjacentes, onde o fluxo de uma grandeza, como massa ou energia, é a quantidade dessa grandeza que atravessa a área de uma fronteira por unidade de tempo. Sobre essas fronteiras, obtêm-se as diferenças entre os fluxos que entram e os que saem do volume de controle, não apresentando assim, problemas de instabilidade ou convergência, por garantir que, em cada volume discretizado, a propriedade em questão (por exemplo, a massa) obedece à lei da conservação.

Assumindo perfis para a variação das variáveis entre pontos nodais, obtêm-se as equações discretizadas. Assim, as equações discretizadas expressam o princípio de conservação da mesma forma que a equação diferencial faz para volumes infinitesimais, garantindo desta forma a conservação integral das grandezas envolvidas. O princípio de conservação de massa é, então, válido para qualquer volume de controle como também para o domínio computacional inteiro e para qualquer número de volumes de controle.

O MVF pode ser usado tanto na transferência de fluxos difusivos como advectivos. O modelo MOHID, descrito em Neves, Chambel-Leitão e Leitão (2000), é um exemplo de solução que usa o MVF como base para discretização espacial e temporal da equação de Richards, resolvendo-a por processos iterativos simples. Em Oliveira e Lima (2003), o MVF foi usado para simular numericamente problemas unidimensionais não lineares de infiltração de água para solos homogêneos não saturados, demonstrando ao final que o esquema utilizado foi satisfatório. Também em Campos (2007), encontra-se uma aplicação do MVF para simular um modelo de infiltração de água e soluto em solo não saturado, mostrando a diversidade de problemas em que o método pode ser utilizado.

2.6 MODELOS DE EXTRAÇÃO EXISTENTES

O início da modelagem de extração de água pelas plantas baseava-se numa analogia com a lei de Ohm (VAN DEN HONERT, 1948) e com o conceito de SPAC (continuum solo-planta-atmosfera) (PHILIP, 1966). Considerava-se que o fluxo de água ao longo do SPAC é proporcional a uma diferença de potencial e inversamente proporcional a uma resistência.

Outros modelos, desenvolvidos posteriormente, limitavam-se a igualar a extração radicular à transpiração, não considerando o fluxo de água do solo até a planta. Não mais utilizando uma analogia elétrica, torna-se necessário conhecer a transpiração potencial, a evaporação do solo e avaliar até que ponto as condições hídricas do solo os limitam.

Gardner (1960) realizou um estudo detalhado para a quantificação da extração radicular em que considerava um fluxo radial para uma raiz singular de comprimento infinito e raio e capacidade de absorção uniformes. Molz et al. (1968) e Hillel, van Beek e Talpaz (1975) retomaram essa aproximação em estudos posteriores.

Alguns autores propuseram soluções mais simples para distribuir a extração radicular, devido à dificuldade de se obter informações acerca deste sistema, causada por fatores como complexa geometria, variável no espaço e no tempo e condicionada pelas condições físicas e químicas do solo, e por fatores de ordem fisiológica. Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) consideraram a capacidade de extração pelas raízes uniforme em toda a zona radicular. Radcliffe et al. (1980) admitem que a extração se dá preferencialmente onde a água está menos fortemente retida no solo. Já Hoogland, Feddes e Belmans (1981) consideraram que a extração diminui linearmente com a profundidade. Berger (1994) e Tabuada e Berger (1998) propuseram a extração radicular considerando o desenvolvimento máximo das raízes e a sua área explorada sendo representada por um cone truncado e utilizando diferenças finitas, baseado na aproximação feita por Hoogland, Feddes e Belmans (1981).

A simulação de extração de água pelas plantas pode ser dividida numa escala microscópica (modelos de raiz singular, ou “single root model”) (GARDNER, 1960; MOLZ et al., 1968; HILLEL; VAN BEEK; TALPAZ, 1975) ou macroscópica (modelo de extração distribuída, ou “distributed sink”) (HILLEL; TALPAZ; VAN KEULEN, 1976; PETRIE et al., 1992; GREEN; KIRKHAM; CLOTHIER, 2006).

2.6.1 Modelos macroscópicos

Em escala macroscópica, a absorção de água é representada por um termo (S) na equação de Richards (FEDDES et al., 1976). Reduções na absorção de água devido a estresse hídrico e salino são incorporadas como funções lineares ou não-lineares (VAN GENUCHTEN, 1987; HOPMANS; GUTTIÈREZ-RAVÉ, 1988). A absorção de água pelas raízes está fortemente relacionada à densidade de comprimento de raízes, podendo-se obter a densidade de massa de raízes e fazer uma relação entre as duas densidades no espaço e no tempo. O modelo em escala macroscópica pode ser incorporado em modelos numéricos do continuum solo-planta-atmosfera, como SWAP (KROES; VAN DAM, 2003) e HYDRUS (SIMUNEK; VAN GENUCHTEN; SEJNA, 2006; SIMUNEK; SEJNA; VAN GENUCHTEN, 2007; SEJNA; SIMUNEK; VAN GENUCHTEN, 2011).

A vantagem de uma aproximação macroscópica é que ela não requer uma visualização completa do processo físico da extração de água pelas raízes, eliminando a necessidade de complicadas medições de parâmetros de solo e planta. Entretanto, é necessário se fazer calibrações para diferentes sistemas solo-planta.

Um modelo macroscópico bem conhecido é o de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978). Embora este modelo seja bastante útil, existem algumas deficiências graves para aplicações específicas. Por exemplo, o modelo não considera uma compensação da extração radicular quando ocorre um estresse por falta de oxigênio em parte da zona de raiz e os coeficientes da função de redução empírica requer calibração para combinações específicas de planta-solo-clima (DE WILLIGEN et al., 2011).

Vrugt, Hopmans e Simunek (2001) desenvolveram um modelo baseado em um modelo exponencial de Raats (1974) em que a extração de água pode ser estimada em uma, duas ou três dimensões. Ela leva em consideração a transpiração potencial e a extração ocorre de acordo com uma função de distribuição de extração. O modelo de extração, para uma dimensão, é mostrado abaixo:

$$S_m(z) = \frac{\beta(z)T_{\text{pot}}}{\int_{z=0}^{z=z_m} \beta(z)dz} \quad (26)$$

e a função de distribuição de extração:

$$\beta(Z) = \left[1 - \frac{Z}{Z_m}\right] e^{\left[-\frac{p_z}{Z_m} |Z^* - Z|\right]} \quad (27)$$

onde T_{pot} é a transpiração potencial, z é a profundidade do solo, z_m é a profundidade máxima do sistema radicular e z^* e p_z são parâmetros do modelo.

Alterando-se os valores de z^* e p_z , pode-se obter vários tipos de distribuição de extração, conforme mostrado na Figura 2.14.

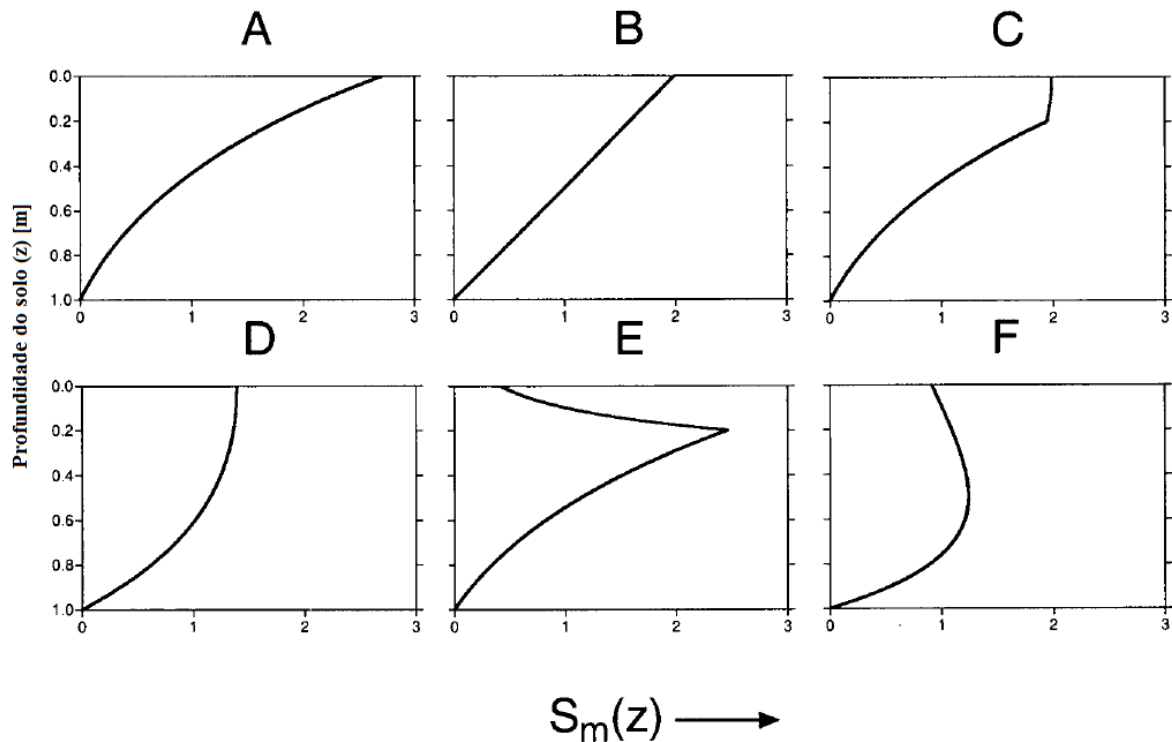


Figura 2.14 Diferentes tipos de distribuição de extração de água pelas raízes, segundo o modelo de Vrugt, Hopmans e Simunek (2001)

Fonte: Vrugt, Hopmans e Simunek (2001), modificado pelo autor

2.6.2 Modelos microscópicos

Na escala microscópica a absorção de água pelas raízes é representada por um fluxo através da interface solo-raiz, descrevendo o fluxo de água do solo para a planta através da equação de Richards, com suas devidas condições iniciais e de fronteira. O modelo microscópico envolve características como a geometria da raiz e do solo, o fluxo capilar da água do solo até as raízes da planta, a taxa de suprimento de água no solo e a demanda de água das raízes. Geralmente, em um certo tempo crítico, a absorção passará a ser dependente do suprimento de água do solo ao invés da demanda planta-atmosfera.

De Willigen e van Noordwijk (1991) propuseram um modelo em que o fluxo de água do solo até as raízes consistem de dois componentes: um fluxo do solo até a superfície da raiz, e outro da superfície da raiz até a raiz. Dessa forma, o modelo não leva em conta apenas as propriedades do solo, mas também propriedades da planta como condutância radial e condutância da planta. A transpiração é função do potencial de água na folha.

De Jong van Lier et al. (2008) desenvolveram um modelo que foi incorporado no SWAP, porém numa escala microscópica, sendo chamado de SWAP-micro. Foi considerada uma raiz singular confinada num cilindro de solo. O modelo tem a capacidade de realizar compensações na taxa de extração quando certa parte da raiz é submetida a estresse hídrico. O SWAP-micro não leva em consideração os gradientes hidráulicos dentro sistema radicular, mas assume um potencial matricial constante na interface solo-raiz, sendo o valor mínimo o do ponto de murcha permanente.

O modelo RSWMS (JAVAUX et al., 2008) une a equação de Richards, para resolver a equação de fluxo de água no solo, com a equação de Doussan (DOUSSAN; VERCAMBRE; PAGÈS, 1997) que resolve, explicitamente, o fluxo de água num sistema radicular tridimensional, através de voxels (um elemento volumétrico numa malha tridimensional). Dessa forma, o modelo estima a distribuição de extração em três dimensões baseado na diferença de potencial hidráulico em cada nó de raiz e seu respectivo voxel.

Uma revisão sobre alguns modelos de extração de água pelas raízes pode ser encontrado em Feddes e Raats (2004) e em De Willigen et al. (2011).

2.7 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DE MODELOS

Um modelo não pode ser validado de forma a ser provado que seus resultados sejam verdadeiros. Pode-se afirmar que um modelo que sofreu uma série de testes apresenta consistência e é capaz de explicar ou predizer o fenômeno de uma forma convincente. A análise de sensibilidade pode avaliar o comportamento do modelo em relação a variação de suas variáveis de entrada e verificar quais dessas variáveis geram uma maior influência nos resultados (SALTELLI, 2006).

3 METODOLOGIA

A modelagem do movimento de água no solo utilizada neste trabalho foi desenvolvida e validada por Souza (2009). A metodologia pode ser encontrada, mais detalhadamente, em seu trabalho, de forma que, neste trabalho, será abordado de forma reduzida, porém não incompleta, a metodologia da modelagem do movimento de água no solo utilizada. Foram adicionadas ao modelo proposto por Souza (2009), perdas por evaporação e transpiração, que foi o principal objeto de estudo e será descrito e analisado mais à frente.

3.1 DESENVOLVIMENTO DO MODELO

A modelagem do movimento da água no solo aplicada através de um gotejador situado na superfície de um solo não saturado foi realizada através da resolução da equação de escoamento de água em meio poroso, que depende de características intrínsecas ao solo e possibilita a realização de simulações deste fenômeno. Quando se simula somente o movimento da água aplicada ao solo, não existe perda de massa, só o seu deslocamento. A inclusão de perdas por evaporação e transpiração inclui um termo adicional na equação de escoamento, e é mais um fator de influência na movimentação da água no solo.

O domínio de estudo será a região onde se encontra o bulbo molhado e as raízes da planta, que apresenta dimensões relativamente pequenas. Optou-se por utilizar o método dos volumes finitos (MVF) aplicado sobre uma malha de volumes inteiros ao longo de todo o domínio, ou seja, é a própria malha escolhida que definirá os volumes de controle. A adoção do procedimento de volumes inteiros facilita a generalização do cálculo quando todos os volumes tiverem as mesmas características, garantindo a conservação para todo o domínio mesmo diante das condições de contorno.

Para a determinação dos parâmetros de fluxo de água nas faces de um volume de controle, durante um intervalo de tempo qualquer, utilizou-se uma formulação explícita em que os valores dos parâmetros são calculados no início, para todos os volumes de controle. Dessa forma, todas as umidades das células vizinhas ao volume de controle considerado são avaliadas no instante anterior e, portanto, já são conhecidas. É então possível explicitar a incógnita da equação em função destas células vizinhas, todas com umidades conhecidas, e

por fim, têm-se uma equação para cada célula. Vale lembrar que para cada uma dessas equações, as umidades das células vizinhas são sempre do tempo anterior.

Essa formulação explícita origina um conjunto de equações algébricas que podem ser resolvidas uma a uma, obtendo-se a umidade em cada ponto do domínio para o novo nível de tempo. Maliska (2004) denomina este esquema de conjunto de equações e não de sistema de equações, pelo fato das equações não serem acopladas, não havendo a necessidade da resolução de sistemas lineares, como acontece nas formulações implícitas.

Discretizou-se, então, a equação de Richards, e para cada volume de controle pertencente ao domínio definido ela foi resolvida, obtendo-se, a cada tempo, uma matriz de umidade de forma que as mudanças dos valores dessa matriz correspondem ao próprio movimento de água no solo ao longo do tempo.

3.2 DEFINIÇÃO DO DOMÍNIO

O domínio D foi discretizado em volumes de controle com a forma de pequenos cubos, formando uma malha de elementos contíguos, denominados aqui de células. Cada célula é representada por um nó, definido no centróide do volume de controle. Na Figura 3.1 é apresentado um esquema da definição do domínio e sua discretização em células.

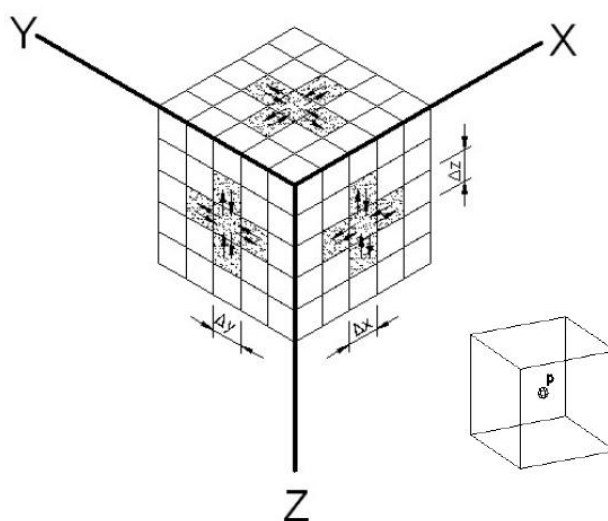


Figura 3.1 Esquema do domínio dividido em volumes de controle; à direita, o ponto P localizado no centróide de cada volume de controle

Fonte: Souza (2009)

A posição do emissor de água e do tronco da planta coincide com a origem dos eixos cartesianos X, Y e Z. O eixo Z, perpendicular à superfície do solo, tem direção tomada como positiva no sentido do aumento da profundidade. Os eixos X e Y, posicionados na superfície do solo, representam o comprimento e a largura do domínio, respectivamente. Para se reduzir o tempo computacional, o domínio foi reduzido a um quarto do volume total, não trazendo isto nenhum prejuízo à interpretação dos resultados se considerarmos que há uma simetria de distribuição das umidades, de extração de água pelas raízes e de evaporação em relação aos demais quadrantes do domínio.

Cada volume de controle tem comprimento, largura e altura definidos por Δx , Δy e Δz , respectivamente, obtendo-se uma quantidade fixa de elementos em cada direção. Tem-se, dessa forma, uma matriz de $M \times N \times P$ elementos, onde M, N e P representam a quantidade de elementos nas direções X, Y e Z, respectivamente. O ponto P (Figura 3.1) representa o centróide de cada volume, sendo representativo da umidade em toda a célula.

3.3 DISCRETIZAÇÃO DO DOMÍNIO

O domínio discretizado, como mostrado na Figura 3.1, é representado por um conjunto de nós que formam a malha do modelo. As dimensões do volume de controle são representados por Δx , Δy e Δz e a posição de uma célula é dada por uma sequência de índices i, j, k, relativos às direções X, Y e Z, respectivamente. Dessa forma, $\theta_{i,j,k}$, por exemplo, é a umidade de um nó genérico i, j, k onde

$$i=\{0, 1, 2, ..., M-1\} \quad (28)$$

$$j=\{0, 1, 2, ..., N-1\} \quad (29)$$

$$k=\{0, 1, 2, ..., P-1\} \quad (30)$$

e M, N e P representam o número total de células nas respectivas direções (Figura 3.2).

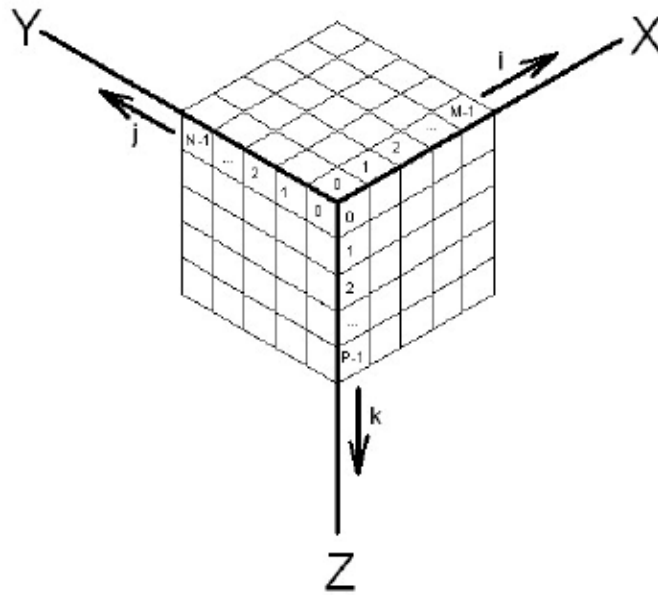


Figura 3.2 Distribuição dos índices i , j , k nas direções dos eixos X , Y e Z , respectivamente
Fonte: Souza (2009)

O fluxo de água acontece entre uma célula do domínio e as suas vizinhas. As condições de contorno, que serão abordadas mais adiante, são responsáveis pelo fluxo nulo nas células localizadas nas bordas do domínio, ou seja, as últimas células nas direções X , Y e Z , para quando não houver células vizinhas nessas direções. O tempo também necessitou ser discretizado em intervalos convenientes de forma a se adequar à discretização da equação de escoamento. Como o incremento do tempo é fixo e definido no início da simulação, ele deve ser adequado à vazão do gotejador e às dimensões das células, de modo que em um intervalo de tempo a célula tenha capacidade de suportar aquela determinada vazão.

3.4 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA

A equação de Richards, considerando o solo um meio poroso, estável e isotrópico, tem a seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(\theta) \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (31)$$

Dada a discretização do domínio em volumes de controle de coordenadas (i, j, k), a equação (31) se torna:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = K_{MED_x}(\theta) \frac{\Delta(\Delta H_x)}{(\Delta x)^2} + K_{MED_y}(\theta) \frac{\Delta(\Delta H_y)}{(\Delta y)^2} + K_{MED_z}(\theta) \frac{\Delta(\Delta H_z)}{(\Delta z)^2} \quad (32)$$

em que K_{MED_x} , K_{MED_y} , K_{MED_z} , são as condutividades são as condutividades hidráulicas médias entre células adjacentes nas direções X, Y e Z, respectivamente. Sua forma de cálculo será apresentada mais adiante.

Adicionando o termo de extração de água à equação (32), tem-se a seguinte equação:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \left[K_{MED_x}(\theta) \frac{\Delta(\Delta H_x)}{(\Delta x)^2} + K_{MED_y}(\theta) \frac{\Delta(\Delta H_y)}{(\Delta y)^2} + K_{MED_z}(\theta) \frac{\Delta(\Delta H_z)}{(\Delta z)^2} \right] - S_{(x,y,z,t)} \quad (33)$$

em que S é um termo que representa uma saída de água por evaporação ou transpiração que varia em função do tempo e do espaço, conforme a equação:

$$S = E_{(x,y,t)} + T_{(x,y,z,t)} \quad (34)$$

Devido à evaporação só ocorrer na primeira camada de células (quando $k = 0$), ela só varia em função do tempo e nas dimensões x e y, não na profundidade (z). A transpiração (T) varia em função do tempo e nas três dimensões do espaço, considerando o papel fundamental das raízes nesse processo.

3.5 CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO

Como condição inicial optou-se por considerar duas situações para o perfil hídrico inicial. Na primeira, o solo apresenta umidade volumétrica ou potencial matricial constante ao longo de todo o domínio. Na outra condição, o perfil hídrico inicial é resultante de uma irrigação anterior, após as fases de infiltração e redistribuição. Neste caso, cada célula do domínio tem seu próprio valor de umidade, aproximando o perfil de solo de uma situação

mais realista. Dessa forma, é possível realizar simulações de irrigações consecutivas, com frequências de irrigação variáveis.

Para a primeira situação, tem-se:

$$\theta_{(i,j,k)} = \theta_0; \quad t = 0; \quad 0 \leq i \leq M - 1; \quad 0 \leq j \leq N - 1; \quad 0 \leq k \leq P - 1 \quad (35)$$

Para a segunda situação, tem-se:

$$\theta_{(i,j,k)} = \theta_{0(i,j,k)}; \quad t > 0; \quad 0 \leq i \leq M - 1; \quad 0 \leq j \leq N - 1; \quad 0 \leq k \leq P - 1 \quad (36)$$

onde θ_0 é a umidade inicial do solo em cada célula. O tempo t com valor superior a zero, na equação (36), indica que a umidade inicial é proveniente de uma irrigação anterior e, portanto, não deve ser tratado, para fins práticos, como o instante inicial.

Em relação às condições de contorno, o domínio é um prisma retangular de seis faces, os quais constituem as suas fronteiras, conforme apresentado na Figura 3.3. Considerou-se, dessa forma, um sistema de coordenadas cartesianas no qual foram estabelecidas as direções de fluxo X, Y e Z.

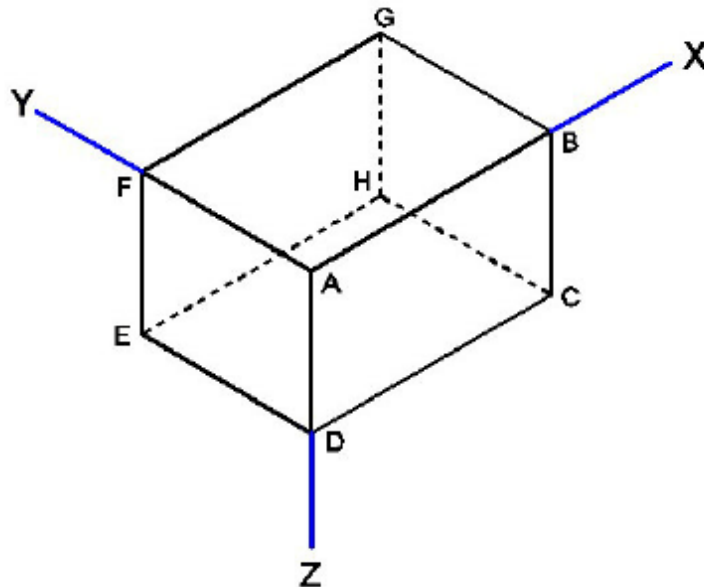


Figura 3.3 Prisma retangular mostrando as fronteiras do domínio reduzido, considerando-se o gotejador posicionado no ponto A

Fonte: Souza (2009)

As seguintes condições de contorno foram adotadas:

a) Fronteira ABCD

Por se tratar de uma fronteira do domínio onde suas células vizinhas no sentido negativo do eixo Y pertencem a um dos quadrantes do volume de solo total, dada a simetria, estabelece-se, então, uma condição de fluxo nulo.

$$q_{y-} = K_{MED_y} \frac{\Delta H_y}{\Delta y} = 0; \quad t \geq 0; \quad 0 \leq i \leq M-1; \quad j = 0; \quad 0 \leq k \leq P-1 \quad (37)$$

onde q_{y-} é o fluxo de água no sentido negativo do eixo Y.

b) Fronteira ADEF

Condição semelhante à anterior, onde as células vizinhas no sentido negativo do eixo X pertencem a um dos quadrantes do volume de solo total, estabelecendo-se, também, uma condição de fluxo nulo.

$$q_{x-} = K_{MED_x} \frac{\Delta H_x}{\Delta x} = 0; \quad t \geq 0; \quad i = 0; \quad 0 \leq j \leq N-1; \quad 0 \leq k \leq P-1 \quad (38)$$

onde q_{x-} é o fluxo de água no sentido negativo do eixo X.

c) Fronteira EFGH

Considerando que as dimensões do domínio são definidas de tal forma que a frente de umedecimento não atinja esta fronteira, temos aqui, também, uma condição de fluxo nulo.

$$q_{y+} = K_{MED_y} \frac{\Delta H_y}{\Delta y} = 0; \quad t \geq 0; \quad 0 \leq i \leq M-1; \quad j = N-1; \quad 0 \leq k \leq P-1 \quad (39)$$

onde q_{y+} é o fluxo de água no sentido positivo do eixo Y.

d) Fronteira BCHG

Condição semelhante à anterior, resultando, novamente, em uma condição de fluxo nulo.

$$q_{x+} = K_{MED\ x} \frac{\Delta H_x}{\Delta x} = 0; \quad t \geq 0; \quad i = M-1; \quad 0 \leq j \leq N-1; \quad 0 \leq k \leq P-1 \quad (40)$$

onde q_{x+} é o fluxo de água no sentido positivo do eixo X.

e) Fronteira CDEH

Condição semelhante à anterior, resultando, novamente, em uma condição de fluxo nulo.

$$q_{z+} = K_{MED\ z} \frac{\Delta H_z}{\Delta z} = 0; \quad t \geq 0; \quad 0 \leq i \leq M-1; \quad 0 \leq j \leq N-1; \quad k = P-1 \quad (41)$$

onde q_{z+} é o fluxo de água no sentido positivo do eixo Z

f) Fronteira AFGB

Nesta fronteira, tem-se duas situações que ocorrem em momentos distintos: a infiltração de água e a redistribuição. Ao término da fase de infiltração, ou seja, durante a redistribuição, considerando não haver acúmulo de água na superfície do solo e desprezando o efeito evaporativo, tem-se, então, uma condição de fluxo nulo. O efeito da evaporação, que será abordado mais adiante, será considerado utilizando outra metodologia.

$$q_{z-} = K_{MED\ z} \frac{\Delta H_z}{\Delta z} = 0; \quad t \geq 0; \quad 0 \leq i \leq M-1; \quad 0 \leq j \leq N-1; \quad k = 0 \quad (42)$$

onde q_{z-} é o fluxo de água no sentido negativo do eixo Z

Toda a água fornecida pelo gotejador entra no domínio em uma só parte, que é a célula $i=0, j=0$ e $k=0$. A água se distribui às células vizinhas, que por sua vez distribuem para as suas células vizinhas e assim por diante. Com o passar do tempo, num determinado momento a célula $i=0, j=0$ e $k=0$ alcança a condição de saturação significando que no instante, ou tempo,

imediatamente posterior, uma lâmina de água irá se formar sobre ela. É o início da formação da zona de empoçamento, ou charco, ou disco molhado. As células vizinhas também vão atingindo a saturação com o passar do tempo e a zona de empoçamento vai aumentando de tamanho até estabilizar, quando a taxa de infiltração multiplicada pela área empoçada for igual à vazão do gotejador.

A infiltração de água nessa fronteira acontece pelo disco saturado, formando-se em sua volta uma região denominada de área superficial molhada, conforme apresentado por Souza et al. (2001). Portanto, durante a infiltração e fora da área superficial molhada, temos uma condição semelhante à que se dá na fase de redistribuição, apresentada anteriormente pela equação (42).

Na zona saturada, tem-se a seguinte condição:

$$\theta_{(i,j,k)} = \theta_s; t > 0; 0 \leq i \leq R_{sat}; 0 \leq j \leq R_{sat}; k = 0 \quad (43)$$

onde θ_s é a umidade volumétrica do solo no estado de saturação e R_{sat} é o raio do disco saturado no intervalo de tempo considerado, tendo em vista que a área saturada é crescente até o momento da sua estabilização.

Para determinar a vazão que infiltra no solo através do disco saturado, recorreu-se à forma usada por Ragab, Feyen e Hillel (1984), que permite calcular o gradiente hidráulico à superfície do solo, conhecendo-se o potencial matricial no primeiro e segundo níveis de células do domínio considerado:

$$Q_{sat} = K_s \left(\frac{h_{i,j,1} - h_{i,j,0}}{\Delta z} + 1 \right) \Delta x \Delta y \quad (44)$$

onde Q_{sat} é a vazão que infiltra no solo através de cada célula do disco saturado; K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado; $h_{i,j,0}$ e $h_{i,j,1}$ são os potenciais matriciais das células localizadas, respectivamente, à superfície e imediatamente abaixo dela. Compreende-se que, à medida que estas células tendem à saturação, o gradiente torna-se nulo e, portanto, o fluxo e Q_{sat} tendem a um valor mínimo e estável até o final da infiltração.

A vazão que infiltra no solo por toda a zona saturada é dada por:

$$Q_{DS} = Q_{sat} N_{sat} \quad (45)$$

onde Q_{DS} é a vazão que infiltra no solo através do disco saturado; N_{sat} é o número de células saturadas à superfície do solo.

Até a estabilização do disco saturado, e dada a discretização do domínio, pode acontecer, no entanto, que nem toda a água se infiltre através da zona saturada, ocorrendo que parte da vazão lançada pelo gotejador venha a infiltrar-se na área superficial molhada. Assim, tem-se:

$$Q_{ASM} = \frac{1}{4} Q_e - Q_{DS} \quad (46)$$

onde Q_{ASM} é a vazão infiltrada através da área superficial molhada e Q_e é a vazão do emissor. A redução da vazão do gotejador a um quarto da vazão total deve-se ao fato do domínio estar limitado a um único quadrante do volume de solo total. Uma consideração semelhante foi usada por Brandt et al. (1971).

Com base no número de células saturadas à superfície do solo, contadas numa determinada direção a partir do ponto $i=0, j=0, k=0$, montou-se um esquema de cálculo com vistas a determinar o valor aproximado do raio saturado e o respectivo tempo de sua estabilização, bem como os raios e tempos intermediários relativos à sua evolução espacial. A precisão destes resultados está condicionada às dimensões das células adotadas na simulação.

3.6 EQUAÇÕES DO MOVIMENTO DE ÁGUA

Será utilizada uma abordagem breve nas equações do movimento de água, já que essa modelagem foi feita por Souza (2009) e este trabalho o toma como base para modelar as perdas por evaporação e transpiração do domínio em estudo.

A vazão entre células é dada pela equação:

$$Q = K_{MED}(\theta) \frac{\Delta H}{\Delta L} A \quad (47)$$

onde Q é a vazão entre duas células vizinhas; $K_{MED}(\theta)$ é a condutividade hidráulica média entre as duas células consideradas; ΔH é a variação de potencial total entre as duas células

consideradas; ΔL é a distância entre os nós das duas células; e A é a área disponível ao fluxo entre as células.

A condutividade hidráulica $K(\theta)$ é determinada usando o modelo de van Genuchten (1980):

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\lambda \right]^m \right\}^2 \quad (48)$$

Optou-se por escolher uma média ponderada ou uma média aritmética no cálculo da condutividade hidráulica média ($K_{MED}(\theta)$) entre duas células vizinhas. No caso da média ponderada, o fator de ponderação é a própria umidade da célula.

Para a média aritmética:

$$K_{i+1,j,k}^{i,j,k} = \frac{K_{i,j,k} + K_{i+1,j,k}}{2} \quad (49)$$

Para a média ponderada:

$$K_{i+1,j,k}^{i,j,k} = \frac{K_{i,j,k} \theta_{i,j,k} + K_{i+1,j,k} \theta_{i+1,j,k}}{\theta_{i,j,k} + \theta_{i+1,j,k}} \quad (50)$$

Nas equações (55) e (56) considerou-se uma célula genérica de coordenadas i, j, k e sua vizinha $i+1, j, k$. Como uma célula pode apresentar até seis células vizinhas, o mesmo cálculo é feito para as células $i-1, j, k$; $i, j+1, k$; $i, j-1, k$; $i, j, k+1$; e $i, j, k-1$, que são as coordenadas de suas outras cinco células vizinhas.

A vazão resultante (ΔQ) em cada célula foi obtida pelo somatório das vazões que entram e que saem, representando o resultado das interações entre uma célula genérica i, j, k e suas células vizinhas.

$$\Delta Q_{i,j,k} = Q_{i+1,j,k}^{i,j,k} + Q_{i-1,j,k}^{i,j,k} + Q_{i,j+1,k}^{i,j,k} + Q_{i,j-1,k}^{i,j,k} + Q_{i,j,k+1}^{i,j,k} + Q_{i,j,k-1}^{i,j,k} \quad (51)$$

O valor da vazão resultante pode ser positivo ou negativo, conforme a célula em questão esteja ganhando ou perdendo água, respectivamente. Pode ainda ser nulo, caso em que a célula está em equilíbrio dinâmico com suas vizinhas, ou quando não há fluxo.

A umidade final de cada célula é calculada através da soma de sua umidade atual e a variação de umidade ocorrida no intervalo de tempo considerado:

$$\theta_{i,j,k}^{t+\Delta t} = \theta_{i,j,k}^t + \Delta\theta_{i,j,k} \quad (52)$$

onde os índices t e $t+\Delta t$ representam, respectivamente, o tempo atual e o tempo seguinte.

A variação de umidade é obtida por

$$\Delta\theta_{i,j,k} = \frac{\Delta Q_{i,j,k}}{V_{i,j,k}} \quad (53)$$

através da relação:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\Delta q}{\Delta L} = \frac{\Delta Q}{A \Delta L} = \frac{\Delta Q}{V} \quad (54)$$

onde $\Delta\theta$ é a variação de umidade na célula; Δt é o intervalo de tempo considerado; Δq representa o fluxo resultante para uma dada célula; ΔL é a coordenada de posição; A é a área disponível ao fluxo; V é o volume de solo (no caso, o volume de cada célula).

3.7 EQUAÇÕES DE EXTRAÇÃO DE ÁGUA

Optou-se por utilizar uma metodologia que quantifica os valores das perdas de água, ou de umidade do solo, por evaporação e transpiração ao invés de uma abordagem que estimasse as diferenças de potencial total causadas pela absorção de água pelas raízes ou pela evaporação do solo. A quantidade de água extraída pela evaporação e pela transpiração são estimadas individualmente em cada célula e, por fim, subtraídas da umidade final de cada célula para o intervalo de tempo considerado.

A equação (52) toma a seguinte forma:

$$\theta_{i,j,k}^{t+\Delta t} = \theta_{i,j,k}^t + \Delta\theta_{i,j,k} - (\theta_{E_{i,j,k}} + \theta_{T_{i,j,k}}) \quad (55)$$

onde $\theta_{E_{i,j,k}}$ e $\theta_{T_{i,j,k}}$ representam, respectivamente, a umidade estimada a ser extraída pela evaporação e pela transpiração e serão abordadas mais adiante.

As estimativas da extração de água causada por evaporação e por transpiração são provenientes, primeiramente, da evapotranspiração de referência (ET_o). A ET_o diária é um parâmetro de entrada do modelo e, através de uma equação do tipo senoidal como a proposta por Vellidis e Smajstrala (1992), pode-se realizar uma distribuição da ET_o durante um dia, obtendo-se a taxa de evapotranspiração a cada segundo do dia.

$$ET_{o_s} = \frac{ET_{o_D}}{t_f - t_i} \left[1 - \cos\left(\frac{2\pi(t - t_i)}{t_f - t_i}\right) \right] \text{ para } t_i \leq t \leq t_f \quad (56)$$

onde ET_{o_D} e ET_{o_s} são, respectivamente, a evapotranspiração diária e a taxa de evapotranspiração a cada segundo; t_i e t_f representam o tempo, em segundos, em que a ET_o inicia e termina durante o dia, respectivamente.

Optou-se por igualar a evapotranspiração a zero no caso de a simulação ocorrer em horas maiores que t_f ou menores que t_i. Então, nesse caso, assume-se que:

$$ET_{o_s} = 0 \quad (57)$$

A Figura 3.4 mostra o comportamento da ET_o segundo a equação (56).

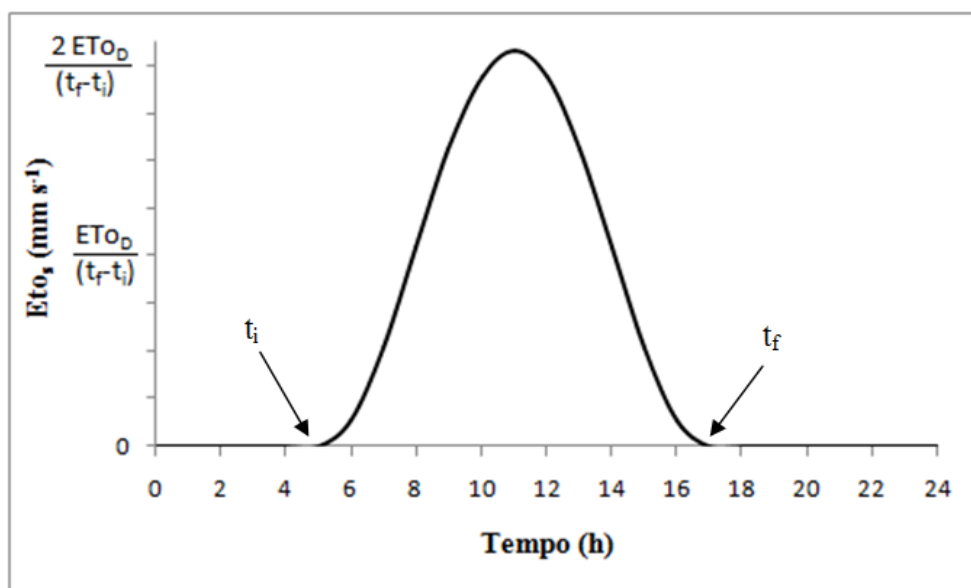


Figura 3.4 Distribuição da ET_o ao longo do dia, conforme a equação (56), em um dia em que a evapotranspiração inicia às 5h e termina às 17h.

Fonte: Elaboração própria.

Sabendo-se que a evapotranspiração tem dois componentes, a evaporação e a transpiração,

$$ET_o = E + T \quad (58)$$

pode-se estimá-los isoladamente.

3.8 ESTIMATIVA DA EXTRAÇÃO DE ÁGUA POR EVAPORAÇÃO

A quantidade potencial de água que pode ser extraída por evaporação em uma célula é assumida como sendo o valor da taxa de evapotranspiração no intervalo de tempo considerado. Nesse caso, toda a ET_o seria afetada somente pelo componente evaporação.

$$E_p = \frac{ET_{o_s}}{M N} \quad (59)$$

onde E_p é a evaporação potencial da célula; M e N são, respectivamente, o número de células dos eixos X e Y , ou seja, a quantidade de células consideradas na evaporação.

A evaporação real pode ser estimada a partir da seguinte equação (RAES et al., 2009; RAES et al., 2011):

$$E = K_r (1 - fc^*) K_x ET_o \quad (60)$$

onde E é a evaporação real (simulada); K_r é o coeficiente de redução da evaporação; fc^* é o fator de cobertura ajustado para efeitos de micro-advecção; K_x é o coeficiente da evaporação máxima do solo; e ET_o é a evapotranspiração de referência.

Como no cálculo da evaporação potencial da célula (E_p) utilizou-se a ET_{o_s} então, a evaporação de uma célula fica da seguinte forma:

$$E_{i,j,k} = K_r (1 - fc^*) K_x E_p \quad (61)$$

onde $E_{i,j,k}$ a evaporação real (simulada) de uma célula genérica de coordenadas i,j,k .

Segundo Allen et al. (1998), Pereira (2004), Pereira et al. (2010), Raes et al. (2009), Raes et al. (2011), o coeficiente da evaporação máxima do solo pode ter um valor padrão igual a 1,1. Este valor foi adotado no modelo.

3.8.1 Coeficiente de redução da evaporação

As quantidades de água totalmente evaporável (TEW) e de água facilmente evaporável (REW) precisaram ser encontrados para se estabelecer uma relação entre esses parâmetros e a umidade do solo. Os valores de TEW e REW foram determinados pelas equações:

$$TEW = (\theta_{cc} - \theta_r) Z_{TEW} \quad (62)$$

$$REW = (\theta_{cc} - \theta_r) Z_{REW} \quad (63)$$

onde Z_{TEW} é a profundidade de solo que está sujeita à secagem por evaporação; Z_{REW} é a espessura da camada superficial do solo que está em contato direto com a atmosfera; θ_{cc} e θ_r são as umidades de capacidade de campo e residual, respectivamente.

Na equação (62), a profundidade Z_{TEW} foi assumida como sendo dependente da textura do solo, então, para cada solo arenoso, médio ou argiloso, a profundidade apresentará valores de 10; 12,5 e 15 cm, respectivamente. Na equação (63), a profundidade Z_{REW} foi considerada como sendo igual ao comprimento do eixo z de uma célula, Δz . Segundo Raes et al. (2011), um valor de 40 mm (ou 4 cm) pode ser utilizado e, dessa forma, a equação (63) concorda com o valor U de Ritchie (1972).

As umidades limites das equações (64) e (65), para quantificar a quantidade de água sujeita à evaporação foram: a umidade de capacidade de campo para o limite superior e a residual para o limite inferior, significando que toda a água entre esses dois pontos de umidade estão sujeitas à evaporação (Figura 3.5).

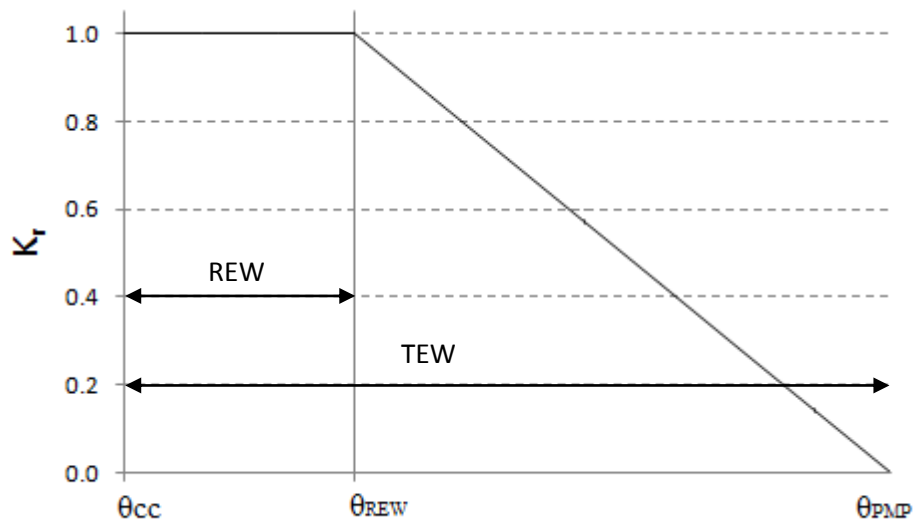


Figura 3.5 Limites para a quantidade de água disponível para a evaporação e o comportamento do coeficiente de redução da evaporação (K_r)

Fonte: Elaboração própria

As umidades de capacidade de campo e residual são características do solo. A θ_{REW} varia de acordo com as características do solo e pode ser definida através de relações entre TEW, REW, θ_{cc} e θ_r , de acordo com a equação:

$$\theta_{REW} = \theta_{cc} - \left[\frac{REW}{TEW} (\theta_{cc} - \theta_r) \right] \quad (64)$$

Da mesma forma que as células podem apresentar diferentes umidades, elas também apresentarão diferentes valores de K_r , já que este está intrinsecamente relacionado com a umidade da célula. A equação para o cálculo do K_r para cada célula toma, então, a seguinte forma:

$$K_{r_{i,j,k}} = 1 - \frac{\theta_{REW} - \theta_{i,j,k}}{\theta_{REW} - \theta_r} \quad (65)$$

sendo $\theta_{i,j,k}$ e $K_{r_{i,j,k}}$ a umidade e o coeficiente de redução da evaporação da célula em questão, respectivamente.

3.8.2 Fator de cobertura

Na equação (60) o fator $(1-fc^*)$ significa a fração da superfície do solo não coberta por vegetação ajustada para efeitos de micro-advecção. Esse ajuste foi baseado em dados experimentais e utilizado por Raes et al. (2009) e Raes et al. (2011).

Para a estimativa do fator de cobertura (ALLEN et al., 1998):

$$fc = \left(\frac{K_{cb} - K_{cmin}}{K_{cmax} - K_{cmin}} \right)^{1+0.5 h_p} \quad (66)$$

sendo fc o fator de cobertura; K_{cb} o K_c basal da fase considerada; K_{cmax} o K_c máximo calculado para a fase considerada; K_{cmin} é o valor de K_c mínimo para solo sem cobertura; e h_p é a altura média da planta na fase considerada.

O K_c basal e o K_{cmax} são calculados conforme as equações (19) e (25), respectivamente. O valor deve ser respectivo a cada estágio de desenvolvimento da cultura. O mesmo vale para a altura da planta, em que se deve entrar com o valor médio da altura da planta durante o estágio de desenvolvimento da cultura considerado.

Para o fator de cobertura ajustado (RAES et al., 2011):

$$fc^* = 1,72 fc - fc^2 + 0,30 fc^3 \quad (67)$$

Têm-se então duas situações para a evaporação de uma célula. No primeiro caso, ela está sombreada e, portanto, sua evaporação deverá ser menor que de uma célula não sombreada. Quanto mais sombreada estiver a área da planta (ou o domínio de estudo) maior será o fator de cobertura (fc) e maior será a redução da evaporação na parte sombreada $(1 - fc^*)$. No caso de sombreamento, se utiliza da correção do fator de cobertura e a equação (61) é usada. No caso da célula estar totalmente exposta ao sol, então naquela célula não há cobertura e, portanto, evaporação ocorre em seu máximo, sem redução, e a equação (61) pode ser escrita da seguinte forma:

$$E_{i,j,k} = K_r K_x E_p \quad (68)$$

Para saber quais células estão ou não estão sombreadas, primeiro se calcula o tamanho do raio sombreado produzido pela planta quando ela está em uma determinada altura, multiplicando-se o fator de cobertura pelo tamanho do eixo X do domínio de estudo.

$$\text{Raio}_{fc} = f_c M \Delta x \quad (69)$$

onde $M \Delta x$ é o tamanho do domínio na direção X, ou seja, é o número de células multiplicado pelo comprimento da célula.

Pode-se calcular a distância da origem dos eixos X, Y e Z até o ponto médio de cada célula através da equação:

$$\text{Raio}_{i,j,k} = \left[\left(i \Delta x + \frac{\Delta x}{2} \right)^2 + \left(j \Delta y + \frac{\Delta y}{2} \right)^2 \right]^{0,5} \quad (70)$$

Então comparando-se as equações (71) e (72) sabe-se exatamente se a célula em questão está sombreada ou não. Se $\text{Raio}_{i,j,k} \leq \text{Raio}_{fc}$, a célula está sombreada. Se $\text{Raio}_{i,j,k} > \text{Raio}_{fc}$, a célula está exposta.

3.8.3 Umidade extraída por evaporação

Na equação (55) o termo de redução da umidade por evaporação é o $\theta_{E_{i,j,k}}$. Como a equação (61) ou (68) representam uma lâmina de evaporação, a umidade extraída por evaporação estimada para uma célula de coordenadas i, j, k é:

$$\theta_{E_{i,j,k}} = \frac{E_{i,j,k} \Delta x \Delta y}{\Delta x \Delta y \Delta z} = \frac{E_{i,j,k}}{\Delta z} \quad (71)$$

onde $\theta_{E_{i,j,k}}$ é a umidade perdida por evaporação na célula considerada.

3.9. ESTIMATIVA DA EXTRAÇÃO DE ÁGUA POR TRANSPIRAÇÃO

A quantidade de água extraída através do processo de transpiração considerada no modelo depende de fatores como a distribuição de raízes e a sua taxa de absorção de água a cada profundidade, da demanda atmosférica e da quantidade de água disponível para a transpiração no intervalo de tempo considerado, representado aqui pela umidade da célula.

A transpiração potencial de uma célula pode ser definida por:

$$T_p = \frac{ET_o_s}{NR} \quad (72)$$

onde TP é a transpiração potencial da célula; ET_o_s é a taxa de evapotranspiração a cada segundo; e NR é o número de células que apresentam raízes.

De forma análoga à evaporação, a componente transpiração é responsável por toda a evapotranspiração que potencialmente poderá ocorrer.

A transpiração real da célula pode ser definida pela seguinte equação (RAES et al., 2009; RAES et al., 2011):

$$T_{i,j,k} = K_{f_{i,j,k}} fc^* K_{cb} T_p \quad (73)$$

onde K_f é o coeficiente de redução da transpiração; fc^* é o fator de cobertura ajustado para efeitos micro-advectivos.

3.9.1 Distribuição de raízes

Um fator de suma importância para a estimativa da transpiração de uma planta é a quantidade de água que ela pode retirar do solo para suprir a demanda gerada pela atmosfera. Culturas diferentes apresentam diferentes tipos de distribuição de raízes ao longo da profundidade do solo. Essa distribuição varia, inclusive, com o tipo de solo, com fatores de estresse e por diversos outros fatores ambientais.

Assumiu-se que a distribuição de raízes da cultura não varia ao longo de seu ciclo e algumas opções são fornecidas como parâmetro de entrada do modelo, de acordo com o modelo proposto por Vrugt, Hopmans e Simunek (2001) representado pela equação (27).

Para cada profundidade considerada, β assumirá um valor que representa o percentual de água extraída pelas raízes a uma dada profundidade Z . Logo, a unidade de β é L^{-1} . Assumiu-se que as raízes irão se distribuir da mesma forma que a sua distribuição de extração de água. Já que cada célula com raiz, mantendo-se todos os outros parâmetros constantes, irá extrair a mesma quantidade de água, a porcentagem de extração β a cada profundidade será mantida, já que β e a quantidade de células responsáveis pela extração naquela profundidade são diretamente proporcionais. Essa consideração é realizada multiplicando o β pela profundidade máxima das raízes, tendo então um valor de β^* em $L L^{-1}$ que significa um comprimento de raiz a cada profundidade considerada.

$$\beta^*(Z) = \left[\left(1 - \frac{Z}{Z_m} \right) e^{\left(-\frac{p_z}{Z_m} |Z^* - Z| \right)} \right] Z_m \quad (74)$$

Tem-se então, para cada camada de células, um determinado comprimento máximo de raízes, permitindo-se verificar quais células apresentam raízes ou não através da comparação da equação (70) com a equação abaixo:

$$Raio_{raiz,k} = \beta^*(Z) \quad (75)$$

onde $Raio_{raiz,k}$ é o raio do sistema radicular na profundidade k .

Se $Raio_{i,j,k} \leq Raio_{raiz,k}$, a célula contém raiz. Se $Raio_{i,j,k} > Raio_{raiz,k}$, a célula não contém raiz. Isso é importante porque de acordo com a equação (72) só ocorrerá transpiração, ou em outras palavras, a célula só irá extrair água, se ela apresentar raiz.

Uma matriz, de mesmo tamanho e dimensões que a matriz domínio, é definida para se determinar quais células contêm ou não raízes. Determina-se, então, o número de células que contêm raízes (NR), por simples contagem.

Assumiu-se, também, que as raízes crescem somente a partir da segunda camada de células (quando $k \geq 1$), porque considerou-se que na primeira camada só ocorre evaporação e não existem raízes superficiais.

3.9.2 Coeficiente de redução da transpiração

Os valores das tensões críticas de extração de água por uma planta foram baseados no trabalho de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978). Os potenciais ψ_1 , ψ_2 , ψ_3 , ψ_4 , significam os potenciais de anaerobiose, h_2 , de fechamento dos estômatos e do ponto de murcha permanente, respectivamente.

O potencial de anaerobiose (ψ_1) é o potencial matricial cuja umidade está tão alta que as raízes não conseguem mais extrair água devido à aeração deficiente do solo. O potencial de fechamento dos estômatos (ψ_3) e o ψ_2 podem ser determinados através de dados experimentais. Feddes e Raats (2004) apresentaram esses valores para algumas culturas, conforme a Tabela 4.1. Os valores de ψ_1 , ψ_2 , ψ_3 e ψ_4 , são dados de entrada do modelo e seus valores, assumidos como padrão, são 10; 25; 600 e 15000 cm, respectivamente.

Tabela 3.1 Valores das tensões críticas ψ (cm) do modelo de Feddes para algumas culturas

Cultura	ψ_1	ψ_2	ψ_3	ψ_4
Batata	10	25	320 $\approx$ 600	16000
Beterraba	10	25	320 $\approx$ 600	16000
Trigo	0	1	500 $\approx$ 900	16000
Pasto	10	25	200 $\approx$ 800	8000
Milho	15	30	325 $\approx$ 600	15000

Fonte: Feddes e Raats (2004)

Através da equação de van Genuchten (1980), estimam-se as umidades respectivas para cada potencial matricial (ψ_1 , ψ_2 , ψ_3 e ψ_4):

$$\theta_x = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[(\alpha \psi_x)^n]^m} \quad (76)$$

em que θ_x e ψ_x significam, respectivamente, umidade e potencial matricial para anaerobiose, h_2 , fechamento dos estômatos ou ponto de murcha permanente.

Com todas as umidades respectivas de cada potencial do modelo de Feddes, o coeficiente de redução da transpiração (K_f) pode ser determinado de 4 maneiras, dependendo da umidade da célula em questão:

$$K_{f_{i,j,k}} = \frac{\theta_{ana} - \theta_{i,j,k}}{\theta_{ana} - \theta_{h2}} ; \text{ Para } \theta_{i,j,k} > \theta_{h2} \text{ e } \theta_{i,j,k} < \theta_{ana} \quad (77)$$

$$K_{f_{i,j,k}} = \frac{\theta_{i,j,k} - \theta_{pmp}}{\theta_{est} - \theta_{pmp}} ; \text{ Para } \theta_{i,j,k} > \theta_{pmp} \text{ e } \theta_{i,j,k} < \theta_{est} \quad (78)$$

$$K_{f_{i,j,k}} = 0 \quad ; \text{ Para } \theta_{i,j,k} \geq \theta_{ana} \text{ e } \theta_{i,j,k} \leq \theta_{pmp} \quad (79)$$

$$K_{f_{i,j,k}} = 1 \quad ; \text{ Para } \theta_{i,j,k} \leq \theta_{h2} \text{ e } \theta_{i,j,k} \geq \theta_{est} \quad (80)$$

3.9.3 Umidade extraída por transpiração

Na equação (55) o termo de redução da umidade por transpiração é o $\theta_{T_{i,j,k}}$. Como a equação (73) representa uma lâmina de transpiração (L), a umidade extraída por transpiração estimada para uma célula de coordenadas i, j, k é:

$$\theta_{T_{i,j,k}} = \frac{T_{i,j,k} \Delta x \Delta y}{\Delta x \Delta y \Delta z} = \frac{T_{i,j,k}}{\Delta z} \quad (81)$$

onde $\theta_{T_{i,j,k}}$ é a umidade extraída por evaporação (ou transpirada) na célula considerada.

3.10 CONSERVAÇÃO DE MASSA

O modelo pode ser validado pelo princípio da conservação de massa, em que se compara o volume de água armazenado no solo antes e após a aplicação de água pelo gotejador e levando-se em consideração a evaporação de água do solo e extração de água pelas raízes. Os seguintes volumes foram determinados:

$$V_a = Q_e t \quad (82)$$

O volume inicial pode ser calculado de acordo com a condição de umidade inicial do solo. Para a condição de uma umidade constante em todo o domínio:

$$V_{ini} = \theta_0 V_{i,j,k} M N P \quad (83)$$

Para a condição de a umidade inicial do solo ser dada por uma matriz de umidades gerada a partir de uma simulação realizada anteriormente:

$$V_{ini} = V_{i,j,k} \sum_{\substack{i=0 \\ j=0 \\ k=0}}^{\substack{i=M-1 \\ j=N-1 \\ k=P-1}} \theta_{i,j,k} \quad (84)$$

Para o volume final armazenado, tem-se o somatório das umidades finais:

$$V_{fim} = V_{i,j,k} \sum_{\substack{i=0 \\ j=0 \\ k=0}}^{\substack{i=M-1 \\ j=N-1 \\ k=P-1}} \theta_{i,j,k} \quad (85)$$

Para o volume evapotranspirado, tem-se o somatório das umidades evaporadas e transpiradas:

$$V_{ET} = V_{i,j,k} \sum_{\substack{i=0 \\ j=0 \\ k=0}}^{\substack{i=M-1 \\ j=N-1 \\ k=P-1}} \theta_{Ti,j,k} + V_{i,j,k} \sum_{\substack{i=0 \\ j=0 \\ k=0}}^{\substack{i=M-1 \\ j=N-1 \\ k=P-1}} \theta_{Ei,j,k} \quad (86)$$

onde V_e é o volume de água fornecido pelo gotejador; t é o tempo de aplicação de água; V_{ini} , V_{fim} e V_{ET} são os volumes de água inicial, final e evapotranspirado, respectivamente; θ_0 é a umidade inicial do solo; $\theta_{Ti,j,k}$ e $\theta_{Ei,j,k}$ é a umidade extraída por transpiração e por evaporação de uma célula, respectivamente; $V_{i,j,k}$ é o volume de solo representado por uma célula de coordenadas i,j,k ; e M , N e P representam, respectivamente, a quantidade de elementos nas direções X , Y e Z .

A conservação de massa pode ser verificada calculando-se o valor do erro de conservação de massa do modelo (e_{CM}), decorrente da simulação realizada pelo programa computacional, utilizando-se a seguinte expressão:

$$e_{CM} = V_{fim} - (V_{ini} + V_a - V_{ET}) \quad (87)$$

onde e_{CM} deve ser igual ou muito próximo de zero.

Pode-se representar o valor erro em porcentagem através da equação:

$$e_{CM} = \frac{V_{fim} - (V_{ini} + V_a - V_{ET})}{V_{fim}} 100 \quad (88)$$

3.11 CÁLCULO DOS ERROS

Os resultados dos modelos foram avaliados usando os seguintes índices: coeficiente de correlação (r), erro dos quadrados médios (EQM), erro absoluto médio (EAM), erro relativo médio (ERM), índice D de ajuste, definido por Willmott (1982), e eficiência do modelo (EM), definido por Nash e Sutcliffe (1970). Os índices são dados por:

$$r = \sqrt{1 - \frac{\sum (O_i - E_i)^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2}} \quad (89)$$

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum (E_i - O_i)^2} \quad (90)$$

$$EAM = \frac{1}{n} \cdot \sum |O_i - E_i| \quad (91)$$

$$ERM = \frac{1}{n} \cdot \sum \left(\frac{E_i - O_i}{O_i} \right) \quad (92)$$

$$D = 1 - \frac{\sum (O_i - E_i)^2}{\sum (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (93)$$

$$EM = 1 - \frac{\sum (O_i - E_i)^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2} \quad (94)$$

onde E_i corresponde ao valor estimado pelo modelo; O_i corresponde ao valor observado experimentalmente (ou estimado pelo modelo considerado padrão); e $\bar{O}$ é o valor médio entre os dados observados.

O valor de r é uma medida de bondade de ajuste da relação entre os valores da dimensão estimados pelo modelo e os valores observados experimentalmente (ou pelo modelo considerado como padrão). SQM e EAM são indicadores de erro cumulativo nas simulações, e não consideram se o erro é positivo ou negativo. ERM mostra a diferença relativa do erro pelo modelo, levando em conta se este foi devido ao excesso ou não, e compensa erros de sinal diferente. Para os índices D e EM , quanto mais próximo de 1, mais similares são os valores previstos pelo modelo para os observados experimentalmente (ou pelo modelo considerado como padrão). A diferença entre eles é que, enquanto D só podem assumir valores entre 0 e 1, EM pode assumir ainda valores negativos, significando que a média dos dados observados predizem melhor os resultados que os estimados pelo modelo.

3.12 PROGRAMA COMPUTACIONAL

Foi desenvolvido um programa de computador denominado SWET (Soil Water movement and EvapoTranspiration software, ou software de movimento de água no solo e evapotranspiração) abordando toda a metodologia proposta no modelo. Através desse

software, é possível realizar simulações do movimento da água num solo não-saturado considerando a evaporação de água do solo e a extração de água pelas raízes sob condições de gotejamento superficial. A linguagem utilizada foi o C#, parte integrante do ambiente de desenvolvimento Microsoft® Visual Studio® 2008, produzido pela empresa Microsoft.

Procurou-se desenvolver um software em que os conhecimentos técnicos necessários para a utilização do mesmo fossem os mínimos necessários. Os parâmetros das equações têm valores padrão para proporcionar ao usuário uma maior facilidade de uso. Usuários com maior conhecimento técnico, por sua vez, tem total liberdade em alterá-los.

O software pode simular somente o movimento da água no solo, sem considerar a extração pelas raízes ou a evaporação, como também pode considerar esses dois fatores. Deve-se escolher um intervalo de tempo de gravação que irá gerar resultados parciais ao longo da simulação. Após o preenchimento de todos os dados de entrada, o software começa a sua simulação, processando todas as informações e resolvendo todas as equações propostas no modelo até chegar ao seu resultado final, com figuras e tabelas mostrando os valores das umidades finais para cada célula, o resultado do balanço de massa, dimensões do bulbo molhado, volumes de água evaporado e transpirado e os coeficientes de evaporação e transpiração para cada tempo de gravação escolhido. Nas Figuras 3.6 a 3.10, são mostradas as telas do software.

Os parâmetros de entrada do software são:

- a) umidade inicial ou potencial matricial inicial;
- b) umidade à saturação;
- c) umidade residual;
- d) condutividade hidráulica do solo saturado;
- e) parâmetros de ajuste da equação de van Genuchten;
- f) vazão do gotejador;
- g) tempo de aplicação de água;
- h) tempo de simulação;
- i) dimensões do domínio de cálculo;
- j) dimensões do volume de controle (célula);
- k) incremento de tempo inicial;
- l) intervalo de tempo entre gravações;
- m) potenciais matriciais de anaerobiose, capacidade de campo e ponto de murcha permanente;
- n) textura do solo;
- o) cultura;

- p) estágio de desenvolvimento da cultura;
- q) profundidade máxima da raiz;
- r) altura média da planta;
- s) espaçamento da cultura (opcional);
- t) porcentagem do fator de cobertura (opcional);
- u) evapotranspiração de referência diária;
- v) umidade relativa mínima;
- w) velocidade do vento a 2 metros de altura;
- x) tipo de distribuição das raízes;
- y) hora de início da simulação;
- z) hora de início e término da ETo.

Os dados de saída são:

- a) relatório em formato de texto ASCII contendo todas as informações dos dados de entrada, as dimensões aproximadas do bulbo e do disco saturado para cada tempo de gravação, o balanço de massa final e em cada tempo de gravação, os volumes transpirados e evaporados e os coeficientes de evaporação e transpiração;
- b) visualização gráfica do perfil de umidade, através de suas isolinhas, para qualquer tempo desejado;
- c) tabela no formato ASCII com os valores e K_{cb} , K_e , ETo e ETc a cada minuto de simulação;
- d) banco de dados em formato ASCII com informações relativas à umidade, condutividade hidráulica, e potencial matricial e total, para cada tempo desejado, para todas as células do domínio. Também são armazenadas todas as informações de entrada, permitindo que novas simulações sejam rapidamente iniciadas;
- e) arquivos de texto no padrão ASCII, que podem ser lidos pela maioria dos programas geradores de gráficos. Isto permite, por exemplo, a construção dos perfis de umidade em outro ambiente de desenvolvimento mais apropriado. Em um dos arquivos são gravadas informações para a visualização do perfil ao longo do plano formado pelos eixos XZ; em outro, informações mostrando a evolução das isolinhas de umidade à superfície do solo.

SWET - Entrada de Dados

Arquivo Editar Simular Ajuda

Solo Emissor Modelo solo Modelo Extração Opções

Equação de Van Genuchten

☒ Informar os parâmetros "m" e "n"

☐ Fazer $m = 1 - 1/n$

Alfa(a) cm¹

m

n

Umidade residual cm³.cm⁻³

Umidade de saturação cm³.cm⁻³

Condutividade hidráulica saturada cm.h¹

Dados iniciais de umidade/potencial

☒ Umidade inicial cm³.cm⁻³

☐ Potencial matricial inicial cm H₂O

☐ Usar arquivo contendo umidades

Arquivo 

Iniciar Simulação **Sair**

Figura 3.6 Tela inicial do software e de entrada de dados referente ao solo
 Fonte: Elaboração própria

SWET - Entrada de Dados

Arquivo Editar Simular Ajuda

Solo Emissor Modelo solo Modelo Extração Opções

1ª Irrigação

☒ 1ª Aplicação de água

Vazão do gotejador L.h⁻¹

Tempo de aplicação h

Tempo de simulação h

Múltiplas Irrigações

	☐ 2ª Aplicação de água	☐ 3ª Aplicação de água	☐ 4ª Aplicação de água	
Vazão do gotejador				L.h ⁻¹
Tempo de aplicação				h
Tempo de simulação				h

Iniciar Simulação **Sair**

Figura 3.7 Tela de entrada de dados referente ao emissor
 Fonte: Elaboração própria

SWET - Entrada de Dados

Arquivo Editar Simular Ajuda

Solo Emissor Modelo solo Modelo Extração Opções

Dimensões da malha / Espaçamento

Comprimento cm

Largura cm

Profundidade cm

Dimensões da célula

Comprimento cm

Largura cm

Altura cm

Condutividade hidráulica

☒ Média aritmética ☐ Média ponderada das umidades

Tempo

☒ Intervalo de tempo constante

☐ Intervalo de tempo variável

Incremento de tempo inicial s

Tempo de simulação h

Iniciar Simulação **Sair**

Figura 3.8 Tela de entrada de dados referente ao solo
Fonte: Elaboração própria

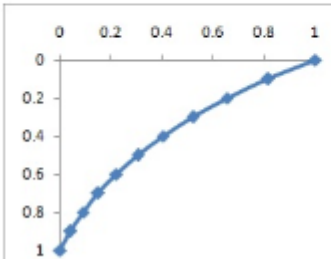
SWET - Entrada de Dados

Arquivo Editar Simular Ajuda

Solo Emissor Modelo solo Modelo Extração Opções

Modelo de distribuição das raízes

☒ A ☐ B ☐ C ☐ D ☐ E ☐ F



Tempo

Hora de início da simulação h

Hora de início da ETo h

Hora de término da ETo h

Demanda atmosférica

ETo mm/dia

UR mínima %

Velocidade vento (2 m) m/s

Parâmetros FEDDES

Pot. Ana. cm H₂O

Pot. H2 cm H₂O

Pot. Est cm H₂O

Pot. PMP cm H₂O

Solo

☒ Arenoso ☐ Médio ☐ Argiloso

Cultura

Profundidade máx. raiz cm

Altura da planta cm

☐ Utilizar espaçamento como domínio

Espaçamento X cm

Fator de cobertura

☒ Calcular fc %

Extração

☐ Considerar transpiração

☐ Considerar evaporação

Iniciar Simulação **Sair**

Figura 3.9 Tela de entrada de dados referente à extração

Fonte: Elaboração própria

SWET - Entrada de Dados

Arquivo Editar Simular Ajuda

Solo Emissor Modelo solo Modelo Extração **Opções**

Salvar umidades no banco de dados

☒ Somente ao final do tempo de simulação

☐ Em intervalos de tempo de minuto(s)

Gráfico

☒ Plotar gráficos

☐ Gradientes coloridos

Bulbo molhado

☒ Não considerar sobreposição

☐ Considerar sobreposição

Espaçamento entre emissores cm

☒ Calcular dimensões do bulbo

Isolinha da frente de molhamento considerada $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

☒ Exibir relatório após simulação

Iniciar Simulação **Sair**

Figura 3.10 Tela de entrada de dados referente a outras opções
 Fonte: Elaboração própria

4 APLICAÇÃO DO MODELO

4.1 INTRODUÇÃO

A validação do modelo, no que diz respeito ao movimento de água no solo sem considerar a evaporação e a transpiração, pode ser vista em Souza (2009). Aqui serão, somente, apresentados os resultados das simulações do movimento de água no solo considerando a evaporação e a transpiração. Um pequeno teste de validação foi feito, comparando-se os resultados dos coeficientes de evaporação e transpiração obtidos pelo modelo com dados calculados por lisimetria (FIGUEIRÊDO et al., 2009). Para uma validação mais completa, novos testes com dados experimentais ou com resultados obtidos de modelos mais robustos deverão ser efetuados.

As análises foram feitas sempre observando a lei da conservação de massa e os resultados apresentaram erros sempre menores que 0,001%.

Os testes foram efetuados alterando-se valores de vários parâmetros de entrada do modelo a fim de se demonstrar a capacidade de se realizar simulações o mais perto possível da realidade, observando sempre as limitações adquiridas pelas considerações impostas ao modelo. Realizaram-se simulações com diferentes distribuições de raízes, com diferentes texturas de solos (arenosa, média e argilosa), com diferentes umidades iniciais do solo e com diferentes demandas atmosféricas. Realizou-se também uma simulação para o ciclo da cultura da melancia.

4.2 SIMULAÇÕES

Todas as simulações foram realizadas com o passo de tempo (Δt) igual a um segundo; com o potencial matricial inicial do solo que foi igual a 300 cm (com exceção do Teste 3, em que o potencial era o fator de variação); com os valores de ψ_1 , ψ_2 , ψ_3 e ψ_4 iguais a 10, 25, 600 e 15000 cm, respectivamente; tamanho da malha (domínio) de 50 cm para os eixos X, Y e Z; tamanho das células (volumes de controle) de 2 cm para os eixos X, Y e Z.

O software pode gerar saídas em qualquer intervalo de tempo maior que o passo de tempo. As simulações foram realizadas com saídas a cada 30 minutos de simulação, ou seja, para uma simulação de 12 horas foram geradas 24 saídas (gráficos e tabelas). As saídas apresentadas aqui foram manipuladas de forma a não tornar a leitura tediosa com um grande número de resultados sem diferenças significativas um do outro devido ao intervalo de tempo de saída reduzido. Optou-se, portanto, quando necessário, mostrar três saídas, cada uma sendo representativa do início, meio e fim da simulação com 0,5; 6 e 12 horas após início da simulação.

4.2.1 Teste 1: diferentes texturas de solo

Nesta simulação, todas as variáveis de entrada do modelo permaneceram constantes, com exceção dos dados característicos do solo: os parâmetros da equação de van Genuchten (α , m , n , θ_r e θ_s) e, a condutividade hidráulica saturada K_s . Os solos escolhidos para as simulações foram solos médios para cada classe (loamy sand = textura arenosa, loam = textura média, clay = textura argilosa) e os valores dos parâmetros foram retirados do banco de dados do software Rosetta, desenvolvido por Schaap e Leij (1998) e Schaap, Leij e van Genuchten (2001). São mostrados na Tabela 4.1, os solos e seus respectivos parâmetros, e na Figura 4.1 suas respectivas curvas de retenção de água.

Tabela 4.1 Valores dos parâmetros dos solos escolhidos para a simulação do Teste 1

Solo	α (cm ⁻¹)	m	n	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	K_s (cm/h)
Loamy sand	0.0347	0.4275	1.7466	0.0485	0.3904	4.3801
Loam	0.0111	0.3214	1.4737	0.0609	0.3991	0.5015
Clay	0.0150	0.2018	1.2529	0.0982	0.4588	0.6146

Fonte: Elaboração própria

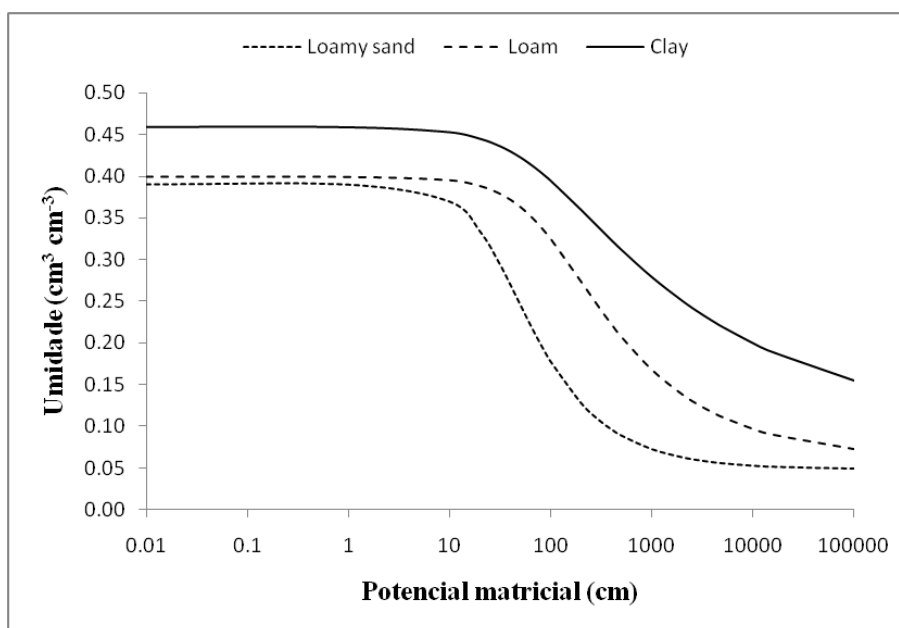


Figura 4.1 Curvas de retenção de água no solo para os solos de textura arenosa (loamy sand), média (loam) e argilosa (clay)

Fonte: Elaboração própria

Os dados de entrada para esse teste foram:

a) Potencial matricial inicial:	300 cm
b) Vazão do emissor:	1,6 L h ⁻¹
c) Tempo de aplicação:	3,48 h
d) Tempo de simulação:	12 h
e) Tipo de distribuição de raízes:	B
f) Cultura:	Melancia
g) Estádio de desenvolvimento:	III
h) Profundidade de raiz:	40 cm
i) Altura da planta:	40 cm
j) Horário do início da simulação:	6 h
k) Horário do início da ETo:	6 h
l) Hora do fim da ETo:	17 h
m) ETo:	6,05 mm
n) Umidade relativa mínima:	49,1 %
o) Velocidade do vento:	1,21 m s ⁻¹

É mostrado na Figura 4.1 o resultado das simulações para os três tipos de texturas, onde (a) é arenosa, (b) média e (c) argilosa e, lendo-se de cima para baixo, os primeiros, segundos e terceiros gráficos de cada coluna são para o tempo de 0,5; 6 e 12 horas de simulação, respectivamente. Pode-se observar, desta forma, o movimento da água no solo com evaporação e transpiração ao longo do tempo, para cada um dos três tipos de solo.

Observa-se que, para tempos iguais, o teor de água do solo é maior no solo argiloso do que no médio, que por sua vez é maior que no arenoso, o que mostra um bom comportamento da retenção de água de acordo com as características do solo.

Percebe-se também que o bulbo molhado tende a ficar com um formato triangular. Isto acontece porque o formato de distribuição das raízes adotado foi do tipo B (Figura 2.14) e mostra que a planta absorverá água tão logo ela tenha a oportunidade. Pode-se concluir que se a taxa de absorção de água pela planta for maior ou igual que a taxa de infiltração/redistribuição de água, menor será a percolação de água abaixo das raízes e o bulbo tomará formas cada vez mais parecidas com os limites das raízes. Seguindo esse raciocínio, pode-se observar que no solo arenoso a depleção de água para fora do volume de raízes foi menor quando comparado com o médio ou o argiloso. No segundo gráfico do solo médio, pode-se observar a linha de umidade entre $0,255$ e $0,235 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ formando uma saliência, indicando que aquela água está fora da área de abrangência das raízes e não será absorvida.

Pode-se perceber também a diferença no formato dos bulbos para cada tipo solo diferente. Essa diferença pode melhor ser notada visualizando a primeira linha de gráficos da Figura 4.1.

A ETo simulada apresentou uma diferença de 0.02944 mm da ETo estimada para o dia. Isso ocorre devido a um arredondamento feito nos cálculos pelo computador, já que a ETo é distribuída de acordo com a equação (56). Nesse caso, células de 2 cm de lado e domínio de 50 cm apresenta um total de 15625 células. A ETo de cada célula somada nos 43200 segundos resultam em 625000000 cálculos durante toda a simulação. Dessa forma, um arredondamento na ordem de 1^{-10} mm por segundo é o suficiente para gerar um erro de 0.0625 mm .

Os coeficientes de evaporação e transpiração sofreram mudanças com a variação dos parâmetros físicos do solo. O solo arenoso apresentou a menor ETc e o médio a maior. Isso pode ser resultado de uma baixa retenção de água no solo arenoso fazendo permanecer por menos tempo a água disponível para a planta. Já o solo médio apresentou um maior tempo de oportunidade de extração de água (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 Resultados das simulações realizadas com diferentes texturas de solo

Resultados*	Textura do solo		
	Arenoso	Médio	Argiloso
Vi	13438.11660	30332.12621	44821.84102
Va	1392.00000	1392.00000	1392.00000
Ve	88.91404	1647.21918	54.88827
Vt	1480.68446	105.05852	1593.93789
Vf	13260.62921	29971.95963	44565.01487
e_{CM}	0.00084	0.00037	0.00000
ET_o	6.07944	6.07944	6.07944
Ke	0.05850	0.06912	0.03611
Kcb	0.97422	1.08380	1.04874
ETc	6.27839	7.00911	6.59530

* as unidades de volume em cm³; erro em %; evapotranspiração em mm; Kc adimensional

Fonte: Elaboração própria

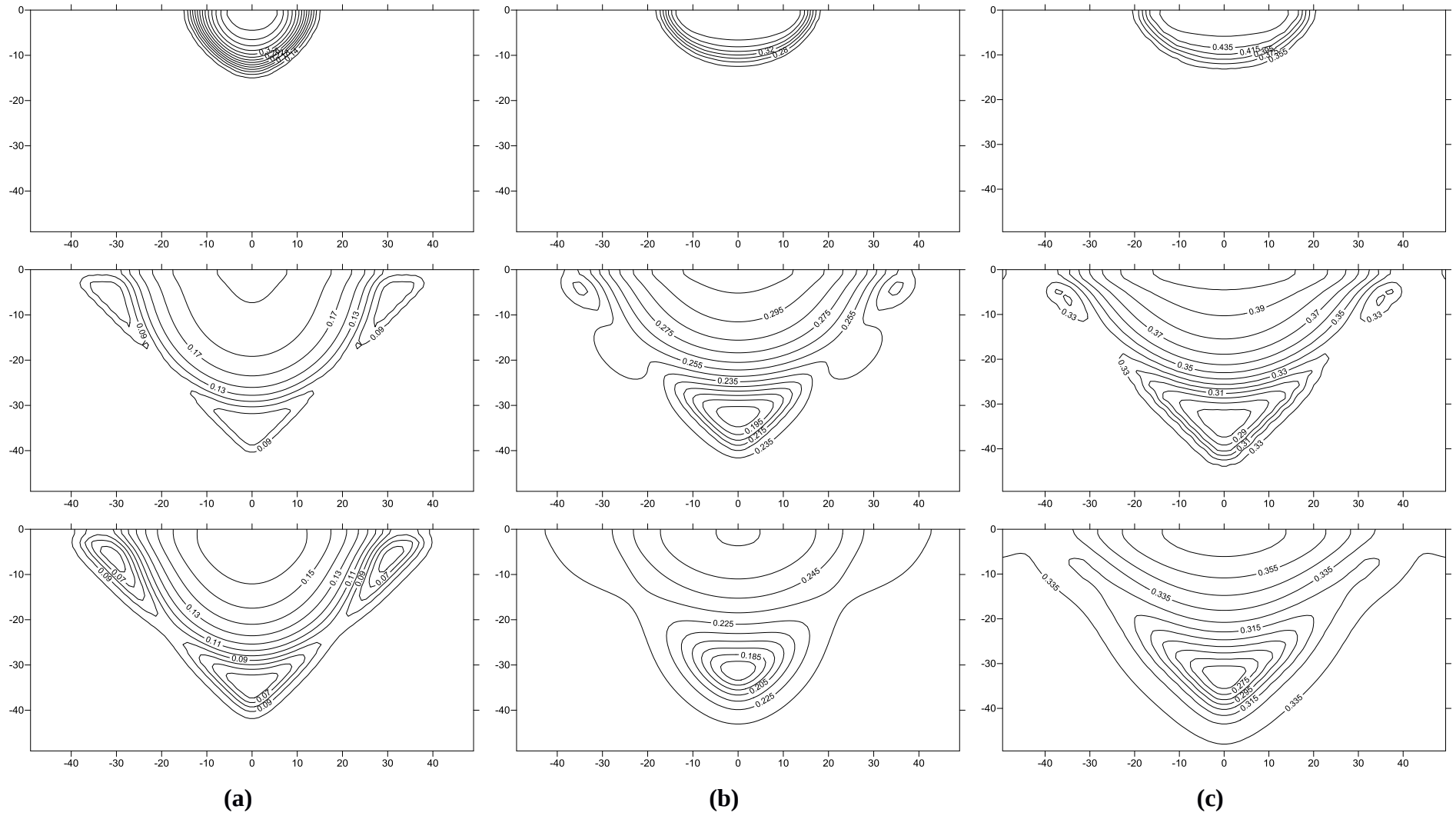


Figura 4.2 Volume de solo molhado para solos de textura (a) arenosa, (b) média e (c) argilosa em diferentes tempos
Fonte: Elaboração própria

4.2.2 Teste 2: diferentes distribuições de raízes

A textura do solo para todas as simulações dos tipos de distribuição de raízes foi média. Todas as variáveis de entrada foram as mesmas para todas as simulações, alterando-se somente o tipo de distribuição de raízes.

Os dados de entrada utilizados nessas simulações foram:

a) Potencial matricial inicial:	300	cm
b) Vazão do emissor:	1,6	L h ⁻¹
c) Tempo de aplicação:	3,48	h
d) Tempo de simulação:	12	h
e) Textura do solo:		Média
f) Cultura:		Melancia
g) Estádio de desenvolvimento:	III	
h) Profundidade de raiz:	40	cm
i) Altura da planta:	40	cm
j) Horário do início da simulação:	6	h
k) Horário do início da ETo:	6	h
l) Hora do fim da ETo:	17	h
m) ETo:	6,05	mm
n) Umidade relativa mínima:	49,1	%
o) Velocidade do vento:	1,21	m s ⁻¹

É mostrado na Figura 4.2, em azul, o limite do sistema radicular representando o formato de sua distribuição ao longo da profundidade do perfil do solo para os tipos de distribuição A, B e C. O mesmo acontece na figura 4.3, porém para os tipos de distribuição D e E. O tipo F apresentou comprimento máximo de raiz (quando $k = 0$) igual a zero centímetro devido à profundidade de raiz ser de 40 cm. Nas considerações feitas pelo modelo, só é possível utilizar o tipo F de distribuição de raiz para raízes com profundidade máxima a partir de 100 cm e, por isso, ele não foi utilizado no teste.

Nota-se que, somente a alteração do formato das raízes altera a movimentação da água do solo devido ao volume de água absorvido pelas raízes e a posição da absorção serem diferentes para cada caso. Observa-se a água percolada abaixo da zona de raiz, podendo-se até realizar um melhor manejo, diminuindo ou aumentando o tempo de irrigação, para se obter um melhor aproveitamento da água. Para isso, basta observar se o potencial matricial respectivo à umidade da região do solo onde está ocorrendo a depleção está dentro dos limites

da extração (entre ψ_1 e ψ_4). Se estiver acima, a água colocada foi excessiva, se estiver abaixo, pode-se estudar um aumento do tempo de irrigação.

É mostrada na Tabela 4.3 a mudança ocorrida nos coeficientes de evaporação (K_e) e transpiração (K_{cb}) de acordo com a mudança do tipo de distribuição de raízes. Quanto maior o volume de solo ocupado por raízes, maior o coeficiente de transpiração. O coeficiente de evaporação acaba sendo afetado indiretamente, já que raízes que conseguem retirar mais água da superfície do solo acabam reduzindo a oportunidade de evaporação devido à diminuição do conteúdo de água do solo.

Pode-se observar que a escolha da distribuição radicular deve ser cuidadosa já que influencia diretamente na quantidade de água extraída, no formato final do bulbo e no conteúdo final de água no solo. Uma simulação feita pra uma cultura que apresente um determinado tipo de distribuição de raízes pode apresentar resultados fora da realidade, em se escolhendo um tipo de distribuição inadequado.

Tabela 4.3 Resultados das simulações realizadas com diferentes distribuições de raiz

Resultados *	Tipo de distribuição de raízes				
	A	B	C	D	E
Vi	24493.298	24493.298	24493.298	24493.298	24493.298
Va	1392.000	1392.000	1392.000	1392.000	1392.000
Ve	100.38774	100.38781	100.38804	100.38804	100.38790
Vt	1521.225	1495.747	1451.563	487.032	385.330
Vf	24263.797	24289.274	24333.458	25297.989	25399.691
e_{CM}	0.00046	0.00046	0.00046	0.00044	0.00044
ET_o	6.079	6.079	6.079	6.079	6.079
K_e	0.06605	0.06605	0.06605	0.06605	0.06605
K_{cb}	1.00090	0.98414	0.95506	0.32045	0.25353
ET_c	6.486	6.385	6.208	2.350	1.943

* as unidades de volume em cm³; erro em %; evapotranspiração em mm; Kc adimensional

Fonte: Elaboração própria

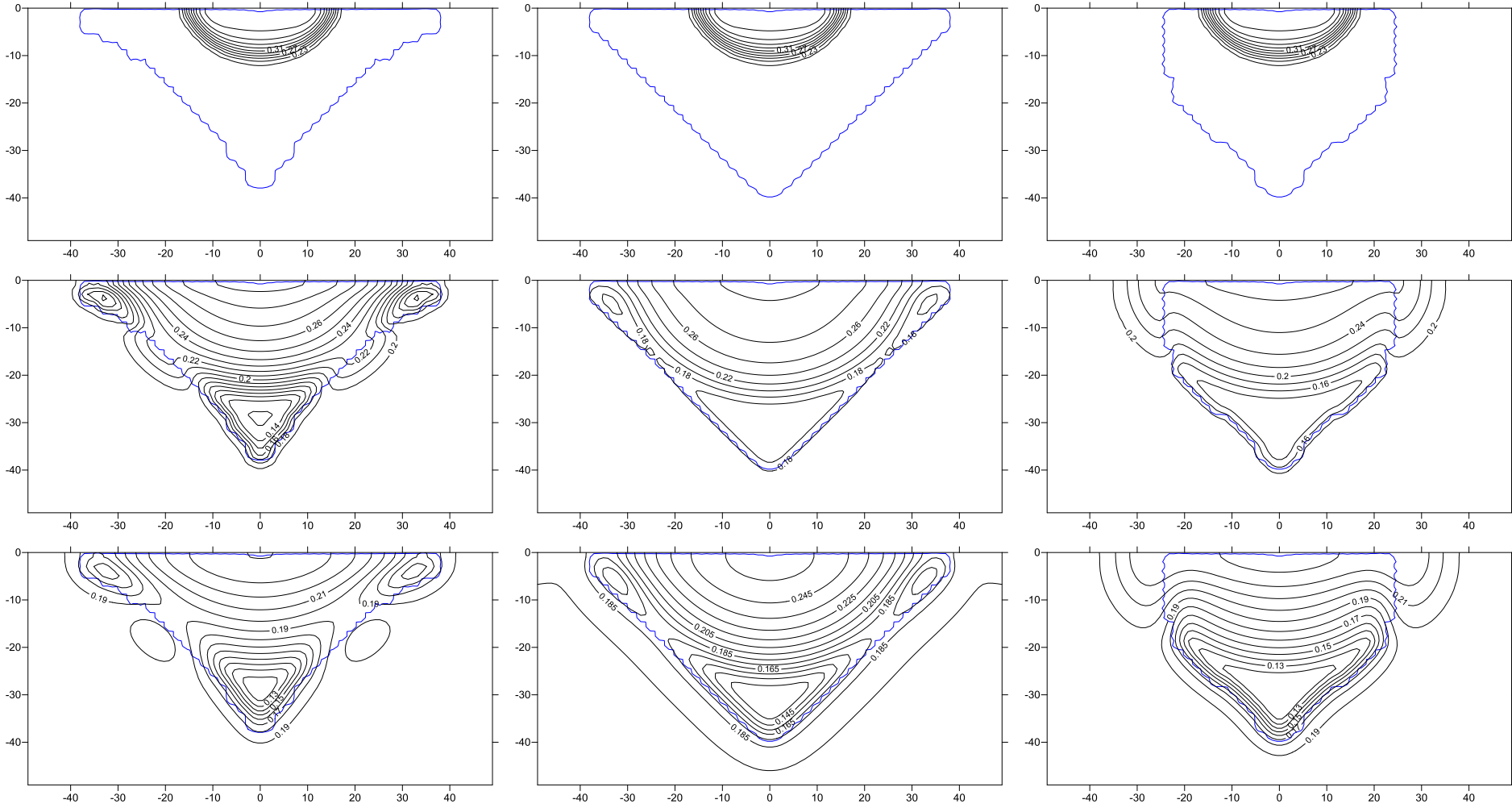
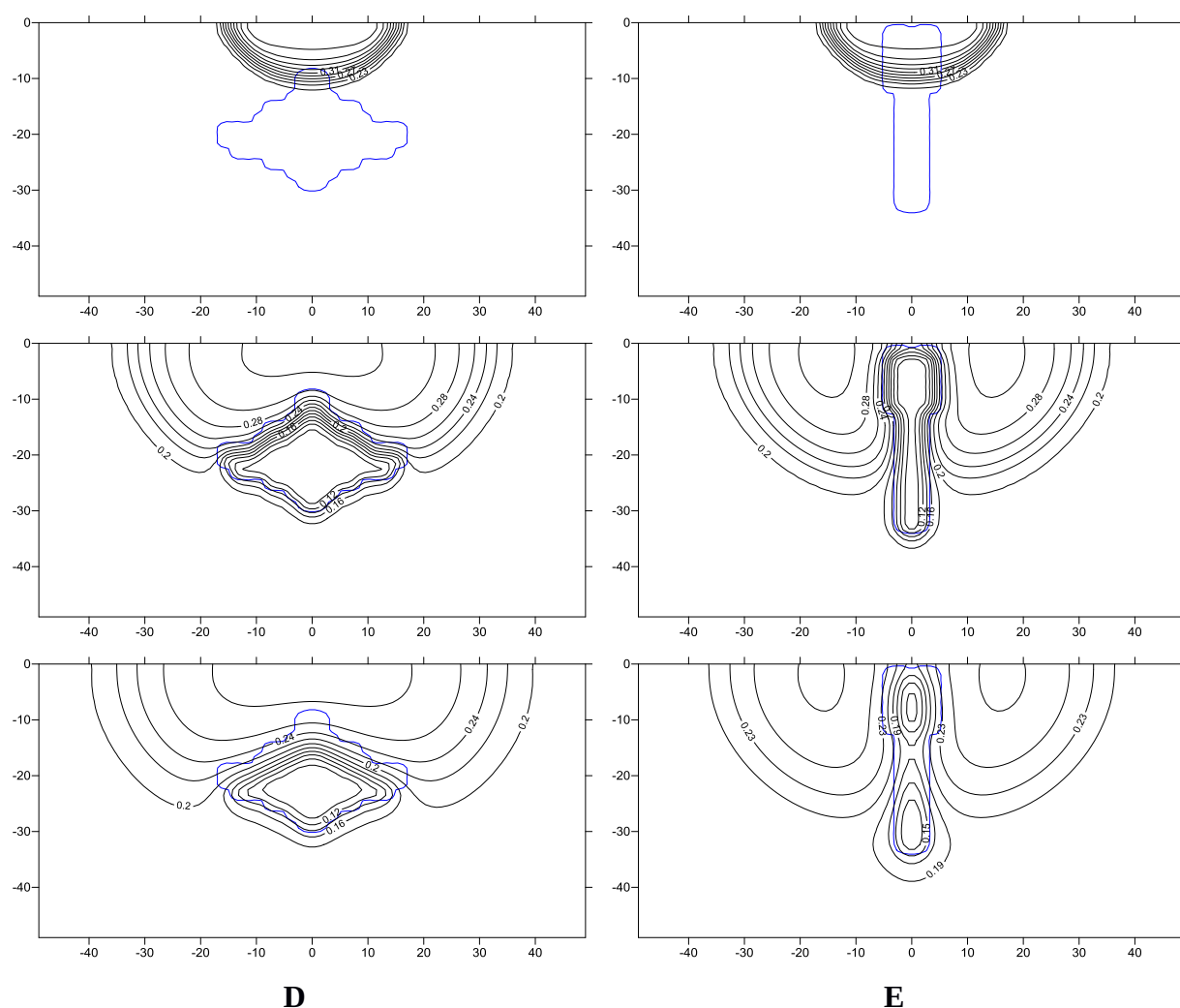


Figura 4.3 Distribuição do teor de água no solo para os tipos de distribuição de raiz A, B e C
Fonte: Elaboração própria



d) Tempo de simulação:	12 h
e) Textura do solo	Média
f) Cultura:	Melancia
g) Estádio de desenvolvimento:	III
h) Profundidade de raiz:	40 cm
i) Altura da planta:	40 cm
j) Horário do início da simulação:	6 h
k) Horário do início da ETo:	6 h
l) Hora do fim da ETo:	17 h
m) ETo:	6,05 mm
n) Umidade relativa mínima:	49,1 %
o) Velocidade do vento:	1,21 m s ⁻¹

A transpiração e a evaporação variaram em função do potencial inicial de água do solo, sendo maior quando o potencial é menor (Tabela 4.4). Esse resultado é coerente com a realidade porque, em um solo mais úmido, a quantidade de água necessária para elevar a umidade do solo ao ponto que as raízes possam absorvê-la é menor, salvo no caso do solo já estar nessa umidade e o acréscimo de água começar a interromper a absorção de água pela raízes por anaerobiose. Mesmo nesse caso, após o encerramento da aplicação de água, o movimento da água no solo se encarrega de gerar uma diminuição do teor de água no volume de solo ocupado pelas raízes de forma a reduzir o estresse provocado pela falta de oxigênio na zona radicular e a planta aumenta sua taxa de absorção. No caso de um solo mais seco, mais água é necessária para a umidade do solo atingir valores em que a planta comece a absorver água (ou aumente sua taxa de absorção), a planta passa mais tempo em estresse e, portanto, absorve menos água.

Na Figura 4.4 é mostrado o movimento de água no solo sob as três tensões simuladas e nos tempos de 0,5; 6 e 12 horas após o início da simulação.

Tabela 4.4 Resultados das simulações realizadas com diferentes tensões iniciais

Resultados*	Potencial matricial inicial (cm)		
	300	1000	15000
Vi	30332.126	20997.573	11357.242
Va	1392.000	1392.000	1392.000
Ve	105.059	80.905	22.302
Vt	1647.219	1263.185	566.801
Vf	29971.960	21045.594	12160.250
e_{CM}	0.00037	0.00053	0.00091
ETo	6.079	6.079	6.079
Ke	0.06912	0.05323	0.01467
Kcb	1.08380	0.83112	0.37293
ETc	7.009	5.376	2.356

* as unidades de volume em cm³; erro em %; evapotranspiração em mm; Kc adimensional

Fonte: Elaboração própria

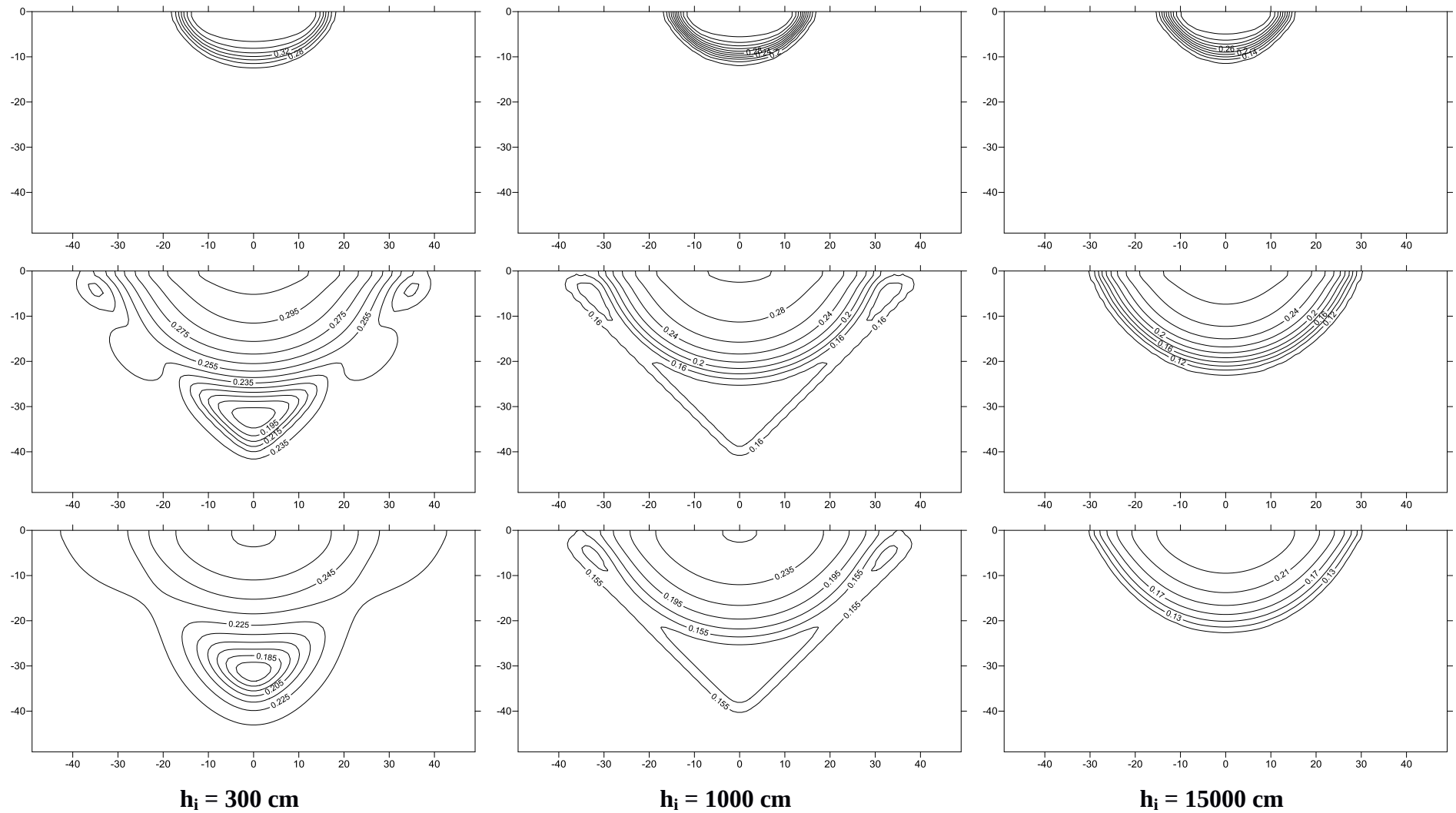


Figura 4.5 Comportamento da água no solo para diferentes potenciais matriciais iniciais
 Fonte: Elaboração própria

4.2.4 Teste 4: simulação do ciclo de uma cultura

Nesse teste, foram feitas 14 simulações de 12 horas cada, sendo sete simulações utilizando-se as mesmas lâminas de irrigação utilizadas no experimento com lisímetro (FIGUEIRÊDO et al., 2009) e sete calculando-se as lâminas de irrigação a partir da ETo.

Na Figura 4.5 são mostrados de forma gráfica os resultados do experimento. Um Kc médio foi ajustado aos dados de Kc experimentais de acordo com os procedimentos descritos em Allen et al. (1998), a fim de se obter uma melhor visualização da duração dos estádios de desenvolvimento, além do próprio Kc médio de cada fase.

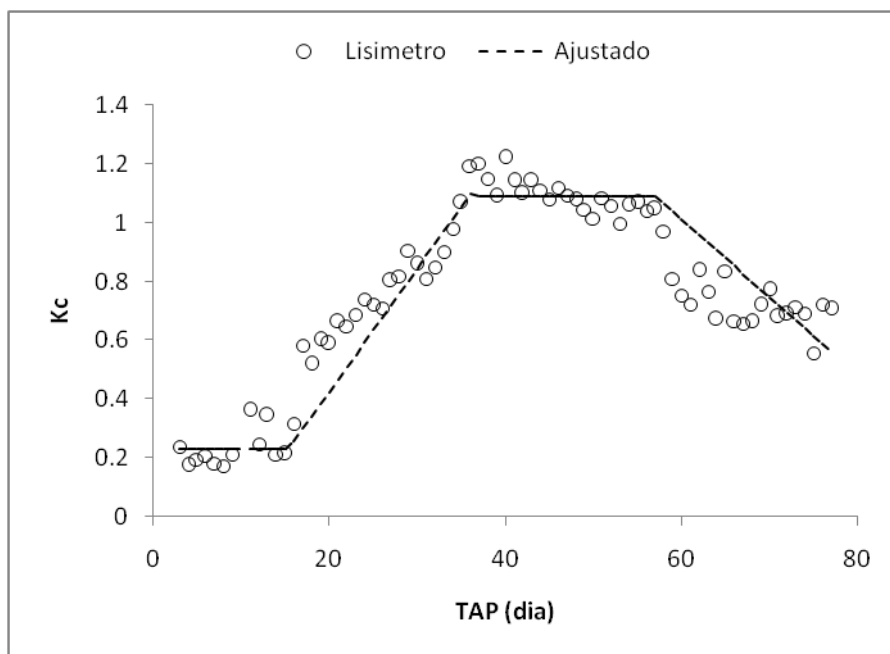


Figura 4.6 Kc estimados por lisimetria em função do tempo após plantio (TAP)

Fonte: Elaboração própria

Escolheram-se sete dias desse experimento, representando sete pontos, para se realizar as simulações. Os dados de entrada do modelo foram originados dos dados do próprio experimento, com a finalidade de se fazer uma simulação com condições mais próximas das ocorridas no experimento.

Os sete pontos simulados utilizando os dados de lâmina de irrigação usadas no experimento são indicados por SWET na Figura 4.6 e os sete pontos utilizando as lâminas de irrigação calculadas a partir da ETo são indicados por SWET2.

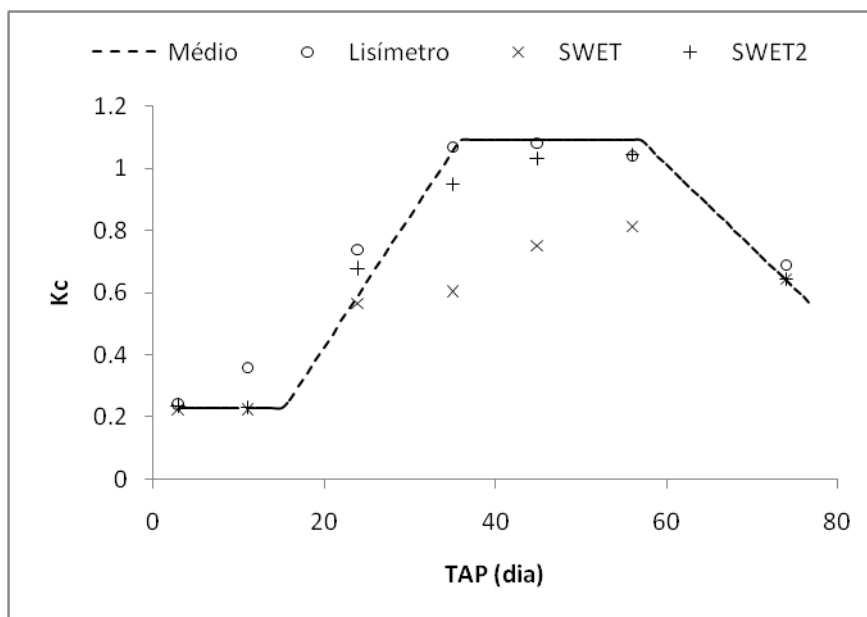


Figura 4.7 Dados de Kc estimados pelo lisímetro e pelo SWET em duas situações

Fonte: Elaboração própria

Os valores de Kc estimados pelo modelo quando se utilizaram as lâminas de irrigação calculadas a partir da ETo (SWET2) se aproximaram mais aos resultados do lisímetro. Isso pode ter acontecido devido à chuva atípica ocorrida durante o experimento. Durante os 78 dias do ciclo choveu 827,7 mm, fazendo com que as lâminas aplicadas fossem menores do que se não houvesse ocorrido chuva. Devido à dificuldade de se computar ou de se simular escoamento superficial ou percolação profunda oriunda dessa precipitação, não houve a possibilidade de se estimar com exatidão o estado da umidade inicial do solo a cada dia de simulação e, por isso, os valores de Kc estimados com as lâminas de irrigação utilizadas no experimento (SWET) foram baixos.

Na Figura 4.7 se observa que os resultados obtidos pela simulação no caso SWET2 foram bastante próximos aos estimados pelo lisímetro, com coeficiente de determinação igual a 0,978, coeficiente angular próximo de 1 (1,002) e intercepto-y próximo de 0 (0,059). Quer dizer que a reta definida pela equação é bastante próxima de $y(x) = x$, em que os dados estimados são iguais aos dados observados (GAUCH; HWANG; FICK, 2003).

A Tabela 4.4 mostra os valores do coeficiente de correlação (r), do erro quadrado médio (EQM), do erro absoluto médio (EAM), do erro relativo médio (ERM), o índice D de ajuste do modelo e da eficiência do modelo (EM).

Tabela 4.5 Índices de comparação entre resultados observados e estimados

Simulação	r	EQM	EAM	ERM	D	EM
SWET1	0.916	0.248	0.199	0.245	0.822	0.105
SWET2	0.989	0.075	0.059	0.098	0.987	0.945

Fonte: Elaboração própria

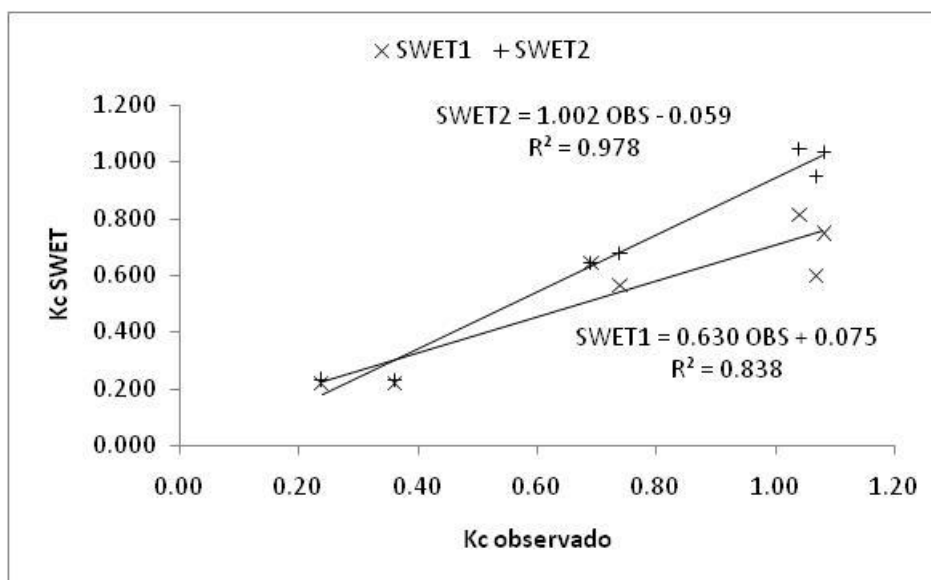


Figura 4.8 Kc estimado por lisímetro e pelo modelo em duas situações: SWET1 – lâminas de irrigação utilizadas no experimento e SWET2 – lâminas de irrigação calculadas à partir da ETo. As linhas representam as regressões lineares

Fonte: Elaboração própria

4.2.5 Teste 5: simulação da ETc diária

Dois pontos da simulação do ciclo da melancia foram detalhados mais aprofundadamente neste teste. São os pontos 1 e 6 e foram escolhidos por representarem bem os casos de evaporação de água do solo e absorção de água pelas raízes, respectivamente.

Como o ponto 1 se localiza dentro do estágio I de desenvolvimento da cultura, a planta se encontra em fase inicial e está muito pequena para realizar uma transpiração considerável. Nessa fase, o Kc é basicamente regido pelo coeficiente de evaporação (K_e). O ponto 6 se encontra no estágio de desenvolvimento III e, nesse caso, a evaporação é quase nula devido ao sombreamento ser de quase 100%. Portanto, nessa fase o Kc é regido basicamente pelo coeficiente de transpiração (K_{cb}).

Dois gráficos representando cada um desses pontos foram plotados a partir dos resultados obtidos pela simulação. Eles mostram os coeficientes de transpiração e evaporação e a evapotranspiração potencial e da cultura, nos dois casos, ao longo do dia.

Na Figura 4.8 o início do decréscimo do coeficiente de evaporação ocorre em torno de 5 horas após o início da simulação (o início da simulação coincide com o início da irrigação). Mesmo a aplicação de água tendo sido interrompida após 30 minutos de simulação, ainda havia água prontamente disponível para a evaporação devido ao conteúdo inicial de água do solo estar em torno da capacidade de campo (300 cm de potencial matricial) e a evaporação acontece em sua taxa máxima. A redução começa a ocorrer quando a taxa de evapotranspiração está perto de atingir seu valor máximo e, rapidamente, o solo perde umidade diminuindo o coeficiente de redução da evaporação. Esse comportamento é coerente com o apresentado na Figura 3.5. Após algum tempo, inicia-se um aumento desse coeficiente e esse comportamento pode ser explicado devido à quantidade de água perdida por evaporação ser menor que a que ascende da camada inferior do solo por diferença de potencial, já que a camada superior tem um potencial total menor devido à evaporação ocorrida anteriormente e a taxa de evapotranspiração tende a diminuir.

O coeficiente de transpiração, nesse caso, é muito próximo zero. A planta está muito pequena e não tem um desenvolvimento radicular desenvolvido para extrair uma quantidade significativa de água.

Conforme esperado, os valores do coeficiente de cultivo ($K_{cb} + K_e$) são baixos para o estágio inicial de desenvolvimento. Ao longo do dia, ele atinge seu valor máximo um pouco antes do pico da evapotranspiração devido ao ocorrido com a umidade do solo explicado anteriormente.

Importante lembrar que os valores, tanto dos coeficientes como da evapotranspiração de referência e da cultura, ao final do dia é seu acumulado, corresponde à área abaixo da curva.

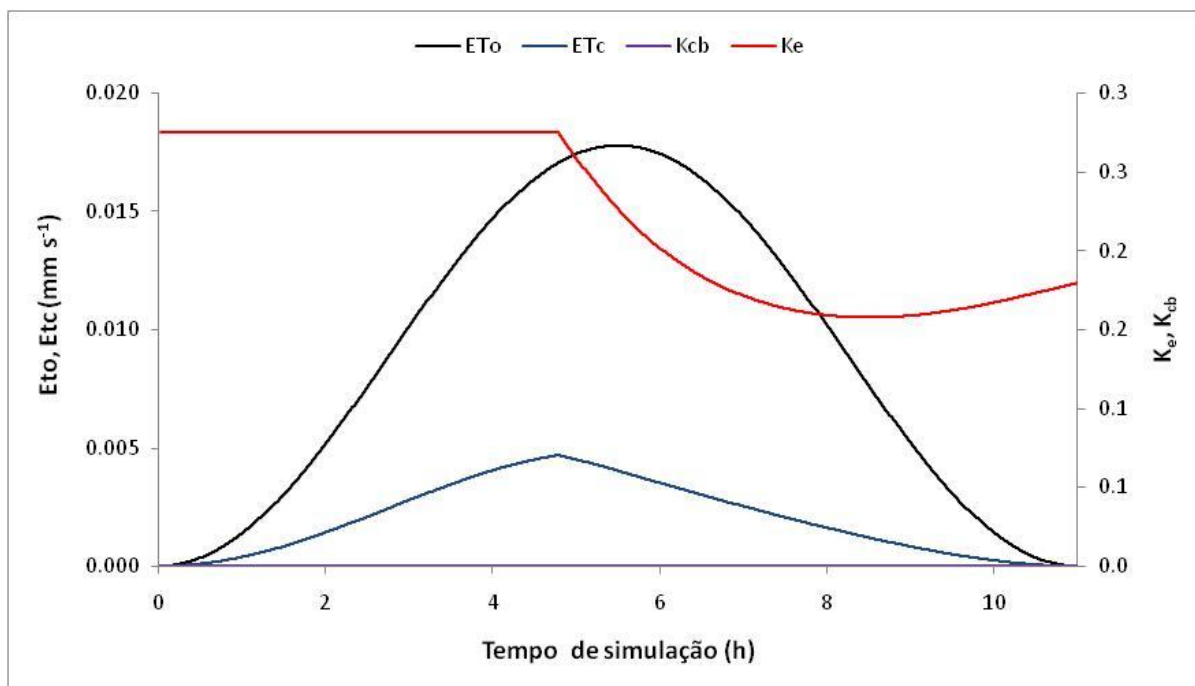


Figura 4.9 Coeficientes de evaporação e transpiração e da evapotranspiração de referência e da cultura ao longo de um dia para a cultura da melancia no estágio I de desenvolvimento

Fonte: Elaboração própria

Na Figura 4.9, pode-se observar a influência dos dois componentes do coeficiente de cultivo, o de transpiração maior e o mais influente devido ao máximo crescimento radicular e o de evaporação, bem menos influente devido à cobertura quase completa do solo (em torno de 98%). Os valores de K_e , nesse caso, são muito pequenos porque além de poder sofrer a influência do coeficiente de redução da evaporação, está sendo diminuído pelo fator de correção ajustado pelo fator de cobertura (Equação 62).

Pode-se perceber o decréscimo do coeficiente de transpiração devido à diminuição da umidade do solo, diminuindo o coeficiente de redução da transpiração K_f e, conseqüentemente, diminuindo o valor do K_c e da evapotranspiração da cultura. Durante a primeira hora de simulação, percebe-se uma pequena diminuição do K_{cb} devido à umidade do solo estar acima da θ_{h2} .

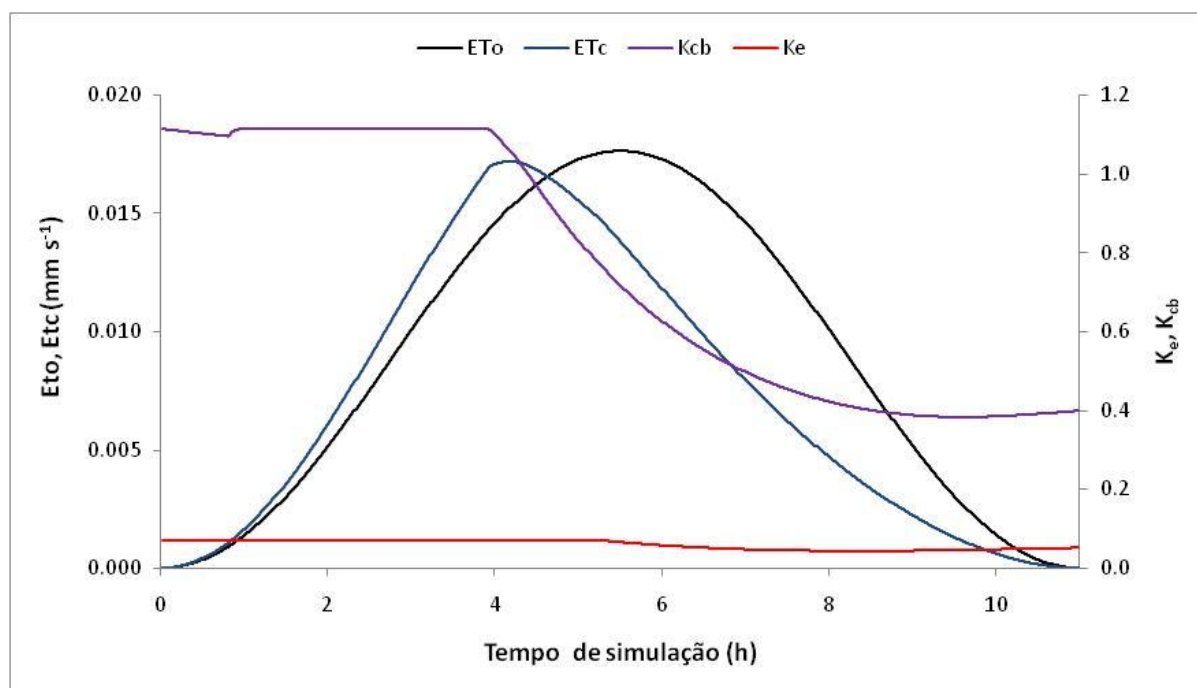


Figura 4.10 Coeficientes de evaporação e transpiração e da evapotranspiração de referência e da cultura ao longo de um dia para a cultura da melancia no estágio III de desenvolvimento

Fonte: Elaboração própria

4.3 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

Souza (2009) realizou uma análise de sensibilidade do modelo de movimento de água no solo que foi utilizado nesse trabalho, avaliando o desvio padrão das umidades finais, as dimensões do bulbo molhado e a determinação do erro de conservação de massa ao final de cada simulação. Ele testou a influência da umidade inicial do solo, da condutividade hidráulica do solo saturado, da vazão do gotejador, do incremento de tempo e das dimensões da célula. As simulações realizadas com dimensões do volume de controle superiores a 6 cm apresentaram resultados de formato de bulbo bastante diferentes do padrão (2 cm), indicando que dimensões muito elevadas de células podem conduzir a resultados muito afastados da realidade.

Em uma análise de sensibilidade na parte de extração de água do modelo, os resultados das simulações mostraram que ao se utilizar tamanho de volumes de controle superiores a 3 cm, o dimensionamento das raízes, tanto em profundidade quanto em comprimento, é prejudicado, podendo gerar resultados insatisfatórios.

5 CONCLUSÕES

O modelo simula de forma coerente o movimento de água no solo sob condições de gotejamento superficial e quantifica os volumes de água perdidos por evaporação e transpiração.

Pode-se visualizar a formação do bulbo e o teor de água do solo em qualquer parte do domínio em intervalos fixos de tempo. Pode-se estabelecer diferentes cenários em se alterando a vazão do gotejador, ou o horário do início da aplicação de água, por exemplo. Esses dados podem ser úteis em tomadas de decisão no manejo da irrigação.

A evapotranspiração é estimada a cada intervalo de tempo considerado, sendo o valor mínimo de 1 segundo. Dessa forma, pode-se acompanhar o comportamento da evapotranspiração diária em curtos intervalos de tempo.

Recomendam-se mais testes e comparações com modelos mais robustos e/ou com dados experimentais para uma validação mais confiável do modelo.

BIBLIOGRAFIA

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 300p., 1998. (FAO: Irrigation and Drainage Paper, 56).

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; SMITH, M.; RAES, D.; WRIGHT, J.L. FAO-56 dual crop coefficient method for estimating evaporation from soil and application extensions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 131 n. 1, p. 2–13, 2005.

ALLEN, R.G.; PRUITT, W.O.; WRIGHT, J.L.; HOWELL, T.A.; VENTURA, F.; SNYDER, R.; ITENFISU, D.; STEDUTO, P.; BERENGENA, J.; BASELGA YRISARRY, J.; SMITH, M.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; PERRIER, A.; ALVES, I.; WALTER, I.; ELLIOTT, R. A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ETo by the FAO56 Penman–Monteith method. **Agricultural Water Management**, n. 81, p. 1–22, 2006.

ASAE. **Soil and Water Terminology**. American Society of Agricultural Engineers. 21p. 2001.

ASCE-EWRI. **The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation**. Technical Committee report to the Environmental and Water Resources. ASCE Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration. ASCE-EWRI, 2005. 173 p.

ASLYNG, H. C. Soil physics terminology. **International Society of. Soil Science**. Bulletin. v.23, n.7. 1963.

AYARS, J.E.; BUCKS, D.A.; LAMM, F.R.; NAKAYAMA, S.F. Microirrigation theory and design principles. In: LAMM, F.R.; AYARS, J.E.; NAKAYAMA, S.F. **Mircroirrigation for crop production**. 1 ed. Elsevier, 2007. cap. 1, p. 1-26.

BERGER, I.A.G. **Modelação da rega gota-a-gota. Transferência de água e de nitratos no solo**. Dissertação (Mestrado em Engenharia da Rega e dos Recursos Agrícolas), Instituto Superior de Agronomia, Lisboa, 1994.

BERNARDO, S.; SOARES, A.A.; MANTOVANI, E.C. **Manual de irrigação**. Viçosa: Editora UFV. 2005. 611p.

BEZERRA, A.H.F. **Software de simulação do coeficiente de cultura**. Monografia (Curso de Agronomia), Universidade Federal Rural do Semi-Árido, Mossoró, 2009. 60 p.

BOS, G.B.; KSELIK, R.A.L.; ALLEN, R.G., MOLDEN, R. **Water requirements for irrigation and the environment**. 1 ed. Springer, 2008. 186p.

BRANDT, A.; BRESLER, E.; DINER, N.; BEN-ASHER, J.; HELLER, J.; GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: I. Mathematical models. **Soil Science Society of America Journal**, v. 35, p. 675-682, 1971.

BRESLER, E. Analysis of trickle irrigation with application to design problems. **Irrigation Science**, v. 1, n. 1, p. 3-17, 1978.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology**, n. 3, 1964, 27p.

BURDINE, N.T. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **Petroleum Transactions**, AIME, v.198, p. 71-77, 1953.

CAMPOS, A.A. **Simulação numérica do movimento de água e solutos em solos não saturados**. Alegre, 2007. 70 p. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - CCA, Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, 2007.

COELHO, E.F.; OR, D.; SOUSA, V.F. Avaliação de parâmetros hidráulicos para modelos de distribuição de água no solo sob gotejamento. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.34, n.4, p.651-657, 1999.

DE JONG VAN LIER, Q.; VAN DAM, J.C.; METSELAAR, K.; DE JONG, R.; DUIJNISVELD W.H.M. Macroscopic root water uptake distribution using a matric flux potential approach. **Vadose Zone Journal**. n. 7, p. 1065-1078, 2008.

DE WILLIGEN, P.; VAN DAM, J.C.; JAVAUX, M.; HEINEN, M. **Comparison of the root water uptake term of four simulation models**. Alterra report 2206, Wageningen, 2011. 68p.

DE WILLIGEN, P.; VAN NOORDWIJK M. Modelling nutrient uptake: from single roots to complete root systems. Simulation and systems analysis for rice production (SARP). In: Penning de VRIES, F.W.T.; VAN LAAR, H.H.; KROPFF M. J. **Simulation and systems analysis for rice production (SARP): selected papers presented at workshops on crop simulation of a network of National and International Research Centres of several Asian countries and The Netherlands**. p. 277-295, 1991.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. **Guidelines for predicting crop water requirements**. Rome: FAO, 179 p., 1977. (FAO: Irrigation and Drainage Paper, 24).

DOUSSAN, C.; VERCAMBRE, G.; PAGÈS L. Modelling of the hydraulic architecture of root systems: An integrated approach to water absorption - Distribution of axial and radial conductances in maize. **Annals of Botany**. n. 81, p. 225-232, 1997.

EHLERS, W. Water uptake by wheat roots in tilled and untilled loess soil. In. **Rapport Jordbearbetningsavd Lantbrukshogsk**. n. 45, 1976.

EVANS, R.G.; WU, I.; SMAJSTRALA, A.G. Microirrigation systems. In: HOFFMAN, G.J.; EVANS, R.G.; JENSEN, M.E.; MARTIN, D.L.; ELLIOTT, R.L. **Design and operation of farm irrigation systems**. 2. ed. St. Joseph: ASABE, p. 632-683, 2007.

FEDDES, R.A.; KOWALIK, P.J.; MALINKA, K.K.; ZARADNY, H. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. **Journal of Hydrology**, v.31, p.13-26, 1976.

FEDDES, R.A.; KOWALIK, P.J.; ZARADNY, H. **Simulation of field water use and crop yield**. Pudoc, Wageningen. Simulation Monographs. 1978. 188p.

FEDDES, R.A.; RAATS, P.A.C. Parameterizing the soil water plant root system. In: FEDDES, R.A.; ROOIJ, G.H.; VAN DAM, J.C. **Unsaturated Zone Modelling - Progress, Challenges and Applications**. Wageningen, 2004. 361p.

FIGUEIRÊDO, V.B.; MEDEIROS, J.F.; ZOCOLER, J.L.; ESPINOLA SOBRINHO, J. Evapotranspiração da cultura da melancia irrigada com água de diferentes salinidades. **Engenharia Agrícola**, v.29, n.2, p.231-240, 2009.

FREDLUNG, D.G.; XING, A. Equations for the soil-water characteristic curve. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 31, n. 3, p. 521-532, 1994.

GARDNER, W.R. Dynamic aspects of water availability to plants. **Soil Science**, v.89, p.63-73, 1960.

GAUCH, H.G.; HWANG, J.T.G.; FICK, G.W. Model evaluation by comparison of model-based predictions and measured values. **American Society of Agronomy**, v.95, p.1442-1446, 2003.

GREEN, S.R.; KIRKHAM, M.B.; CLOTHIER, B.E. Root uptake and transpiration: from measurements and models to sustainable irrigation. **Agricultural Water Management**, v.86, n.1-2, p.165-176, 2006.

HILLEL, D. **Introduction to environmental soil physics**. 1 ed. Elsevier, 2004. 511p.

HILLEL, D.; TALPAZ, H.; VAN KEULEN, H. A macroscopic-scale model of water uptake by a nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile. **Soil Science**, v.121, n.4, p.242-255, 1976.

HILLEL, D.; VAN BEEK, C.G.E.M.; TALPAZ, H. A microscopic scale model of soil water uptake and salt movement to plant roots. **Soil Science**, v.120, n.5, p.385-399, 1975.

HOOGLAND, J.C.; FEDDES, R.A.; BELMANS, C. Root water uptake model depending on soil water pressure head and maximum extraction rate. **Acta Horticulturae**, v.119, p.123-136, 1981.

HOPMANS, J.W.; GUTTIÈREZ-RAVÉ, E. Calibration of a root water-uptake model in spatially-variable soils, **Journal of Hidrology**, v.103, n.1-2, p.53-65, 1988.

IBGE. **Censo Agropecuário 2006**. Brasil, grandes regiões e unidades da federação. 2009. 775p.

JAVAUX, M.; SCHROEDER T.; VANDERBORGHT J.; VEREECKEN H. Use of a three-dimensional detailed modeling approach for predicting root water uptake. **Vadose Zone Journal**. n. 7, p. 1079-1088, 2008.

KELLER, J.; BLIESNER, R.D. **Sprinkle and trickle irrigation**. New Jersey: The Blackburn Press. 2000. 652 p.

KROES, J.G.; VAN DAM, J.C. **Reference manual SWAP version 3.0.3**. Alterra, Green World Research, Wageningen. Alterra-report n.773, 2003.

LEONG, E.C.; RAHARDJO, H. Review of soil-water characteristic curve equations. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, v. 123, n. 12, p. 1106-1117, 1997.

LI, K.Y.; DE JONG, R.; COE, M.T.; RAMANKUTTY, N. Root-water-uptake based upon a new water stress reduction and an asymptotic root distribution function. **Earth Interactions**. v. 10, n. 14, 2006. 22p.

MALISKA, C.R. **Transferência de calor e mecânica dos fluidos computacional**. 2. ed. Rio de Janeiro: LTC, 2004. 453 p.

MEDINA SAN JUAN, J.A. **Riego por goteo: teoría y práctica**. Madrid: Ediciones Mundi-Prensa. 2000. 302 p.

MOLZ, R.J.; REMSON I.; FUNGAROLI, A.A.; DRAKE, R.L. Soil moisture availability for transpiration. **Water Resources Research**, v.4, p.1161-1169, 1968.

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

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models, I, A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, p. 282-290, 1970

NEVES, R.; CHAMBEL-LEITÃO, P.; LEITÃO, P.C. Modelação numérica da circulação da água no solo. O modelo MOHID, **Pedologia**, v. 28, p. 46-55, 2000.

OLIVEIRA, P.C.; LIMA, J.L. Simulação numérica de movimento de água em solo não saturado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, n. 2, p. 251-257, 2003.

ONS - Operador Nacional do Sistema Elétrico. **Estimativa das vazões para atividades de uso consuntivo da água nas principais bacias do sistema interligado nacional (SIN)**. Relatório final - Metodologia e resultados consolidados. Brasília: ONS, 2003. 220p.

PEREIRA, L.S. **Necessidades de água e métodos de rega**. Lisboa: Publicações Europa-América. 2004. 312 p.

PEREIRA, L.S.; JUAN VALERO, J.A.; PICORNELL BUENDÍA, M.R.; TARJUELO MARTÍN-BENITO, J.M. **El riego y sus tecnologías**. Albacete, España: CREA-UCLM. 2010. 296 p.

PETRIE, C.L.; KABALA, Z.J.; HALL, A.E.; SIMUNEK, J. Water transport in an unsaturated medium to roots with differing local geometries. **Soil Science Society of America Journal**, v.56, p.1686-1694, 1992.

PHILIP, J.R. Plant water relations: some physical aspects. **Annual Review of Plant Physiology**, v.17, p.245-268, 1966.

PIZARRO, F. **Riegos localizados de alta frecuencia**: goteo, microaspersión, exudación. Madrid: Ediciones Mundi-Prensa. 1987. 459 p.

RAATS, P.A.C. Steady flows of water and salt in uniform soil profiles with plant roots. **Soil Science Society of America Journal**. n. 38, p. 717-722, 1974.

RADCLIFFE, D.; HAYDEN, T.; WATSON, K.; CROWLEY, P.; PHILIPS, R.E. Simulation of soil water within the root zone of a corn crop. **Agronomy Journal**, v.72, p.19-24, 1980.

RAES, D.; STEDUTO, P.; HSIAO, T.C.; FERERES, E. AquaCrop - The FAO crop model to simulate yield response to water: II. main algorithms and software description. **Agronomy Journal**, v. 101, p. 438-447, 2009.

RAES, D.; STEDUTO, P.; HSIAO, T.C.; HENG, L.K. **Aquacrop**: reference manual. Chapter 3: Calculation procedures, version 3.1 plus, 2011. 98p.

RAGAB, R.; FEYEN, J.; HILLEL, D. Simulating infiltration into sand from a trickle line source using the matric flux potential concept. **Soil Science**, v.137, n. 2, p. 120-127, 1984.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera**: conceitos, processos e aplicações. Barueri: Manole, 2004. 478 p.

RITCHIE, J.T. Model to predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. **Water Resources Research**, v.8, p.1204-1213, 1972.

RODRIGO LÓPEZ, J.; HERNÁNDEZ ABREU, J.M.; PEREZ REGALADO, A.; GONZALEZ HERNANDEZ, J.F. **Riego localizado**. Madrid: MAPA-YRIDA, Ediciones Mundi-Prensa. 1992. 405 p.

ROOSE, T.; FOWLER, A.C. A model for water uptake by plant roots. **Journal of Theoretical Biology**. n. 228, p. 155-171, 2004.

SALTELLI, A. **The critique of modelling and sensitivity analysis in the scientific discourse**: An overview of good practices. Transatlantic Uncertainty Colloquium (TAUC). 2006, 57p.

SCHAAP, M.G.; LEIJ, F.J. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. **Soil Science**, v.163, p.765-779, 1998.

SCHAAP, M.G.; LEIJ, F.J.; VAN GENUCHTEN, M.T. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**, v.251, p.163-176, 2001

SEJNA, M.; SIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M.T. **The HYDRUS software package for simulating two- and three dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media**. User manual, version 2.0, PC Progress, Prague, Czech Republic, 2011, 280p.

SIMUNEK, J.; SEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M.T. **The HYDRUS software package for simulating two- and three dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media.** User manual, version 1.0, PC Progress, Prague, Czech Republic, 2007, 203p.

SIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M.T.; SEJNA, M. **The HYDRUS software package for simulating two- and three dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media.** Technical manual, version 1.0, PC Progress, Prague, Czech Republic, 2006, 241p.

SMITH, R.E.; WARRICK, A.W. Soil water relationships. In: HOFFMAN, G.J.; EVANS, R.G.; JENSEN, M.E.; MARTIN, D.L.; ELLIOTT, R.L. **Design and operation of farm irrigation systems.** 2. ed. St. Joseph: ASABE, p. 120-159, 2007.

SOUZA, C.F.; MATSURA, E.E.; OR, D.; COLOMBO, A.; TESTEZLAF, R. Avaliação de modelos de infiltração da água no solo para o dimensionamento da irrigação por gotejamento . In: IV Congresso Internacional de Ingenieria Agrícola, Chillán, 2001. **Anais...** Chillán: Universidad de Concepción, v. 2, p. 173-176, 2001.

SOUZA, L.A.A. **Fluxo tridimensional de água no solo: aplicação de volumes finitos na simulação da irrigação por gotejamento superficial.** Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem), Programa de Pós-Graduação em Irrigação e Drenagem, Universidade Federal Rural do Semi-Árido, Mossoró, 2009.

SRIVASTAVA, R.; YEH, T.J. Analytical solutions for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils. **Water Resources Research**, v. 27, n. 5, p. 753-762, 1991.

TABUADA, M.A; BERGER, I.A.G. Modelação numérica da rega localizada. **Recursos Hídricos**, v. 19, p. 7-20, 1998.

VAN DEN HONERT, T.H. Water transport in plants as a catenary process. **Faraday Society**, v.3, p.146-153, 1948.

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

VAN GENUCHTEN, M.T. **A numerical model for water and solute movement in and below the root zone.** Research Report, n.121, USSS, ARS, USDA, 1987, 66p.

VELLIDIS, G; SMAJSTRALA, A.G. Modelling soil water redistribution and extraction patterns of drip-irrigation tomatoes above a shallow water table. **Transactions of ASAE**, v.35, n.1, p.183-191, 1992.

VRUGT, A.J.; HOPMANS, J.W.; SIMUNEK, J. Calibration of a two-dimensional root water uptake model. **Soil Science Society of America Journal**, v.65, n.4, p.1027-1037, 2001.

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

YANG, S.J.; DE JONG, E. Effect of soil water potential and bulk density on water uptake patterns and resistance to flow of water in wheat plants. **Canadian Journal of Soil Science**, n. 51, p. 211-220, 1971.