Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”

Extração de água do solo por plantas de soja: modelagem
hidrofísica e empírica

Marcos Alex dos Santos

Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre
em Ciências. Área de concentração: Física do Ambiente
Agrícola

Piracicaba
2011

Marcos Alex dos Santos
Engenheiro Agrônomo

**Extração de água do solo por plantas de soja: modelagem hidrofísica e
empírica**

Orientador:
Prof. Dr. **QUIRIJN DE JONG VAN LIER**

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Física do
Ambiente Agrícola

**Piracicaba
2011**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - ESALQ/USP**

Santos, Marcos Alex dos

Extração de água do solo por plantas de soja: modelagem hidrofísica e empírica /
Marcos Alex dos Santos. - - Piracicaba, 2011.
75 p. : il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2011.

1. Água do solo - Extração - Modelagem 2. Raiz 3. Soja I. Título

CDD 633.34
S237e

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

Dedicatória

Aos meus queridos pais, Miguel José dos Santos e Vilma Gonzaga dos Santos, pela educação, força, amor e carinho. Ao meu irmão Melquisedeque, que, juntamente com meus pais, contribui intensamente para minha formação. Ao meu Mercel, companheiro de vida acadêmica. À minha querida irmã Camila. À minha namorada, Andreia, por todo o apoio, amor e carinho, que, apesar de distante, sempre esteve presente.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter me dado força e coragem nos momentos difíceis.

Ao meu orientador Quirijn de Jong van Lier, pelo apoio, amizade, conhecimentos adquiridos e, sobretudo, pela paciência e compreensão;

Ao meu ex-orientador José Leonaldo de Souza, pela amizade e apoio que tive durante o período de graduação. Seus ensinamentos e, sobretudo, incentivos, foram fundamentais para minha carreira acadêmica;

Aos professores Gustavo Bastos Lyra, Iêdo Teodoro e Guilherme Bastos Lyra, pela amizade, incentivo e contribuições em minha formação;

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (ESALQ/USP) e ao Programa de Pós-graduação em Física do Ambiente Agrícola, pela oportunidade de aprendizado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo.

Aos professores do departamento de Engenharia de Biosistemas, em especial aos professores Sérgio de Oliveira Moraes, Paulo Leonel Libardi e Jarbas Honório de Miranda e Sérgio Nascimento Duarte pelos ensinamentos;

Aos funcionários de Departamento de Engenharia de Biosistemas da ESALQ, em especial Francisco Bernardo Dias, Angela Derigi Silva, Luiz Fernando Novello, Davilmar Aparecida Colevatti, Edivaldo Modesto de Abreu e Hélio de Toledo Gomes;

Aos funcionários de campo do Departamento de Produção Vegetal, em especial aos funcionários Erreinaldo Donizeti Bortolazzo, Edson Ademir de Moraes e Ananias Ferreira de Souza pelo apoio no experimento de campo.

Aos meus amigos e companheiros de sala Angelica Durigon e Roque Emanuel da Costa de Pinho pelo bom período de convivência. Gostaria também de expressar meus agradecimentos a Angelica pela condução do experimento de campo, que foi fundamental para o trabalho, e pelas sugestões no trabalho; Ao Roque, pelas importantes dicas de Português;

A todos os meus amigos e colegas do departamento, em especial Luciano Roberto da Silveira, Francisco Dirceu Duarte Arraes, Neilo Bergamini, Cristhiane Neiverth, Marcelo Dias Oliveira, Adriano Dicesar Martins de Araujo Gonçalves, Monica Salvador, He-

lon Ébano de Freitas, Fernando Henrique Setti Gimenes, Isaac de Matos Ponciano, Marinaldo Ferreira Pinto. Também agradeço a Luciano pelas trocas de informações em $\text{\LaTeX}$ e por ter feito as últimas correções na classe TESALQ.cls. Também gostaria de expressar meus agradecimentos ao Dirceu pelas interessantes e empolgantes discussões em Cálculo (muitas deduções) e em Fortran 90;

Aos meus amigos da república “Ubueiro” Carlos Antonio Costa do Nascimento, Connan Ayade Salvador e Eduardo Zavaski pelo incentivo, conhecimentos e conselhos. Também sou grato pela generosidade, compreensão e boa convivência.

Aos meus amigos do LARAS (Laboratório de Agrometeorologia e Radiometria Solar) — UFAL, em especial Ricardo Araújo Ferreira Júnior, Anthony Carlos Nascimento, Andre Luiz, Maurício Prado, pelos bons momentos que tive durante essa jornada. Também agradeço pelo incentivo e ensinamentos;

A todos os meus familiares, em especial meus tios pelo apoio e incentivo. Não me arrisco a listar nomes, pois seria injusto esquecer de alguém;

À minha sogra, Neusa Dantas, pela amizade, incentivo e confiança;

A meu amigo Alexsandro Cláudio dos Santos Almeida pelo incentivo e apoio de sempre;

Aos meus amigos e Colegas Pedro Rogério Giongo, Alex Poltronieri e Rafael Pitta pelo apoio, particularmente nos meus primeiros meses em Piracicaba;

Aos meus amigos de longa data da Residência Universitária Alagoana, dos quais constantemente recebo incentivo;

Àqueles de minha cidade natal, Coruripe-AL, que me deram apoio e incentivo desde meu período de graduação, em especial a Joaquim Beltrão Siqueira e Dalva Edith Reis Beltrão;

À cooperativa pindorama, em especial a Klécio José dos Santos, Alda Júlia Santos e Marinalva pelo apoio e incentivo desde o início de minha carreira.

A todos aqueles que direta e indiretamente contribuíram para a execução desse trabalho e minha formação.

“The future belongs to those who believe in the beauty of their dreams”

Eleanor Roosevelt

SUMÁRIO

RESUMO	11
ABSTRACT	13
LISTA DE FIGURAS	15
LISTA DE TABELAS	17
1 INTRODUÇÃO	19
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
2.1 Extração de água do solo por raízes de plantas	21
2.1.1 Modelos Microscópicos	22
2.1.2 Modelos Macroscópicos	27
2.1.2.1 Compensação do estresse hídrico	32
2.1.2.2 Formato da curva de redução da transpiração	37
2.1.2.3 Modelo de extração de água de Jong Van Lier et al. (2008)	38
2.2 Modelo SWAP	39
3 MATERIAL E MÉTODOS	41
3.1 Experimento	41
3.1.1 Índice de área foliar	42
3.1.2 Densidade radicular	43
3.1.3 Potencial matricial e conteúdo de água do solo	44
3.1.4 Propriedades hidráulicas	44
3.2 Modelagem	45
3.2.1 Modelagem da extração de água do solo	45
3.2.2 Dados de entrada do modelo SWAP	48
3.3 Análise dos resultados	49
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	51
4.1 Condições meteorológicas e crescimento da soja	51
4.2 Extração de água do solo	52
4.3 Desempenho dos modelos	56
5 CONCLUSÕES	61
REFERÊNCIAS	63

APÊNDICE	71
--------------------	----

RESUMO

Extração de água do solo por plantas de soja: modelagem hidrofísica e empírica

A extração de água do solo pelas plantas está intimamente relacionada com a produtividade das culturas. O objetivo do presente estudo foi avaliar o desempenho das funções de redução de Jong Van Lier et al. (2008) e de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) na estimativa da extração de água por plantas de soja sob condições úmidas. A primeira é formalizada a partir de modelos microscópicos de extração de água e presume um potencial da água na superfície da raiz constante com a profundidade do sistema radicular, que é estimado pela transpiração da planta. A segunda é uma função de redução empírica, largamente utilizada em simulações de extração de água que não considera o mecanismo de compensação. O desempenho de ambas as funções de redução foi analisado através das variáveis (potencial e conteúdo da água no solo) simuladas pelo modelo agrohidrológico SWAP (Soil Water Plant Atmosphere). Um experimento foi conduzido em uma área do Campus da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. O conteúdo de água do solo e potencial matricial foram monitorados ao longo do ciclo da cultura nas profundidades de 0,05, 0,15 e 0,30 m. Os dados diários das variáveis meteorológicas requeridas pelo SWAP foram obtidos do posto meteorológico da ESALQ, que dista, aproximadamente, 50 m do experimento. De acordo com os resultados obtidos, as funções de redução de transpiração apresentaram diferentes estimativas de distribuições temporais de extração de água ao longo da profundidade do solo. Essa diferença foi devido principalmente ao fato de a função de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) não considerar o mecanismo de compensação de extração de água do solo. Em consequência, a função de redução diminuiu drasticamente o potencial matricial do solo nas camadas superficiais, em desacordo com as medições. A função de redução de Jong Van Lier et al. (2008) distribuiu a extração de água do solo regida pela distribuição do potencial de fluxo matricial. Mesmo nas condições úmidas ocorridas durante o período experimental, a distribuição radicular não influenciou na distribuição da extração de água do solo pelo modelo. Em alguns dias, o modelo extraiu toda a água demandada pela transpiração de apenas uma camada de solo (espessura de 1 cm). Esse comportamento simulado foi atribuído ao fato de a função de redução considerar um potencial de fluxo matricial constante com a profundidade, por desconsiderar a resistência radicular. Comparando tanto os valores do potencial matricial, quanto os do conteúdo de água do solo estimados pelo modelo SWAP para as três profundidades analisadas com os dados experimentais, a função de redução de Jong Van Lier (2008) apresentou desempenho superior ao da função de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978).

Palavras-chave: Potencial de fluxo de matricial; Densidade radicular; Mecanismo de compensação

ABSTRACT

Root water uptake by soybean plants: hydrophysical and empirical modeling

Root water extraction is intrinsically associated to crop yield. In this work, we assessed the performance of Jong Van Lier et al. (2008) and Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) reduction functions on estimating root water extraction by a soybean crop under non-limiting soil hydraulic conditions. The first reduction function is based on microscopic root water extraction models and assumes a depth-independent value of root surface pressure head, which is determined by plant transpiration. The latter is a classical and widely used empirical reduction function that does not take into consideration any compensation mechanism. The performance of both reduction functions was evaluated by means of simulated variables (soil water content and pressure head) by the agrohydrological model SWAP (Soil Water Plant Atmosphere). A field experiment was carried out at the Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” campus in Piracicaba, Brazil. Soil water content and pressure head was monitored during the entire crop cycle at 0.5, 0.15 and 0.30 m depths. Daily weather variables required by the SWAP model were obtained from the campus weather station, located at 50 m from the experiment. According to the results, the reduction functions presented different temporal root water extraction patterns along depth. This difference occurred mainly because Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) reduction function does not take into consideration a compensation mechanism. Thus, unlike in the field measurements, pressure head in the top layers was substantially reduced. The Jong Van Lier (2008) reduction function distributed soil water extraction according to matric flux potential. Even under the wet (non-limiting) conditions during the experiment, root density did not influence the root water extraction pattern predicted by the model. At some days, the reduction function extracted all the water for transpiration from only one soil layer (1 cm layer thickness). This simulated behavior was attributed to the depth-independent matric flux potential assumed by the reduction function as a consequence of disregarding internal root resistance. Comparing both pressure head and soil water content observations estimated by SWAP for the three analyzed depths to the experimental data, the De Jong van Lier (2008) reduction function showed a better performance than the Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) reduction function.

Keywords: Matric flux potential; Root density; Compensation mechanism

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Representação geométrica dos modelos microscópicos de extração de água do solo. r_m representa a distância média entre raízes ou raio da rizosfera; e r_0 , o raio da raiz	23
Figura 2 - Função de redução da extração de água pelas raízes (α) em função do potencial matricial do solo para baixa e alta transpiração potencial, T_p . Adaptado de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978)	30
Figura 3 - Distribuição da extração de água do solo S sob distribuição radicular homogênea e heterogênea (linear) em condições hidráulicas não-limitantes. L_r é a profundidade máxima do sistema radicular	32
Figura 4 - Variação do coeficiente de redução de Lai e Katul (2000), eq. [24], para diferentes valores de γ , considerando $\theta_{pmp} = 0,1$ e $\theta_s = 0,3$	34
Figura 5 - Processos simulados pelo modelo SWAP (Adaptado de Kroes et al. 2008) .	40
Figura 6 - Índice de área foliar observado e estimado pelo modelo lognormal (eq. [29])	43
Figura 7 - Relação conteúdo de água do solo (θ) – potencial matricial (h) para as profundidades de 5, 15 e 30 cm obtida pelo ajuste da eq. [32] (linha sólida) aos valores observados (círculos)	46
Figura 8 - Condutividade hidráulica do solo (K) e potencial de fluxo matricial (ζ) em função do potencial matricial (h) para as profundidades de 5, 15 e 30 cm .	47
Figura 9 - Chuva, Irrigação e evapotranspiração de referência (ET_0) durante o ciclo da cultura da soja	52
Figura 10 - Variação da extração de água do solo (S , d^{-1}) e do potencial matricial do solo (h , $-m$) simuladas pelo modelo SWAP com as funções de redução de Jong Van Lier et al. (2008) (subscrito FRJV) e Feddes, Kowalik e Zaradny (1978)(subscrito FRF)	54
Figura 11 - Variação temporal do potencial de fluxo matricial do solo ($m^2 d^{-1}$) ao longo da profundidade estimado pelo modelo SWAP com a função de redução de Jong Van Lier et al. (2008)	55

- Figura 12 - Variação temporal do potencial matricial observado e estimado pelo modelo SWAP com as funções de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) (FRF) e Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) em três profundidades 57
- Figura 13 - Variação temporal do conteúdo de água do solo observado e estimado pelo modelo SWAP com as funções de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) (FRF) e Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) em três profundidades . 58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Características físicas do solo da área experimental, segundo Jong Van Lier e Libardi (1999)	41
Tabela 2 - Principais características da cultivar de soja CD 237RR	42
Tabela 3 - Valores ajustados dos parâmetros das equações de van Genuchten-Mualem (eqs. [32] e [33])	45
Tabela 4 - Kc da cultura da soja tabelado $K_{c,tab}$ e ajustado $K_{c,aju}$ de acordo com metodologia do boletim da FAO-56 (ALLEN et al. 1998)	49
Tabela 5 - Coeficientes estatísticos da relação entre o potencial matricial observado e simulado pelo modelo SWAP com as funções de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) (FRF) e de Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) nas três profundidades de observação	60
Tabela 6 - Coeficientes estatísticos da relação entre o conteúdo de água observado e simulado pelo modelo SWAP com as funções de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978)(FRF) e Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) nas duas profundidades	60

1 INTRODUÇÃO

A extração de água do solo pelas raízes está intimamente relacionada com a produtividade das culturas. Essa relação não se deve apenas ao fato de a planta extrair parte de seus nutrientes do solo pelo processo de fluxo de massa, mas também porque as trocas gasosas, vapor d'água e CO_2 , que ocorrem simultaneamente nos estômatos, são influenciadas por esse processo. Sob condições hidráulicas do solo limitantes, a extração de água do solo não consegue atender à demanda atmosférica, o que resulta na desidratação das folhas e, conseqüentemente, fechamento estomático. O fechamento dos estômatos, além de reduzir a fotossíntese, altera o balanço de energia na planta, refletindo no aumento da temperatura da folha, aumentando a respiração. Esses efeitos combinados reduzem a produção de biomassa da planta.

A análise física do processo de extração de água do solo em escala microscópica, baseia-se na descrição do fluxo de água em direção a uma raiz singular. As equações e leis que regem esse processo são as mesmas para o movimento da água no solo, como a lei de Darcy-Buckingham e a equação da continuidade. Devido à complexidade funcional e geométrica do sistema radicular e às conseqüentes simplificações na modelagem, os resultados obtidos por essa abordagem são raramente aplicados ou usados em modelos hidrológicos e de crescimento de cultura. Todavia, essa abordagem é frequentemente utilizada para formalizar modelos macroscópicos de extração de água do solo.

A maioria dos modelos macroscópicos, no entanto, é empírico e se baseiam na hipótese empírica da redução da transpiração com a redução do conteúdo de água ou potencial matricial do solo. Funções que descrevem essa redução são usualmente chamadas de função de redução da transpiração. Um importante progresso conceitual nesses modelos, baseado em resultados experimentais, foi a introdução do mecanismo de compensação de extração de água ou de estresse hídrico, que explica o aumento da extração em zonas radiculares mais úmidas para compensar a redução nas zonas mais secas.

Funções de redução formalizadas a partir da abordagem microscópica sobressaem às funções empíricas quanto à descrição do processo e à necessidade de parâmetros empíricos. No entanto, essas funções de redução frequentemente não levam em conta a resistência ao transporte de água dentro da raiz. Como há evidências de que, sob condições

hidráulicas não limitantes no solo, a resistência ao fluxo de água na planta é superior à do fluxo no solo, é provável que essas funções superestimem a extração de água sob tais condições.

Com base no exposto, o objetivo do presente estudo foi avaliar o desempenho das funções de redução de Jong Van Lier et al. (2008) e de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) na estimativa da extração de água por plantas de soja sob condições úmidas. A primeira foi formalizada a partir de modelos microscópicos e presume um potencial da água na superfície da raiz constante com a profundidade do sistema radicular, ajustado pela transpiração da planta. A segunda é uma função de redução empírica, largamente utilizada em simulações de extração de água e não considera o mecanismo de compensação. O desempenho de ambas as funções foi analisado através das variáveis (potencial e conteúdo da água no solo) simuladas pelo modelo agrohidrológico SWAP (Soil Water Atmosphere Plant).

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Extração de água do solo por raízes de plantas

A extração de água do solo, que em última instância corresponde à transpiração de água pela planta, é governada pelo gradiente de potencial entre a água no solo e na raiz. A magnitude desse processo é influenciada pela resistência hidráulica imposta pelo meio. Essa extração de água é importante para atender à demanda atmosférica imposta pelo gradiente de potencial hidráulico entre a atmosfera e as folhas. Sob condições hidráulicas limitantes do solo, a extração de água pelas raízes é reduzida drasticamente devido à baixa mobilidade da água no solo. Em reflexo, o potencial da água na raiz é reduzido, o que tende a compensar a redução da condutividade hidráulica do solo. Em muitos casos, porém, essa redução de potencial é insuficiente para fazer com que a taxa de extração de água do solo atenda à demanda atmosférica e evitar, assim, a desidratação das folhas e, conseqüentemente, o fechamento estomático.

Em virtude da similaridade — formal, não física (HILLEL, 1991) — entre o fluxo de elétrons em um condutor e o fluxo de água em meios porosos (ambos os fluxos são diretamente proporcionais ao gradiente de potencial e inversamente proporcional à resistência do meio), o fluxo de água no solo, assim como em todo o sistema solo-planta-atmosfera, é geralmente descrito analogamente à lei de Ohm (COWAN, 1960; HILLEL, 1991; JONES; TARDIEU, 1998; TAYLOR; KLEPPER, 1975; VAN DEN HONERT, 1948). Nessa abordagem, a transpiração pode ser descrita como:

$$T_a = q = \frac{h_p - h_s}{R_s + R_p} \quad [1]$$

em que, T_a (L T^{-1}) e q (L T^{-1}) são, respectivamente, a transpiração real e a densidade de fluxo de água no solo ou na raiz e R_s (T), R_p (T), h_p (L) e h_s (L) são, respectivamente, as resistências e os potenciais no solo (subscrito s) e na planta (subscrito p).

Esta abordagem falha em alguns aspectos na descrição do fluxo de água. Primeiro, o fluxo de água é considerado em regime estacionário. Segundo, a condutividade hidráulica do solo varia consideravelmente com o potencial de água, contrário ao caso do fluxo e potencial dos elétrons. Hillel (1991) aperfeiçoou essa analogia inserindo capacitores ao

modelo, o que permitiu a modelagem transiente do fluxo de água, e considerou a resistência variável com o potencial da água de cada segmento do sistema. Apesar desse aperfeiçoamento, essa analogia não representa o processo adequadamente e tem sido criticada (HILLEL, 1991): os capacitores geralmente apresentam linearidade com o conteúdo ou potencial da água e os efeitos do potencial gravitacional e osmótico não são considerados.

Face a esses problemas, o fluxo de água ao longo do sistema vem sendo estudado separadamente. Com relação à extração de água do solo, duas abordagens alternativas foram desenvolvidas: a abordagem microscópica, que analisa o fluxo de água em direção a uma raiz singular, e a macroscópica, que considera todo o sistema radicular como um termo sumidouro para a água do solo.

2.1.1 Modelos Microscópicos

Os modelos microscópicos, também denominados de mesoscópicos (RAATS, 2007), consideram a extração de água por um fluxo radial convergente em direção a uma raiz singular. Essa raiz é considerada como um sumidouro em formato de linha ou tubo estreito de raio r_0 uniforme, com propriedades absorptivas constantes ao longo de seu comprimento (COWAN, 1965; FEDDES; RAATS, 2004; GARDNER, 1960; GREEN; KIRKHAM; CLOTHIER, 2006; PASSIOURA, 1988). O sistema radicular de uma planta pode, então, ser representado pelo conjunto de tais raízes individuais, regularmente espaçadas no solo a uma distância r_m , definida pela seguinte relação:

$$R = \frac{1}{\pi r_m^2} \Rightarrow r_m = \sqrt{\frac{1}{\pi R}} \quad [2]$$

em que, R ($L L^{-3}$) é a densidade radicular, definida como a razão entre o comprimento de raiz e seu volume de solo ocupado, e r_m (L) também é chamado de distância média entre raízes. Geometricamente, os modelos microscópicos podem ser representados pela Figura 1. Assim como pode-se inferir a partir dessa figura, a distância r_m representa a distância máxima em que a raiz consegue extrair água, sendo o fluxo em r_m igual a zero.

A extração de água pela raiz singular é descrita pela variação do conteúdo de água do solo próxima à raiz, ou mais precisamente, no domínio $r_0 < r < r_m$. A equação

Figura 1 - Representação geométrica dos modelos microscópicos de extração de água do solo. r_m representa a distância média entre raízes ou raio da rizosfera; e r_0 , o raio da raiz

que descreve essa variação é a equação da continuidade. Como, nesse caso, o formato da raiz é simplificado por um cilindro de raio r_0 e há um fluxo radial em sua direção, as equações utilizadas para descrever a extração de água devem ser escritas no sistema de coordenadas cilíndricas. Nesse caso, a equação da continuidade na coordenada r é dada por

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_r = -\frac{1}{r} \frac{\partial [r \vec{q}]}{\partial r} \quad [3]$$

em que, θ ($L^3 L^{-3}$) é o conteúdo de água do solo; t (T), o tempo; e $\vec{q}$ ($L T^{-1}$), a densidade de fluxo, obtida pela equação de Darcy-Buckingham, que, para uma situação em que somente o potencial matricial governa o fluxo, como a presente, se torna

$$\vec{q} = -K \frac{\partial h}{\partial r} \quad [4]$$

em que, K ($L T^{-1}$) é a condutividade hidráulica do solo; e h (L), o potencial matricial do solo. Justifica-se não incluir o potencial gravitacional porque esse varia pouco, alguns milímetros, desprezível quando comparado à variação do potencial matricial. Combinando as eqs. [3] e [4], obtém-se a equação de Richards para coordenadas cilíndricas:

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_r = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r K \frac{\partial h}{\partial r} \right] \quad [5]$$

A eq. [5], no entanto, é frequentemente escrita em termos da difusividade ou potencial de fluxo matricial:

$$\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)_r = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r D \frac{\partial\theta}{\partial r} \right] \quad [6]$$

$$\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)_r = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r \frac{\partial\zeta}{\partial r} \right] \quad [7]$$

em que, $D = K \partial h / \partial \theta$ ($L \ T^{-1}$) é a difusividade do solo; e ζ ($L^2 \ T^{-1}$), o potencial de fluxo matricial, definido por

$$\zeta = \int_{h_{pmp}}^h K \, dh = \int_{\theta_{pmp}}^{\theta} D \, d\theta \quad [8]$$

em que h_{pmp} e θ_{pmp} são o potencial e o conteúdo de água no ponto de murcha permanente.

As eqs. [6] e [7] são matematicamente convenientes. Para a primeira (eq. [6]), diversas soluções são disponíveis na literatura para o processo análogo de difusão de calor. Porém, vale ressaltar que essa analogia não é fisicamente correta, uma vez que água no solo não é transferida por difusão, que independe da interação água-matriz, e, sim, pelo processo de fluxo de massa (HILLEL, 1998; TINKER, 1976). A eq. [7] é matematicamente mais simples que as demais.

Gardner (1960), um dos pioneiros dessa abordagem, utilizou a eq. [6] para analisar a redução do potencial matricial na superfície da raiz durante o processo de extração. Para tanto, ele encontrou uma solução analítica para esta equação, considerando o fluxo em regime estacionário, uma difusividade constante e raio de extração de comprimento infinito. Esta solução, restrita às condições de contorno $q = -2\pi r_0 K \frac{\partial h}{\partial r}$ em $r = r_0$ e $h = h_i \rightarrow \theta = \theta_i$ em $t = t_0$, foi obtida de forma análoga ao processo de condução térmica (CARSLAW; JAEGER, 1959), considerando tempos longos, e pode ser escrita, aproximadamente, como (RAATS, 2007):

$$h_{r_0} - h_i = \frac{q}{4\pi K} \left(\ln \frac{4Dt}{r_0^2} - \gamma \right) \quad [9]$$

em que, γ é a constante de Euler-Mascheroni ($\gamma \approx 0,5772$) e h_{r_0} e h_i são, respectivamente, o potencial matricial na superfície da raiz e o potencial matricial do solo inicial, considerado uniforme. Dessumindo as mesmas considerações para a eq. [9], porém considerando a raiz como uma linha, que é razoável dado o comprimento do raio da raiz em relação ao raio de

extração infinito, a solução da eq. [6] é (CARSLAW; JAEGER, 1959)

$$h - h_i = \frac{q}{4\pi K} \left(\ln \frac{4Dt}{r^2} - \gamma \right) \quad [10]$$

que é utilizada para determinar o potencial matricial h em qualquer r . Através da eq. [10], Gardner (1960) mostrou que boa parte da água extraída pela raiz provém de uma certa distância radial finita. Esta descoberta está mais de acordo com as condições reais, uma vez que as raízes competem entre si e que cada raiz possui um volume limitado de solo para sua exploração (TINKER, 1976). Por conseguinte, uma solução considerando o raio de extração finito, em condições de fluxo estacionário, pode ser utilizada. O fluxo em regime transiente pode, então, ser aproximado através de uma série de soluções para fluxo estacionário. Sob tais considerações, a solução da eq. [5] é:

$$h_{r_m} - h_{r_0} = \frac{q}{2\pi K} \ln \frac{r_m}{r_0} \quad [11]$$

em que, h_{r_m} e h_{r_0} são o potencial matricial em $r = r_m$ e r_0 , respectivamente.

Cowan (1965) resolveu a eq. [7] supondo fluxo a taxa constante (*steady rate*), ou seja, a variação do conteúdo de água com o tempo ($\partial\theta/\partial t$) é constante. Este tipo de solução é usualmente chamado de linearização da equação de Richards (eqs. [5] a [7]), uma vez que essa consideração implica que θ seja uma função linear do tempo. Passioura e Cowan (1968) analisaram a acurácia das soluções analíticas considerando fluxo estacionário e a taxa constante comparando-se predições do conteúdo de água na interface solo-raiz por essas soluções com uma solução numérica. Nas condições analisadas, os autores encontraram boa concordância entre as soluções, porém a segunda solução foi mais precisa. Revisões sobre diferentes soluções analíticas das eqs. [5] a [7] são discutidas por Tinker (1976) e Raats (2007). Apesar dessas soluções analíticas serem importantes pelo fato de, normalmente, poder explicitar uma dada variável de interesse, a consideração de fluxo em regime estacionário ou a taxa constante dificilmente ocorrem em condições reais, o que limita o uso dessas soluções. Soluções numéricas suprem essas limitações, porém seu uso é limitado ao modelo numérico do qual faz parte.

Jong Van Lier, Metselaar e Van Dam (2006) desenvolveram um modelo

numérico implícito para resolver a eq. [5]. O principal objetivo dos autores foi determinar o conteúdo de água do solo médio ($\bar{\theta}_{lim}$) no momento em que a raiz atinge pela primeira vez seu potencial crítico. Esse valor é normalmente conhecido como o conteúdo de água crítico. Tais autores também validaram uma solução analítica da eq. [7] (ver dedução no Apêndice A), posteriormente corrigida por Schröder et al. (2007), considerando o fluxo a taxa constante. Esta solução e a determinação, numérica e analítica, da distância $\bar{r}$ a partir do raio da raiz correspondente ao valor de $\bar{\theta}_{lim}$ foram usadas como base para, posteriormente, formalizar um modelo macroscópico de extração de água do solo.

Passioura (1985) discute as limitações dos modelos microscópicos. A principal limitação do uso desses modelos deve-se à dificuldade para descrever a complexidade dos sistemas radiculares reais. Esses sistemas possuem geometria complexa, apresentando várias ramificações que são distribuídas no solo seguindo padrões genéticos e afetadas pelas propriedades físico-químicas do solo. As raízes, sobretudo, não possuem necessariamente formato cilíndrico e geralmente sobrepõem-se umas às outras; conseqüentemente, não possuem zona de extração bem definida, assim como suposta por esses modelos. Um ponto bem destacado por Passioura (1985) é a dificuldade de descrição e a falta de conhecimento dos processos fisiológicos da planta e físicos na interface solo-raiz. Assuntos como resistência ao fluxo na interface solo-raiz, contração radicular em condições de estresse hídrico, alteração das propriedades hidráulicas do solo pelas raízes, *hydraulic lift* e suberização da raiz, entre outros, ainda estão sendo estudados e interferem na predição por esses modelos. Recentes investigações e confirmações desses fenômenos foram feitas por Caldwell, Dawson e Richards (1998) e McMichael e Lascano (2010) (*hydraulic lift*) e por Carminati et al. 2009 e Hamza, Anderson e Aylmore (2007) (contração das raízes).

A maioria dos modelos microscópicos (COWAN, 1965; GARDNER, 1960; JONG VAN LIER; METSELAAR; VAN DAM, 2006) presume implicitamente que as propriedades hidráulicas do solo limitam unicamente a extração de água pelas raízes. Ou seja, esses modelos desconsideram o fluxo de água dentro da raiz e da planta; o fluxo de água na superfície da raiz é frequentemente considerado como condição de contorno e é dado por uma simples relação da transpiração da planta (eq. [A-17], por exemplo). Embora haja divergência sobre o assunto, há um consenso de que a resistência do solo é predominante em condições

hidráulicas limitantes do solo, e, em condições úmidas, a resistência na planta passa a ser predominante (MOLZ, 1981). Portanto, além dos problemas discutidos por Passioura (1985), esses modelos podem falhar na estimativa da extração devido à desconsideração dos processos de transferência na planta.

Um avanço nesses aspectos foi alcançado nos últimos anos através do desenvolvimento de modelos tridimensionais de arquitetura de sistema radicular, a exemplo dos modelos de Diggle (1988) e Pagès, Jordan e Picard (1989) e, mais recentemente, dos modelos de Leitner et al. (2010) e Lynch et al. (1997). Doussan, Pagès e Vercambe (1998) modelaram a extração e o fluxo de água dentro da raiz inserindo um modelo de distribuição de condutividade hidráulica ao longo do sistema radicular reproduzido pelo modelo de Pagès, Jordan e Picard (1989). Este modelo é chamado de modelo de árvore hidráulica (*Hydraulic Tree Model*). A partir desses trabalhos, uma nova abordagem microscópica de extração, que acopla a transferência de água no solo e dentro da raiz, vem sendo desenvolvida. Exemplos desses modelos são os de Doussan et al. (2006) e Javaux et al. (2008). Esses modelos são complexos e exigem muitos parâmetros de entrada de solo e raiz, mas são mais realistas: a estrutura tridimensional do sistema radicular é levada em conta e as propriedades radiculares diferem em cada segmento radicular (JAVAUX et al., 2008). Recentemente, o avanço de novas técnicas de medição do conteúdo de água, como a de transmissão de luz e imagens por raio-X (GARRIGUES; DOUSSAN; PIERRET, 2006), vem dando suporte à análise e ao aperfeiçoamento desses modelos.

2.1.2 Modelos Macroscópicos

Na abordagem macroscópica, a extração de água pelas plantas é descrita por um termo sumidouro S ($L^3 L^{-3} T^{-1}$) na equação da continuidade para o conteúdo de água do solo,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div } \vec{q} - S(x, y, z, t) \quad [12]$$

que representa a soma de extração de todas as raízes de uma dada profundidade. Como a maioria dos modelos é unidimensional, a eq. [12] é geralmente escrita para a coordenada vertical. Assim, inserindo a equação de Darcy-Buckingham na eq. [12] e escrevendo ambas as

equações para a coordenada vertical, tem-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta, h) \frac{\partial H}{\partial z} \right] - S(z, t) \quad [13]$$

em que, H (L) é o potencial total da água no solo e z , a coordenada vertical.

O principal desafio dessa abordagem consiste, portanto, na determinação da forma desconhecida da função $S(z, t)$, que impossibilita a resolução da eq. [13] (FEDDES; RAATS, 2004). Diversas formas de função de extração podem ser encontradas na literatura, as quais podem ser divididas em dois grupos (MOLZ, 1981). Um grupo dessas funções são as que derivam da solução da equação de Richards para coordenadas cilíndricas (FEDDES; BRESLER; NEWMAN; 1974), eqs. [5] a [7], que, de forma geral, podem ser representadas pela seguinte expressão:

$$S = \Omega K(h_1 - h_0) \quad [14]$$

em que, Ω (-) é um fator adimensional relacionado à distribuição radicular no solo. A expressão para Ω depende basicamente da solução de uma das eqs. [5] a [7]. Diversas expressões para Ω , baseadas na solução das eqs. [5] a [7], são revistas por Raats (2007). Considerando como solução a eq. [11], esse fator é, então, dado por

$$\Omega = \frac{2\pi}{\ln(r_1/r_0)}. \quad [15]$$

A eq. [14] é bastante similar à lei de Ohm, onde a resistência ao fluxo entre o solo e raiz R_s equivale $1/\Omega K$. Baseado nesse aspecto e em evidências experimentais e teóricas de que a resistência predominante ao transporte de água no sistema solo-raiz ocorre na raiz (NEWMAN, 1969a; NEWMAN, 1969b; TAYLOR; KLEPPER, 1975), alguns autores estenderam a função de extração da eq. [14] através da inclusão da resistência R_p e do potencial da água h_p na planta, ou seja:

$$S = \Omega \frac{h_p - h_s}{R_p + R_s} \quad [16]$$

Molz (1981) fez uma revisão sobre as principais funções de extração, incluindo as que se assemelham às eqs. [14] e [16]. Exemplos dessas funções são as propostas por Feddes, Bresler e Newman (1974), Gardner (1964), Herkelrath, Miller e Gardner (1977), Nimah e

Hanks (1973) e Rowse, Stone e Gerwitz (1978). A principal diferença entre essas funções é a expressão e interpretação do fator adimensional Ω pelos autores. Dentre essas funções, Molz (1981) dá ênfase à função de Rowse, Stone e Gerwitz (1978) — devido ao teste detalhado de avaliação do modelo e aos valores realísticos dos parâmetros — e à função de Herkelrath, Miller e Gardner (1977), que considera o aumento da resistência ao fluxo de água na interface solo-raiz devido à contração das raízes e caule sob condição de estresse hídrico.

Os modelos que se baseiam na lei de Ohm, no entanto, requerem conhecimento detalhado da densidade radicular e da resistência ao fluxo de água do sistema solo-planta-atmosfera (LI; BOISVERT; JONG; 1999; LUO et al., 2003).

Outro tipo de abordagem macroscópica foi apresentada inicialmente por Feddes et al. (1976). Esses autores consideraram a extração de água do solo como uma função empírica do conteúdo de água do solo, que foi aprimorada posteriormente por Feddes, Kowalik e Zaradny (1978), considerando-a função do potencial matricial do solo. Essa função pode ser representada como

$$S(z) = \alpha(h)S_{max}(z) \quad [17]$$

em que, $\alpha(h)$ (-) é um coeficiente adimensional ($0 \leq \alpha(h) \leq 1$) chamado de função de redução da transpiração ou da extração, que é função do potencial matricial do solo h ; e $S_{z,max}$, a extração máxima ou potencial de água pelas raízes, que, seguindo o balanço de massa e negligenciando água armazenada na planta, é obtida por

$$T_p = \int_{L_r} S_{max}(z) dz \Rightarrow S_{max} = \frac{T_p}{L_r} \quad [18]$$

em que, T_p ($L \ T^{-1}$) é a transpiração potencial; e L_r (L), a profundidade máxima do sistema radicular.

A forma da função de redução de transpiração proposta por Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) é mostrada na Figura 2. α é igual a zero, conseqüentemente a extração, quando o potencial matricial do solo for superior a h_1 (deficiência de oxigênio) ou inferior a h_4 (ponto de murcha permanente). Quando o potencial matricial estiver entre h_2 e h_3 (pontos de redução), α é igual a unidade, assim a transpiração/extração ocorre à taxa máxima; essa fase é frequentemente chamada de fase constante da transpiração. Para valores de potencial

matricial entre h_3 e h_4 , α (assim também a transpiração/extração) diminui linearmente; essa fase é chamada de fase decrescente da transpiração. O parâmetro h_3 é comumente conhecido como valor crítico ou limitante e representa o ponto a partir do qual as condições hidráulicas limitam a extração de água pelas raízes.

Figura 2 - Função de redução da extração de água pelas raízes (α) em função do potencial matricial do solo para baixa e alta transpiração potencial, T_p . Adaptado de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978)

No modelo de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978), dois valores para h_3 devem ser parametrizados: um para transpiração baixa e outro para transpiração alta, que são específicos para cada cultura. Diversos trabalhos sugerem que esse valor crítico depende da densidade radicular, das propriedades hidráulicas do solo e do gradiente de potencial matricial (COWAN, 1965; GARDNER, 1960; JONG VAN LIER; METSELAAR; VAN DAM, 2006; ZUR et al., 1982). Jong Van Lier, Metselaar e Van Dam (2006) demonstraram, por meio de simulações numéricas, que nem o potencial matricial do solo, muito menos o conteúdo de água são bons indicadores do início de condições hidráulicas limitantes, uma vez que essas variáveis dependem do tipo de solo e de suas respectivas propriedades hidráulicas. Os autores encontraram que o início das condições hidráulicas limitantes podem ser efetivamente caracterizadas pelo potencial de fluxo matricial, independentemente do tipo de solo, em função da densidade radicular e da transpiração potencial, de acordo com seguinte expressão:

$$\bar{\zeta}_{lim} = T_p a R^b \quad [19]$$

em que, $\bar{\zeta}_{lim}$ é o potencial de fluxo matricial médio no início das condições hidráulicas limi-

antes e $a = 23.5 (L^{1+2b})$ e $b = 2.367 (-)$ são parâmetros de ajuste.

A eq. [18], entretanto, não considera o efeito da distribuição radicular sobre o padrão de distribuição de extração de água do solo, observada em diversos trabalhos (ARYA; BLAKE; FARRELL, 1975a; ARYA; BLAKE; FARRELL, 1975b; NNYAMAH; BLACK, 1977; TAYLOR; KEPPLER, 1978). Esses e outros trabalhos mostram que, quando o solo encontra-se em ótimas condições hídricas, a distribuição de extração é ditada pela distribuição radicular; assim, maior parte da extração ocorre nas camadas próximas à superfície, onde a densidade radicular é maior. Por conseguinte, um problema quanto à função de extração de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) é que essa função não considera o efeito da distribuição da densidade radicular em sua formulação. Para superar essa limitação, a forma mais geral da função de extração de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978), que é usada por diversos modelos numéricos de balanço de água no solo, considera o efeito da heterogeneidade do sistema radicular na partição da extração da seguinte forma:

$$S(z) = \alpha(z)\beta(z)T_p = \alpha(h) \frac{R(z)}{\int_{L_r} R(z) dz} T_p \quad [20]$$

em que, $\beta(z)$ é a distribuição de densidade radicular relativa.

Existem diversas formas de expressar a densidade radicular em função da profundidade. Prasad (1988) supôs decréscimo linear de $S_{z,max}$ com a profundidade (Figura 3), com os coeficientes variando em função da taxa de transpiração e da profundidade do sistema radicular. Seu modelo estimou a depleção de água satisfatoriamente, enquanto que a consideração de taxa constante de extração de água resultou em grandes erros. Novák (1987) mostrou que, quando a transpiração processa-se à taxa potencial, a distribuição da extração de água pelas plantas pode ser obtida a partir da distribuição de massa radicular, e que a extração de água do solo varia exponencialmente com a profundidade. Dwyer, Stewart e Balchin (1988) demonstraram que a densidade radicular em função da profundidade do solo pode ser apresentada por uma função exponencial modificada. Li; Boisvert e Jong (1999) incorporaram esta função exponencial na eq. [20] para particionar a extração potencial com a profundidade. Estes autores observaram que o modelo exponencial mostrou desempenho superior aos modelo constate de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) e linear de Prasad (1988),

principalmente nas camadas próximas à superfície.

Figura 3 - Distribuição da extração de água do solo S sob distribuição radicular homogênea e heterogênea (linear) em condições hidráulicas não-limitantes. L_r é a profundidade máxima do sistema radicular

2.1.2.1 Compensação do estresse hídrico

Diversos estudos (ARYA; BLAKE; FARRELL, 1975b; GREEN; CLOTHIER, 1995, 1999; NNYAMAH; BLACK, 1977; TAYLOR; KLEPPER, 1978) demonstram que a distribuição de extração de água do solo é governada pela distribuição radicular somente em condições de distribuição de umidade homogênea, que geralmente só ocorre em curtos períodos após eventos sucessivos de molhamento do solo. Todavia, em condições de campo, é mais comum a ocorrência de distribuição de umidade desuniforme, onde, normalmente, forma-se um gradiente de umidade da superfície às camadas mais profundas. E, mesmo partindo de uma condição homogênea, esse gradiente de umidade desenvolve-se em poucos dias, devido a maior extração e evaporação na camada superficial. Com a redução de umidade nessas camadas, a extração é reduzida drasticamente; porém, as plantas ainda conseguem extrair água a taxas potenciais aumentando a extração nas camadas mais úmidas para compensar a redução nas camadas mais secas. Este mecanismo é comumente chamado de compensação de estresse hídrico (SKAGGS et al., 2010).

A eq. [20], assim como pode-se inferir, não é capaz de prever esse comportamento de distribuição de extração: a transpiração é reduzida assim que uma zona radicular está sob estresse hídrico e não permite o aumento da extração em camadas mais úmidas. Consequentemente, quando se usa a eq. [20] para simular a variação de umidade do solo, é comum observar

subestimativas do conteúdo de água nas camadas superficiais e superestimativas nas camadas mais profundas (DONG et al., 2010; LI, JONG; BOISVERT, 2001; YADAV; MATHUR, SIEBEL; 2009). Em função da importância do mecanismo de compensação, diferentes rotinas, na maioria empíricas, foram desenvolvidas (SKAGGS et al., 2006). Algumas dessas abordagens, que são atualmente usadas em modelos hidrológicos ou que foram avaliadas criteriosamente, são descritas abaixo.

Jarvis (1989) tratou o problema empiricamente através da introdução de um novo coeficiente empírico na eq. [20], chamado de coeficiente de estresse ponderado. De acordo com a abordagem de Jarvis (1989), a transpiração da planta, conseqüentemente a extração, só é reduzida quando esse coeficiente, definido como,

$$\omega \equiv \int_{L_r} \alpha(z)\beta(z) dz \quad [21]$$

for inferior a um dado valor crítico ω_c . Ou seja, a transpiração relativa é igual a unidade quando $\omega \geq \omega_c$ e igual à razão $\frac{\omega}{\omega_c}$ quando $\omega < \omega_c$. A compensação de extração é obtida aumentando-se a extração de água em todas as camadas por um fator de $1/\omega$; esse aumento é mais significativo nas zonas radiculares de estresse hídrico moderado e/ou com alta densidade radicular, e praticamente irrelevante ou nulo nas zonas de estresse e/ou com baixa densidade radicular. Uma limitação desse modelo é a determinação do valor ω_c , que deve ser obtido por modelagem inversa. Adicionalmente, Skaggs et al. (2006) demonstraram que esta abordagem possui limitações conceituais e não representa adequadamente o mecanismo de extração de água. A abordagem foi modificada por Šimunek, Van Genuchten e Šejna (2005) e é usada pelo modelo HYDRUS-1D.

Para considerar o mecanismo de compensação, Lai e Katul (2000) definiram um fator empírico, chamado de fator de eficiência radicular, como o produto de dois coeficientes empíricos: um descrevendo a redução de transpiração em função do conteúdo de água do solo ($\alpha_1(\theta)$); e o outro, o aumento da extração por camadas mais úmidas ($\alpha_2(\theta)$). Esses coeficientes são definidos por

$$\alpha = \alpha_1(\theta)\alpha_2(\theta) \quad [22]$$

em que,

$$\alpha_1(\theta) = \max \left\{ \frac{\theta}{\theta_s - \theta_{pmp}}, \frac{\int_0^z \theta(z) dz}{\int_0^{L_r} \theta(z) dz} \right\} \quad [23]$$

$$\alpha_2(\theta) = \left(\frac{\theta - \theta_{pmp}}{\theta_s} \right)^{\frac{\gamma}{\theta - \theta_{pmp}}} \quad [24]$$

em que, θ_s e θ_{pmp} são, respectivamente, os conteúdos de água de saturação e no ponto de murcha permanente. O fator empírico γ da eq. [24] controla o formato da curva de redução (Figura 4). Embora γ deva ser obtido por modelagem inversa, o valor adequado para γ é provavelmente aquele que induza α_2 a duas restrições: (1) $\alpha_2 \rightarrow 0$ quando $\theta \rightarrow \theta_{pmp}$ e (2) $\alpha_2 \rightarrow 1$ quando $\alpha_2 \rightarrow \theta_s$. O coeficiente α_2 (Figura 4) difere do coeficiente de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) no fato que a curva de redução é convexa, e não linear, e que a redução inicia-se assim que o conteúdo de água no solo é menor do que o conteúdo de água de saturação. Lai e Katul (2000), portanto, substituíram o fator de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) na eq. [20] pelo fator de eficiência, eq. [22], para estimar extração de água do solo. Usando esta função de extração na eq. [12], os autores observaram que o modelo foi capaz de representar as variações temporais do conteúdo de água ao longo do perfil do solo. Os autores também confirmaram que, quando o conteúdo de água solo nas camadas superficiais aproxima-se do ponto de murcha permanente, as camadas mais profundas tornam-se os principais contribuidores para transpiração.

Figura 4 - Variação do coeficiente de redução de Lai e Katul (2000), eq. [24], para diferentes valores de γ , considerando $\theta_{pmp} = 0,1$ e $\theta_s = 0,3$

Li, Jong e Boisvert (2001) desenvolveram um modelo empírico de compensação de estresse hídrico, que difere conceitualmente do modelo de Jarvis (1989) e não apresenta os problemas destacados por Skaggs et al. (2006). Esses autores definiram o coeficiente de estresse hídrico ponderado como

$$\epsilon \equiv \frac{\alpha(z)\beta(z)^\lambda}{\int_{L_r} \alpha(z)\beta(z)^\lambda dz} \quad [25]$$

em que, λ (-) é um fator que controla a distribuição de extração de água sob condições hidráulicas não-limitantes. Para valores de λ próximos ou iguais a zero, a extração de água é distribuída homogeneamente com a profundidade do solo. No entanto, a medida que λ aumenta, aumenta-se a extração nas camadas superiores e diminui-se nas inferiores.

O índice de estresse ponderado (eq. [25]), que depende do potencial matricial do solo e da densidade radicular, é usado para particionar a transpiração ao longo do perfil do solo, ao invés de usar apenas a densidade radicular. A redução de extração para uma dada camada é calculada pelo coeficiente de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978). Li, Jong e Boisvert (2001) incorporaram essa função de extração e a função de Li, Boisvert e Jong (1999) no modelo agrohídrológico SWAP (*Soil Water Atmosphere Plant model*) e avaliaram o desempenho dessas funções comparando-se o conteúdo de água do solo simulado pelo SWAP e observado. Os resultados obtidos pelos autores mostraram que o desempenho do modelo de extração com compensação foi melhor do que o modelo sem compensação, principalmente nas camadas mais profundas.

Braud, Varado e Oliosio (2005) avaliaram o desempenho das duas últimas funções de compensação comentadas acima. Para tanto, incorporaram ambas as funções de extração no modelo SiSPAT (BRAUD et al., 1995) e avaliaram as variáveis simuladas pelo modelo. Dentre outras coisas, os autores observaram que ambas as funções de extração reproduziram satisfatoriamente a evolução temporal da armazenagem de água do solo, evapotranspiração diária e conteúdo de água no solo em várias profundidades. Entretanto, quando o mecanismo de compensação foi desconsiderado, o desempenho foi geralmente reduzido.

Dong et al. (2010) e Yadav, Mathur e Siebel (2009) também avaliaram o desempenho da função de extração com mecanismo de compensação de Li, Jong e Boisvert

(2001). Esses autores também comprovaram que os modelos com compensação são mais realistas e representam adequadamente o processo. Porém, embora os resultados de Dong et al. (2010) tenham confirmado o mecanismo de compensação, esses autores ressaltam que é preciso medições independentes de transpiração para verificar se as plantas usam o mecanismo de compensação para otimizar o uso da água de toda a zona radicular.

Li et al. (2006) comentam que a maioria das funções de redução propostas possui parâmetros empíricos de redução que requerem calibração e validação caso não existam valores adequados na literatura. Isto, no entanto, limita consideravelmente simulações em escala globais e regionais. Motivados por essa limitação, Li et al. (2006) desenvolveram um coeficiente empírico de redução de transpiração como base na analogia da lei de Ohm e nos resultados experimentais de Denmead e Shaw (1962). Partindo de análises dos mecanismos do movimento da água no solo em direção à raiz e da definição do coeficiente de redução de transpiração, esses autores inferiram que o último pode ser proporcional ao potencial matricial e conteúdo de água do solo. Assim, definiram um índice de disponibilidade hídrica como a média geométrica entre o conteúdo de água e potencial matricial normalizados do ponto de murcha permanente à capacidade de campo e, seguindo a hipótese de redução linear de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) e os resultados experimentais de Denmead e Shaw (1962), definiram o coeficiente de redução de transpiração como

$$\alpha = \min \left\{ \frac{[\Phi(h)\Theta(h)]^{0.5}}{T_{p,r}}, 1 \right\} \quad [26]$$

em que, $\Phi(h)$ e $\Theta(h)$ são, respectivamente, o potencial matricial e conteúdo de água do solo normalizados; e $T_{p,r} = T_p/T_m$, a transpiração potencial relativa e T_m , a transpiração potencial máxima, definida como a transpiração potencial no pico da estação de crescimento da cultura. Diante da eq. [26], quando $T_p = T_m$, a redução da transpiração ocorre assim que o conteúdo de água do solo fica abaixo da capacidade de campo. No entanto, quando T_p é relativamente baixa, a redução da transpiração só ocorre depois de um certo ponto de redução, que foi aproximado pela razão T_p/T_m . Para analisar o desempenho da nova função de redução, Li et al. (2006) modificaram o esquema de compensação de Li, Jong e Boisvert (2001), eq. [25], inserindo a eq. [26] no lugar do fator de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) e usaram a equação

de distribuição radicular proposta por Jackson et al. (1996) ao invés do fator $\beta(z)^\lambda$. Essa nova função de extração foi analisada através de simulações do modelo agrohidrológico SWAP com a nova função incorporada. Os resultados mostraram que a nova função teve desempenho similar à de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978); no entanto, a vantagem dessa nova função é que ela não requer os parâmetros empíricos de redução de transpiração.

2.1.2.2 Formato da curva de redução da transpiração

Todas as funções de extração comentadas anteriormente, com exceção da função de Lai e Katul (2000), baseiam-se na hipótese de redução linear da transpiração com a redução de um dado índice de disponibilidade hídrica. No entanto, ao validar que a transpiração relativa é igual ao potencial de fluxo matricial relativo em toda área de influência de uma raiz singular, através de simulações numéricas, seguindo o modelo de Jong Van Lier, Metselaar e Van Dam (2006), Metselaar e Jong Van Lier (2007) mostraram que, para solos classificados como analíticos (RAATS, 2001), essa redução linear só ocorre se a difusividade de solo for constante. Usando quatro classes desse solos, os autores mostraram analiticamente que essa curva é, na realidade, côncava, seja função do conteúdo de água ou potencial matricial do solo. A inclinação da curva, todavia, é função da transpiração potencial, da densidade radicular e do potencial de fluxo matricial, sendo que a curva tende à linearidade tanto com o aumento da densidade radicular quanto com a diminuição da transpiração potencial. Para solos classificados como numéricos, do tipo Van Genuchten - Mualem, os autores encontram uma curva parcialmente convexa.

Posteriormente, Jong Van Lier, Dourado Neto e Metselaar (2009) encontraram uma solução analítica para o potencial de fluxo matricial para solos do tipo Van Genuchten - Mualem e exploram a curva de redução para esses solos com mais detalhe. Esses autores concluíram que a formato da curva de redução da transpiração depende do sinal da derivada da difusividade hidráulica em relação ao conteúdo de água do solo $dD/d\theta$, com valores positivos, zero e negativos, correspondendo, respectivamente, a curvas côncavas, linear e convexa. Especificamente, considerando os parâmetros da equação de Van Genuchten - Mualem, eles deduziram que $dD/d\theta > 0$ quando $l > -1/m$ (curva de redução côncava) e $dD/d\theta < 0$ quando $l < -2/m$; entre o intervalo $(-2/m \leq l \leq -1/m)$, a curva de redução tem formato

em “S”. A partir de quatro bases de dados, os autores mostraram que apenas 1,5% dos solos apresentaram curva de formato “S”, enquanto os demais apresentaram curva côncava. Resultados experimentais obtidos por Casaroli, Jong Van Lier e Dourado Neto (2010) confirmam parcialmente os resultados teóricos supracitados.

2.1.2.3 Modelo de extração de água de Jong Van Lier et al. (2008)

Recentemente, Jong Van Lier et al. (2008) desenvolveram um modelo físico de extração de água do solo baseado na solução analítica obtida por Jong Van Lier et al. (2006), corrigida por Schröder et al. (2007) (eq. [A-22]) e nas análises feitas por Metselaar e Jong Van Lier (2007), que pode ser expresso como:

$$S_z = \rho_z(\bar{\zeta}_z - \zeta_0) \quad [27]$$

em que, $\bar{\zeta}$ é o potencial de fluxo matricial correspondente ao conteúdo de água do médio da camada z ; ζ_0 , o potencial de fluxo matricial na superfície da raiz, considerada constante com a profundidade; e ρ_z (L^{-2}), um fator de ponderação, definido por

$$\rho_z = \frac{4}{r_0^2 - a^2 r_{m,z}^2 + 2(r_m^2 + r_0^2) \ln(ar_{m,z}/r_0)} \quad [28]$$

em que, $a = \bar{r}/r_m \approx 0.53$. Este modelo inclui implicitamente o mecanismo de compensação, que é determinado pelo fator $\zeta_z - \zeta_0$ de cada camada. O formato da curva de redução de redução também está implícito no modelo, o qual dependerá das propriedades hidráulicas do solo. O modelo apresenta baixa sensibilidade aos parâmetros a e r_0 , assim o principal parâmetro de entrada é o h_{pmp} , usado para calcular $\bar{\zeta}$ através da eq. [8]. Ao avaliar o modelo, Jong Van Lier et al. (2008) obtiveram resultados promissores, e Faria et al. (2010) adicionaram um parâmetro f na eq. [27] para explicar a redução da extração devido à heterogeneidade da densidade e atividade radicular, assim como o imperfeito contato solo-raiz, que não foram levados em conta na sua formulação.

Vale ressaltar que esse modelo, assim como a maioria dos modelos formalizados a partir da abordagem microscópica, não considera a resistência ao fluxo de água na raiz e no xilema. Por conseguinte, devido à hipótese de que a resistência na planta é mais significativa

do que a do solo em condições hidráulicas não limitantes (MOLZ, 1981), é provável que esse modelo não estime a variação de extração adequadamente sob tais condições.

2.2 Modelo SWAP

O modelo agrohidrológico SWAP é um modelo numérico unidimensional que simula transporte de água, solutos e calor na zona vadosa, também chamada de zona de aeração, em interação com o desenvolvimento vegetativo (KROES et al., 2008). O modelo é baseado na versão unidimensional da equação de Richards com adição do termo sumidouro (eq. [13]). Esta equação é resolvida numericamente através de um esquema regressivo implícito de diferenças finitas. As funções hidráulicas do solo são descritas pelas equações de Van Genuchten e Van Genuchten-Mualem para a retenção de água no solo e condutividade hidráulica, respectivamente.

Os processos simulados pelo modelo SWAP na camada vadosa podem ser vistos na Figura 5. Uma descrição completa de como SWAP calcula os processos mostrados na Figura 5 é dada por Kroes et al. (2008). A partir da Figura 5, nota-se que a extração de água do solo desempenha um papel chave para esses processos. Atualmente, a versão mais recente do modelo, SWAP 3.2.26, oferece duas alternativas para o cálculo da extração de água: o modelo macroscópico de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) e o modelo de Jong Van Lier et al. (2008), ambos descritos anteriormente.

O modelo SWAP se destaca de outros modelos, tais como o modelo HYDRUS, pela simulação genérica de crescimento de cultura, evapotranspiração de solos parcialmente cobertos, comunicação com modelos detalhados de transporte de pesticidas e nutrientes e versatilidade das condições de contorno, que se adaptam a maioria dos problemas (VAN DAM et al., 2008).

Devido às dificuldades de medição de extração de água do solo *in situ*, a análise de desempenho de modelos de extração tem sido feita através da comparação entre o conteúdo de água do solo medido e estimado por modelos de balanço de água no solo, tais como o SWAP, que resolvem a eq. [13]. Isto é possível porque a extração de água pelas raízes afeta consideravelmente a distribuição de umidade do solo (YU et al., 2007). Essa análise depende, no entanto, da acurácia de determinação dos componentes do balanço de água no solo, tais

Figura 5 - Processos simulados pelo modelo SWAP (Adaptado de Kroes et al. 2008)

como transpiração e evaporação, interceptação vegetal e escoamento superficial. O SWAP é um modelo robusto neste aspecto e foi utilizado em tais análises por diversos autores (JONG VAN LIER et al., 2008; LI; BOISVERT; JONG; 1999; 2001; LI et al., 2006).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Experimento

A avaliação de desempenho dos modelos de extração de água do solo foi feita com os dados obtidos de um experimento de campo com a cultura da soja. O experimento foi conduzido em uma área do Campus da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” — ESALQ/USP (22° 42’ 30” ,47 38’ 00” W, 546 m). O solo da área, que apresenta uma sequência de horizontes Ap-Bt-Bw, é classificado como Nitossolo Vermelho (JONG VAN LIER; LIBARDI, 1999). Suas propriedades físicas são listadas na Tabela 1. O clima do local é, segundo a classificação de Köppen, Cwa: subtropical e quente, com verão chuvoso e inverno quente.

A semeadura da soja (manual e mecanizada), cultivar CD 237RR de ciclo precoce, foi realizada em 5 de novembro de 2011 no espaçamento de 0,5 m entre linhas, colocando-se 20 sementes por metro linear. As principais características da cultivar são listadas na Tabela 2. A emergência das plântulas ocorreu 15 dias após o plantio. No dia 22 de novembro foi feito o replantio para a redução do número de falhas. A área plantada foi 1440 m² (32 m X 45 m). A maturação fisiológica da soja ocorreu em 15 de março de 2011, porém só foi colhida em 5 de abril de 2011. Considerou-se a primeira como a data da colheita nas simulações. Do plantio ao início do florescimento, a cultura foi irrigada por um sistema de aspersão convencional. No manejo nutricional, foi feita adubação de fundação, aplicando-se 340 kg ha⁻¹ da fórmula 08-28-16, de acordo com a análise química do solo. Todas as operações de manejo da cultura foram realizadas com auxílio do Departamento de Produção Vegetal da ESALQ.

Tabela 1 - Características físicas do solo da área experimental, segundo Jong Van Lier e Libardi (1999)

Profundidade (cm)	densidade do solo (kg m ⁻³)	textura	horizonte
0 - 20	1560	argilosa	Ap
20 - 76	1380	argilosa	Bt ₁
76 - 113	1230	argilosa	Bt ₂
113 - 130	1210	argilosa	Bw ₁
130 - 165	1230	argilosa	Bw ₂

Tabela 2 - Principais características da cultivar de soja CD 237RR

Características	CD 237RR
Hábito de crescimento	Determinado
Média à maturação plena	64 dias
Média ao florescimento pleno	64 dias
Altura média de plantas	92 cm
Acamamento	Resistente
massa média de 1000 grãos	129,0 g

Fonte: Guia de Produtos SOJA SUL RR 2010

3.1.1 Índice de área foliar

O índice de área foliar (IAF) foi determinado em três datas (25-01-2011, 08-02-2011 e 17-02-2011) ao longo do ciclo da cultura por meio de um integrador de área foliar LICOR, modelo LAI 2000. Em cada medição foram realizadas, aproximadamente, 10 medidas de IAF, em pontos aleatórios, para a determinação da média da área. As três medições de IAF, no entanto, foram insuficientes para descrever o IAF ao longo do ciclo da cultura. Assim, considerou-se um IAF de 3 no início da fase de desenvolvimento da cultura (ALLEN et al., 1998). O comprimento das fases de crescimento — inicial, intermediária e final — foi considerado proporcional aos comprimentos tabelados no boletim da FAO para a cultura da soja (ALLEN et al., 1998). Considerou-se um IAF de 2 no final do ciclo da cultura (MARTORANO, 2007)

Com base nessas informações e nos valores medidos, ajustou-se o IAF em função do índice de desenvolvimento (DVS, *Development Stage*), unidade usada pelo modelo modelo SWAP para indicar o estágio de desenvolvimento das culturas, a um modelo lognormal:

$$IAF = \varsigma DVS \exp \left[-0.5 \left(\frac{\ln(DVS/DVS_o)}{\kappa} \right)^2 \right] \quad [29]$$

em que, κ (-), ς (-) e DVS_0 (-) são coeficientes empíricos do modelo. O DVS varia entre 0 e 2 e é função da temperatura do ar integrada no tempo; alternativamente, o DVS pode ser considerado uma função linear do tempo após a emergência da cultura. O ajuste dos parâmetros da eq. [29] foi feito pelo método iterativo de Levenberg-Marquardt através do Software Gnuplot. A curva ajustada do IAF, juntamente com os valores de IAF (medido e

considerado) e dos parâmetros da eq. [29], é mostrada na Figura 6.

Figura 6 - Índice de área foliar observado e estimado pelo modelo lognormal (eq. [29])

3.1.2 Densidade radicular

A densidade radicular foi determinada em 18 de fevereiro de 2011. Para tanto, foram retiradas amostras de solo (com raízes) de três camadas de solo (0–10, 10–20 e 20–40 cm) através de um trado do tipo holandês em dez pontos aleatórios da área. Essas amostras foram acondicionadas em sacos plásticos, com devida identificação, para, posteriormente, serem analisadas. Cada amostra de solo foi pesada para a determinação de sua massa úmida. Retirou-se, também, uma pequena alíquota de cada amostra para determinar seu conteúdo de água.

A separação das raízes do solo foi feita por peneiração (malha de 1 mm) e lavagem, porém as amostras foram previamente colocadas em um agitador durante um período de 12 horas para facilitar a desagregação. Após a separação, as raízes foram colocadas em uma estufa para secar a temperatura de 65°C por um período de 24 horas. Em seguida, determinou-se a massa das raízes, através de uma balança de precisão com resolução de 0,01 g. Outros atributos, como raio da raiz r_0 e massa específica ρ_r , foram determinadas através de imagens digitalizadas pelo aplicativo SAFIRA (JORGE; SILVA, 2010).

A densidade radicular foi determinada, conforme sua definição, por

$$R = \frac{L_r}{V_s} \quad [30]$$

em que, V_s (L^3) é o volume de solo da amostra, que foi determinado a partir da massa seca da amostra e da densidade de solo da camada correspondente (Tabela 1). O comprimento da raiz L_r foi obtido considerando a raiz como um cilindro de raio uniforme em cada amostra; assim L_r pode ser obtido por:

$$L_r = \frac{m_r}{\pi r_0^2 \rho_r} \quad [31]$$

em que, m_r (M) é a massa de raiz.

3.1.3 Potencial matricial e conteúdo de água do solo

O potencial matricial do solo foi monitorado por tensiômetros de polímero instalados nas profundidades de 0,05, 0,15 e 0,30 m. O tensiômetro de polímero, desenvolvido recentemente por Bakker et al. (2007) e testado posteriormente por Van der Ploeg et al. (2008), possibilita fazer medidas do potencial matricial do solo h até valores próximos ao ponto de murcha permanente ($-160 < h < 0$, com acurácia de 0,2 m). As medidas foram registradas por um *datalogger* conectado aos tensiômetros, que foram programados para fazer leituras a cada 30 minutos.

O conteúdo de água do solo foi monitorado por sondas de umidade (Echo EC-5 Soil moisture probe, Decagon, acurácia de $0,03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e resolução de $0,001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) instaladas nas mesmas profundidades próximas aos tensiômetros. As sondas foram conectadas a um *datalogger* programado para fazer leituras a cada 30 minutos.

3.1.4 Propriedades hidráulicas

No contexto da equação de Richards, as propriedades hidráulicas do solo são representadas pela condutividade hidráulica e pela curva de retenção característica do solo (RAATS, 2007). Essas propriedades foram obtidas pelo conjunto de equações de Mualem (1976) – Van Genuchten (1980):

$$\Theta = \left[1 + |\alpha h|^n\right]^{\frac{1}{n}-1} \quad [32]$$

$$K = K_{sat} \Theta^\lambda \left[1 - \left(1 - \Theta^{n/(n-1)}\right)^{1-\frac{1}{n}}\right]^2 \quad [33]$$

em que, $\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$ (-) é o conteúdo de água do solo relativo; θ_r ($\text{L}^3 \text{L}^{-3}$) e θ_s ($\text{L}^3 \text{L}^{-3}$) são, respectivamente, o conteúdo de água do solo residual e de saturação; K_{sat} (L T^{-1}) é a condutividade hidráulica do solo saturado e α (L^{-1}), n (-) e λ (-) são parâmetros empíricos.

Os parâmetros θ_s , θ_r , α e n foram obtidos ajustando-se a eq. [32] a pares de dados de θ e h medidos no campo. Utilizaram-se os dados do período de 1 a 24 de agosto de 2010. Nesse período não houve molhamento do solo, evitando-se o efeito de histerese. K_{sat} e λ foram obtidos ajustando-se a eq. [33] a valores de K e Θ obtidos de um experimento de evaporação conduzido por Durigon e Jong Van Lier (2011) de acordo com Wind (1968) e Schindler e Muller (2006), com modificações por Durigon et al. (2011), fixando-se θ_r , θ_s , n e α aos valores encontrados no ajuste da eq. [32].

Todos os parâmetros ajustados são listados na Tabela 3, e as relações $\theta - h$ e $K - \theta$ são mostradas nas Figuras 7 e 8, respectivamente. Na Figura 8 também é plotada a curva de potencial de fluxo matricial, que foi obtida resolvendo-se a eq. [8] numericamente pelo método de Simpson considerando $h_{pmp} = -150$ m.

Tabela 3 - Valores ajustados dos parâmetros das equações de van Genuchten-Mualem (eqs. [32] e [33])

Parâmetros †	0,05 m	0,15 m	0,30 m
θ_s ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0.36709	0.40440	0.37728
θ_r ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0.0	0.0	0.13949
α (m^{-1})	0.23495	7.60587	1.12397
K_s (m d^{-1})	0.00460	2.18519	0.01230
n (-)	1.09979	1.06535	1.17149
λ (-)	-2.11604	-6.01529	-4.91285

† θ_r é o conteúdo de água residual; θ_s , o teor de água de saturação; K_s , a condutividade hidráulica do solo de saturação e λ , α e n são parâmetros empíricos das eqs. [32] e [33]

3.2 Modelagem

3.2.1 Modelagem da extração de água do solo

Foram utilizadas as funções de redução de Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) e de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) (FRF), ambas incorporados no modelo agrohidrológico

Figura 7 - Relação conteúdo de água do solo (θ) – potencial matricial (h) para as profundidades de 5, 15 e 30 cm obtida pelo ajuste da eq. [32] (linha sólida) aos valores observados (círculos)

SWAP (versão 3.2.26) para estimar a extração de água do solo por plantas de soja. O função de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) é definida pela eq. [20]. No entanto, como geralmente é impossível obter funções contínuas que descrevam funções hidráulicas do solo em função de sua profundidade, a extração de água do solo é obtida discretizado-se o solo em Z camadas, supondo que cada camada z é homogênea. Assim, o modelo de Feddes, Kowalik

Figura 8 - Condutividade hidráulica do solo (K) e potencial de fluxo matricial (ζ) em função do potencial matricial (h) para as profundidades de 5, 15 e 30 cm

e Zaradny (1978) pode ser reescrito como:

$$T_a = T_p \sum_{z=1}^Z \left[\frac{\alpha_z \frac{R_z w_z}{Z}}{\sum_{z=1}^Z w_z R_z} \right] \quad [34]$$

em que, w_z (L) é a espessura da camada de solo e α_z , assim como já foi definido (Figura 2), é função de h e de quatro parâmetros empíricos específicos para cada cultura. Os seguintes valores para h_4, h_{3a} e h_{3b} foram o utilizados (CLEMENTE et al., 1994): -150.0 , -5.0 e -8.0 m, respectivamente. Como o FRJV não considera a redução de transpiração devido ao excesso hídrico, os valores de h_1 e h_2 foram considerados 0, para garantir que não fosse simulado redução de extração por anoxia.

Assim como a FRF, a função de redução de Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) pode ser escrita como:

$$T_a = \sum_{z=1}^Z f_z \rho_z (\bar{\zeta}_z - \zeta_0) \quad [35]$$

Além do f_z , o único parâmetro empírico da FRJV é o h_{pmp} . Utilizou-se o valor padrão de -150 m. Para o f_z , um valor inicial de 0.001 foi utilizado. O valor do potencial de fluxo matricial na superfície da raiz (ζ_0) é calculado por um processo iterativo da seguinte

forma. Primeiro, uma transpiração T_w (L T^{-1}) foi calculado através da eq. [35] considerando o menor valor possível de potencial da água na raiz, ou seja, $\zeta_0 = 0$. O valor de T_w é comparado com uma medida independentemente ou estimativa de T_p . Se $T_w \leq T_p$, ocorre estresse hídrico e a consideração de $\zeta_0 = 0$ é válida. A eq. [27] é, então, utilizada para calcular a extração de água de cada camada. Se $T_w > T_p$, não ocorre estresse hídrico. Consequentemente, $\zeta_0 > 0$ e seu valor é obtido a partir da eq. [35], em que $T_a = T_p$. A extração de água de cada camada é calculada pela eq. [27] substituindo o valor de ζ_0 na equação.

3.2.2 Dados de entrada do modelo SWAP

Usaram-se as variáveis simuladas pelo modelo agrohidrológico SWAP, versão 3.2.26, para analisar o desempenho dos modelos de extração de água do solo. Assim, além dos parâmetros e dados de densidade radicular requeridos pelos modelos, variáveis meteorológicas, dados de crescimento e parâmetros do solo e cultura são necessários.

Os dados diários das variáveis meteorológicas: temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa do ar (%), velocidade do vento (ms^{-1}) e irradiância solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) foram obtidos do posto meteorológico da ESALQ, que dista, aproximadamente, 50 m do experimento. O SWAP estima a evapotranspiração da cultura ET_c por dois métodos: método de Penman-Monteith e do coeficiente de cultura. Optou-se pelo segundo método. Por esse método, a ET_c é obtida pelo produto entre a evapotranspiração de referência ET_0 e o K_c da cultura, o qual depende do tipo de cultura e do estágio de desenvolvimento. A ET_0 foi obtida pelo método de Penman-Monteith parametrizado pela FAO (ALLEN et al., 1998). Os valores de K_c para as fases inicial, intermediária e final foram obtidos por procedimentos sugeridos no boletim da FAO-56 (ALLEN et al., 1998). Para a fase inicial, usou-se o método analítico, enquanto para as fases intermediária e final, o K_c foi obtido pela seguinte equação:

$$K_c = K_{c,tab} + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(UR_{min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0.3} \quad [36]$$

em que, $K_{c,tab}$ é o K_c tabelado para fase intermediária ou final; u_2 e UR_{min} são, respectivamente, as médias da velocidade do vento (m s^{-1}) a dois metros de altura e da umidade relativa do ar (%) nas fases de crescimento ou intermediária e h (m) é a altura média da

cultura nas fases de crescimento ou intermediária. Durante o experimento, a altura da soja não foi medida. Porém, constata-se que a eq. [36] é insensível à altura da planta, principalmente para valores baixos de u_2 e UR_{min} . Assim, um valor de 0.95, para ambas as fases, foi utilizado. Os valores de K_c tabelados e ajustados são listados na Tabela 4.

Tabela 4 - K_c da cultura da soja tabelado $K_{c,tab}$ e ajustado $K_{c,aju}$ de acordo com metodologia do boletim da FAO-56 (ALLEN et al. 1998)

Fase	$K_{c,tab}$	$K_{c,aju}$
Inicial	0,50	0,31
Intermediária	1,15	1,09
Final	0,50	0,40

O SWAP é um modelo versátil quanto às condições de contorno para a solução da equação de Richards (eq. [13]). Usou-se a drenagem livre a 1,5 m como condição de contorno. Para os valores dos demais parâmetros usados pelo SWAP, foram considerados os valores padrão sugeridos pelo modelo (KROES et al., 2008).

3.3 Análise dos resultados

O desempenho dos modelos de extração de água do solo foi avaliado indiretamente comparando-se o potencial matricial e conteúdo de água do solo preditos pelo modelo SWAP com os respectivos valores observados. Foram utilizados os seguintes índices estatísticos, conforme é sugerido por Legates e McCabe Jr (1999): o índice de concordância de Willmott (d), o coeficiente de eficiência (E), a raiz quadrada do erro médio ($RMSE$), erro médio absoluto (EMA) e erro máximo absoluto ($EMAX$). Esses índices são definidos como:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad [37]$$

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad [38]$$

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(P_i - O_i)^2}{N}} \quad [39]$$

$$EMA = \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)}{N} \quad [40]$$

$$EMAX = \max \left\{ |P_i - O_i| \right\}_{i=1}^N \quad [41]$$

em que, P_i e O_i são, respectivamente, o i -ésimo valor de θ ou h predito pelo modelo e o valor correspondente de θ ou h observado; e N , o número total de observações.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Condições meteorológicas e crescimento da soja

Na Figura 9 é apresentada a variação da precipitação pluvial, irrigação aplicada e evapotranspiração de referência (ET_0) durante o ciclo de cultivo da soja. O total acumulado de precipitação pluvial durante o período foi de 974 mm, sendo que mais de 60% dos dias foram chuvosos. A ET_0 acumulada foi de 492 mm, e a média diária, 3,7 ($\pm 1,5$) mm. Apesar desse alto índice pluvial, o período inicial do ciclo da cultura, primeiros 40 dias, foi caracterizado por baixa precipitação pluvial e ET_0 relativamente alta.

Do plantio da cultura ao dia 12 de dezembro de 2010, correspondendo a 39 dias após o plantio (DAP), o total acumulado de chuva foi de 59,6 mm (6% do total acumulado do ciclo de cultivo); enquanto isso, o total acumulado da ET_0 foi de 165,4 mm (34% do total acumulado do ciclo de cultivo), e a média, 4,2 mm (13% maior que a média do ciclo do cultivo). Durante esse período, foram aplicadas 5 lâminas de irrigação, que resultou num acumulado de 107,5 mm, que somado com o acumulado de chuva, ainda foi inferior ao total acumulado de ET_0 .

O período que se estendeu de 13 de dezembro de 2010 a 23 de janeiro de 2011 (total de 42 dias) foi o mais chuvoso do período de cultivo da soja. O total de chuva acumulado desse período foi de 577,2 mm, sendo que 76% dos dias foram chuvosos. Consequentemente, a ET_0 foi relativamente baixa — 3,3 ($\pm 1,5$)mm —, 11% menor do que média do ciclo. O período entre 10 de fevereiro de 2011 e a colheita da soja (34 dias) foi bastante semelhante. O total de precipitação pluvial desse período foi de 302,3 mm, com 74% de dias chuvosos. A ET_0 acumulada foi de 104,8 mm, sendo em média 3,1($\pm$)mm (16% menor que a média do ciclo).

O período entre 23 de janeiro e 9 de fevereiro de 2011 foi o mais seco para a cultura da soja. A ET_0 média desse período foi 4,4 ($\pm 1,4$) mm (19% maior que a média do ciclo), com um acumulado de 74,6 mm. A precipitação pluvial acumulada foi 11,5 mm, com apenas 29% de dias chuvosos.

Figura 9 - Chuva, Irrigação e evapotranspiração de referência (ET_0) durante o ciclo da cultura da soja

4.2 Extração de água do solo

A variação temporal da extração de água do solo (S) e do potencial matricial (h) ao longo da profundidade, simuladas pelo SWAP com as funções de redução FRJV e FRF, são mostradas na Figura 10. Durante todo o período da simulação, as duas funções de redução resultaram em diferente distribuição de extração. Porém, por ambas as funções, a extração de água do solo afetou significativamente a distribuição do potencial matricial. Em contrapartida, a redução do potencial matricial afetou a distribuição de extração pela MJVL. Esse *feedback* é bastante estabelecido na literatura (GREEN; KIRKHAN; CLOTHIER, 2006). Esse efeito, no entanto, não foi observado na FRF. O aumento do potencial matricial foi similar em ambos os modelos. Este efeito foi devido a precipitação pluvial e, ou irrigação, não dependendo da função de redução.

A distribuição da extração de água simulada pelo SWAP com a FRF foi caracterizada pela formação de um gradiente de extração bem definido, com maior parte da extração ocorrendo nas camadas superficiais, entre 0 e 10 cm, e diminuição gradativa com a profundidade (Figura 10). Uma frente de extração foi bem definida ao longo de todo o período, que foi delimitada pelo crescimento vertical do sistema radicular. Quantitativamente, durante o período da emergência da planta ao dia 29 de janeiro de 2011, a extração na camada de 0–10 cm foi responsável por mais de 70 % de toda água extraída pela planta. A camada de 0–10 cm, todavia, representou mais de 50 % da extração.

Nos períodos entre 30 de janeiro e 3 de fevereiro de 2011 e entre 6 e 8 de fevereiro de 2011, houve redução da extração de água nas camadas superficiais do solo simuladas pelo SWAP com a FRF, assim como pode ser identificada pela Figura 10. No segundo período, essa redução foi mais intensa, e ocorreu devido à redução do potencial matricial do solo simulada pelo modelo. Nesse período, a redução do potencial matricial nessas camadas foi bem expressiva, atingindo, em alguns dias, o ponto de murcha permanente. Como maior parte da extração de água ocorreu nessas camadas e o modelo considera o mecanismo de compensação de estresse hídrico, a transpiração relativa simulada pelo foi reduzida.

Diferentemente da FRF, a FRJV não apresentou distribuição de extração bem definida (Figura 10). Ou seja, a distribuição de extração não seguiu a distribuição de densidade radicular, assim como foi seguida pela FRF. De modo geral, a FRJV extraiu água do solo em regiões bem concentradas, as quais variaram ao longo do ciclo da cultura, sendo que as camadas mais profundas foram responsáveis pela extração de água na maior parte do período analisado. Porém, em alguns períodos, toda a água foi extraída pela planta em pequenas camadas concentradas próximo à superfície. Em particular, nos dias 10, 12 e 15 de fevereiro de 2011, toda a água do solo foi extraída da camada 0–0,5 cm. Nos dias 17 e 18 de fevereiro de 2011, porém, toda água foi extraída da camada 10,5–11,5 cm.

A FRJV distribui a extração de água do solo de acordo com a magnitude do termo $\rho_z(\bar{\zeta} - \zeta_0)$, em que ρ_z (eq. [28]) é um fator de ponderação, função da densidade radicular. O fator $\bar{\zeta} - \zeta_0$ explica a compensação de extração de água do solo. O valor de $\bar{\zeta}$ é determinado pelas condições hidráulicas do solo, enquanto que o valor de ζ_0 é ajustado pelo modelo em função da transpiração da planta: quanto menor a transpiração, maior o valor de ζ_0 ; quando a transpiração relativa é menor que a unidade, ou seja, sob condições de estresse hídrico, ζ_0 é igual a zero. Jong Van Lier et al. (2008) demonstraram que a densidade radicular, por tanto ρ_z , tem um efeito efetivo na distribuição de extração somente quando $\bar{\zeta}$ é homogeneamente distribuído ao longo da profundidade — o que dificilmente ocorre em condições reais, mesmo em condições homogêneas de umidade — ou em cenários de alta transpiração, na qual o modelo ajusta ζ_0 para próximo ou igual a zero. Na maioria dos casos, portanto, a distribuição da extração é mais fortemente ditada pelo fator $\bar{\zeta}_z - \zeta_0$. Comparando-se a Figura 11 com a Figura 10, nota-se que o potencial de fluxo matricial explicou a maior parte da distribuição

Figura 10 - Variação da extração de água do solo (S , d^{-1}) e do potencial matricial do solo (h , $-m$) simuladas pelo modelo SWAP com as funções de redução de Jong Van Lier et al. (2008) (subscrito FRJV) e Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) (subscrito FRF)

da extração de água simulada pelo FRJV. Os maiores valores de ζ corresponderam com as zonas de maior extração de água.

Como, sob condição de baixa transpiração, a FRJV simula um aumento do valor de ζ_0 , as camadas com menor conteúdo de água, portanto com menor $\bar{\zeta}$, passam a ser menos efetivas na extração de água do solo (JONG VAN LIER et al., 2008), uma vez que o $\bar{\zeta} \rightarrow \zeta_0$ nessas camadas. Assim, a distribuição de extração de água concentrada em pequenas camadas, observada em alguns dias, foi devido ao aumento do ζ_0 ajustado pelo modelo. Por exemplo, no dia 10 de fevereiro, a transpiração real simulada foi 2,7 mm, e ζ_0 , 4,9 $cm^2 d^{-1}$. Apenas na camada de 0–1 cm, $\bar{\zeta}$ foi superior a 4,9 $cm^2 d^{-1}$.

Diversos trabalhos experimentais comprovam que, sob condições úmidas, a extração de água do solo é governada pela densidade radicular da planta (ARYA, BLAKE; FARRELL; 1975a; ARYA; BLAKE; FARRELL; 1975b; NNYAMAH; BLACK, 1977; TAYLOR;

Figura 11 - Variação temporal do potencial de fluxo matricial do solo ($\text{m}^2 \text{d}^{-1}$) ao longo da profundidade estimado pelo modelo SWAP com a função de redução de Jong Van Lier et al. (2008)

KEPPLER, 1978). Porém, como resultado dessa extração, forma-se uma zona de redução do potencial matricial do solo. Este comportamento foi verificado por ambas as funções de redução. Em virtude dessa redução, a zona de extração move-se para as camadas mais úmidas (ARYA; BLAKE; FARRELL, 1975b; NNYAMAH; BLACK, 1977; TAYLOR; KLEPPER, 1978; GREEN; CLOTHIER, 1995, 1999). Esse mecanismo é chamado de compensação e, obviamente, não foi previsto pela FRF. Assim, com base nessas informações, pode-se inferir que a distribuição de extração apresentada pela FRF não está de acordo com as informações disponíveis na literatura.

A distribuição de extração de água apresentada pela FRJV — apesar de ter se concentrado em pequenas camadas do solo, em alguns períodos — parece mais realista: a zona de extração variou ao longo do ciclo da cultura em função da disponibilidade hídrica. A função de redução, no entanto, apresentou um efeito “altamente compensatório”, que coincidiu com dias de baixa transpiração e com menor disponibilidade hídrica — porém, não houve redução da transpiração. Este resultado, a primeira instância, não parece muito realista. No entanto, Doussan et al. (2006), analisando a extração de água em escala de tempo menor (escala microscópica), através de medição do conteúdo de água por meio da técnica de transmissão

de luz, mostraram que é possível que, em determinado momento, a extração de água ocorra em apenas algumas zonas do sistema radicular. Este efeito é atribuído à variação da resistência hidráulica e da distribuição do potencial da água dentro da raiz. Influências de funções hidráulicas dentro da raiz na extração de água do solo podem ser claramente observadas pelo modelo tridimensional de Javaux et al. (2008). Portanto, pode-se inferir que o efeito “altamente compensatório” apresentado pela FRJV deve-se à simplificação de um potencial de fluxo matricial na raiz constante com a profundidade. Assim, a inclusão de ζ_0 variável com a profundidade, seja de forma indireta considerando o transporte de água dentro da raiz, pode minimizar o efeito da simulação da extração concentrada em pequenas camadas.

4.3 Desempenho dos modelos

O desempenho de ambas as funções de redução foi avaliado comparando-se o conteúdo e potencial de água do solo simulados pelo modelo SWAP com os respectivos dados observados, durante o ciclo de cultivo da soja, nas profundidades de 5, 15 e 30 cm. No entanto, os dados de conteúdo de água a 5 cm de profundidade foram excluídos devido a problemas apresentados pela sonda de umidade. Os dados de potencial matricial do solo obtidos pelo tensiômetros de polímero foram filtrados devido a problemas de medição. Por conseguinte, poucos dados de potencial matricial foram utilizados para a análise de desempenho dos modelos, principalmente nas profundidades de 5 e 15 cm.

Durante a maior parte do período analisado, o solo permaneceu úmido nas profundidades analisadas — potencial matricial do solo em torno de 1 m (Figura 12). Os valores mínimos do potencial matricial medido foram -6,4, -3,5 e -8,8 m, para as profundidades de 5, 15 e 30 cm, respectivamente. Os períodos nos quais houve maior redução de umidade do solo foram entre 28 de dezembro de 2010 a 4 de janeiro de 2011 e entre 1 a 12 de fevereiro de 2011.

De modo geral, assim como pode ser visto nas Figuras 12 e 13, observou-se que ambos as funções de redução representaram satisfatoriamente o comportamento do potencial matricial e do conteúdo de água do solo nas profundidades analisadas. No entanto, analisando as Figuras 12 e 13, nota-se que a FRJV representou de forma mais coerente a variação do potencial matricial e do conteúdo de água. Nos períodos em que houve redução de umidade,

a FRF subestimou consideravelmente o potencial matricial e o conteúdo de água do solo, especialmente na profundidade de 5 cm. Nessa profundidade, por exemplo, a FRF provocou uma redução do potencial matricial a valores próximos ao ponto de murcha permanente na primeira semana de fevereiro, enquanto os valores observados estavam em torno de -10 m.

Figura 12 - Variação temporal do potencial matricial observado e estimado pelo modelo SWAP com as funções de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) (FRF) e Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) em três profundidades

Os coeficientes adimensionais d e E fornecem uma medida relativa do desempenho dos modelos, enquanto os coeficientes $RMSE$, EMA e $EMAX$ fornecem uma análise de erro na unidade de medida da variável analisada. Os valores desses índices referentes à

Figura 13 - Variação temporal do conteúdo de água do solo observado e estimado pelo modelo SWAP com as funções de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) (FRF) e Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) em três profundidades

comparação entre o potencial matricial e o conteúdo de água do solo são listados nas Tabelas 5 e 6, respectivamente. Com base nos valores obtidos desses índices, pode-se afirmar que a FRJV apresentou melhor desempenho do que a FRF nas três profundidades analisadas, tanto na estimativa do potencial matricial quanto na estimativa do conteúdo de água do solo.

Na estimativa do potencial matricial, o pior desempenho de ambas as funções de redução foi na profundidade de 5 cm. No entanto, o desempenho da FRJV foi bem superior ao da FRF nessa profundidade. Os coeficientes E e d de ambas as funções de redução a 15 cm de profundidade foi similar ao de 5 cm, porém os valores do $RMSE$, EMA e $EMAX$ foram relativamente menores. O melhor desempenho de ambas as funções de redução foi a 30 cm

de profundidade, tanto na estimativa do potencial, quanto na do conteúdo de água do solo. Todavia, vale ressaltar que os índices $EMAX$, EMA e $RMSE$ da FRF, na profundidade de 30 cm, onde o modelo apresentou seu melhor desempenho, foram similares ao da FRJV na profundidade de 5 cm, onde a função de redução apresentou seu pior desempenho, indicando, assim, superioridade da FRJV.

O coeficiente de eficiência E , também chamado de coeficiente de Nash e Sutcliffe, como demonstrado pela eq. [38], representa a razão entre o erro quadrado médio da estimativa e a variância dos dados observados, subtraída da unidade, e varia de $-\infty$ a 1. Valores de E iguais a zero indicam, portanto, que a média dos dados observados é uma estimativa tão boa quanto os valores preditos pelo modelo; quando $E \leq 0$, a média dos valores observados é uma estimativa melhor do que os valores simulados pelo modelo. Este índice, assim, apresenta superioridade ao índice d em termos de interpretação.

Na estimativa do potencial matricial, observou-se que apenas a FRJV, na profundidade de 30 cm, obteve $E > 0$; ou seja, apenas nesse caso os valores preditos pelo modelo foram melhores que a média. No entanto, os valores de E da FRJV nas profundidades de 5 e 15 cm foram próximos a zero (-1.5 e -2.4 m) nas profundidades de 5 e 15 cm, respectivamente. Na profundidade de 5 cm, o baixo desempenho da FRJV, indicado por $E < 0$, foi devido à superestimativa do potencial matricial no final do ciclo da cultura (Figura 12), indicado pelo um elevado $EMAX$ (6.8 m).

Diante das Tabelas 5 e 6, observa-se que, para valores de d menores que 0,74, o coeficiente E foi menor que zero. Tal resultado reforça a importância do coeficiente E para a interpretação dos resultados, uma vez que um valor de d igual a 0,7 pode ser interpretado como satisfatório. No entanto, precauções devem ser tomadas ao se analisar o desempenho de modelos por esses índices, uma vez que ambos são sensíveis a valores extremos (LEGATES; MCCABE, 1999).

Em geral, com base nos valores dos índices E e d , as funções de redução apresentaram desempenho inferior na estimativa do potencial em relação ao conteúdo de água do solo. A diferença relativa dos coeficientes $RMSE$, EMA e $EMAX$ entre os modelos para a mesma profundidade também foi maior na estimativa do potencial matricial. Esse fato pode ser atribuído à não-linearidade da relação entre o conteúdo de água do solo e, possivelmente,

ao efeito de histerese.

Tabela 5 - Coeficientes estatísticos da relação entre o potencial matricial observado e simulado pelo modelo SWAP com as funções de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) (FRF) e de Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) nas três profundidades de observação

	5 cm		15 cm		30 cm	
	FRF	FRJV	FRF	FRJV	FRF	FRJV
d	0.03	0.42	0.04	0.46	0.74	0.81
E	-782.1	-1.5	-576.0	-2.4	-1.4	0.05
RMSE(m)	46.5	2.6	22.6	1.7	2.3	1.9
EMA(m)	32.3	2.1	13.8	1.5	2.1	1.5
EMAX(m)	118.7	6.3	41.6	2.6	10.5	6.9

Tabela 6 - Coeficientes estatísticos da relação entre o conteúdo de água observado e simulado pelo modelo SWAP com as funções de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978)(FRF) e Jong Van Lier et al. (2008) (FRJV) nas duas profundidades

	15 cm		30 cm	
	FRF	FRJV	FRF	FRJV
d	0.65	0.703	0.801	0.810
E	-1.6	-0.495	0.240	0.373
RMSE (m^3m^{-3})	0.035	0.027	0.025	0.023
EMA (m^3m^{-3})	0.075	0.071	0.018	0.017
EMAX (m^3m^{-3})	0.028	0.021	0.074	0.073

5 CONCLUSÕES

As funções de redução de transpiração de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) e de Jong Van Lier et al. (2008) utilizadas em combinação com o modelo SWAP apresentaram diferentes predições da distribuição temporal da extração ao longo da profundidade do solo. Essa diferença foi devido, principalmente, ao fato de a função de redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) não considerar o mecanismo de compensação de extração de água do solo entre camadas. Em consequência, a função de redução reduziu drasticamente o potencial matricial do solo nas camadas superficiais, fato que não foi observado pelas medições experimentais.

A função de redução de Jong Van Lier et al. (2008) distribuiu a extração de água do solo conforme a distribuição do potencial de fluxo matricial. Mesmo nas condições úmidas analisadas, a distribuição radicular não influenciou na distribuição da extração de água do solo por essa função de redução. Em alguns dias, porém, a função de redução extraiu toda a água demandada pela transpiração de apenas uma camada de solo (espessura de 1 cm). Esse comportamento foi atribuído ao fato de o modelo considerar um potencial de fluxo matricial constante com a profundidade, por desconsiderar a resistência hidráulica radicular.

Comparando tanto os valores do potencial matricial, quanto os do conteúdo de água do solo estimados pelo modelo SWAP para as três profundidades analisadas com os dados experimentais, a função de redução de Jong Van Lier (2008) apresentou desempenho superior ao da função de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978).

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D. **Crop evapotranspiration**. Roma: FAO 1998. 297 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ARYA, L.M.; BLAKE, G.R.; FARRELL, D.A. A field study of soil water depletion pattern in the presence of growing soybean roots. II. Effect of plant growth on soil water pressure head and water loss patterns. **Soil Science Society of American Proceeding**, Madison, v. 39, p. 430-436, 1975a.
- A field study of soil water depletion pattern in the presence of growing soybean roots. III. Rooting characteristics and root extraction of soil water. **Soil Science Society of American Proceeding**, Madison, v. 39, p. 437-444, 1975b.
- BAKKER, G.; VAN DER PLOEG M.J.; ROOIJ, G.H. DE; HOOGENHAM, C.W.; GOOREN, H.P.A.; HUISKES, C.; KOOPAL, L.K.; KRUIDHOF, H. New polymer tensiometers: measuring matric pressures down to the wilting point. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 6, n. 1, p. 196-202, Feb. 2007.
- BRAUD, I.; VARADO, N.; OLIOSO, A. Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. **Journal of Hydrology**, Ottawa, v. 301, p. 267-286, 2005.
- CALDWELL, M.M.; DAWSON, T.E.; RICHARDS, J.H. Hydraulic lift: consequence of water efflux from the roots of plants. **Oecologia**, Berlin, v. 113, p. 151-161, 1998.
- CARMINATI, A.; VETTERLEIN, D.; WELLER, U.; VOGEL, H.; OSWALD, S.E. When roots loose contact. **Vadose Zone Journal**. Madison, v. 8, n. 3, p. 805-809, Aug. 2009.
- CARSLAW, H.S.; JAEGER, J.C. **Conduction of heat in soils**. 2nd ed. New York: Oxford University Press, 1959. 510 p.
- CLEMENTE, R. S.; JONG, R. DE.; HAYHOE, H.N.; REYNOLDS, W.D.; HARES, M. Testing and comparison of three unsaturated soil water flow models. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 25, p. 135-152, 1994.
- COWAN, I.R. Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. **Journal of Applied Ecology**, London, v. 2, n. 1, p. 221-239, Jan. 1965.
- DENMEAD, O.T.; SHAW, R.H. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. **Agronomy Journal**, Madison, v. 54, p. 385-390, 1962.
- DIGGLE, A.J. ROOTMAP- a model in three-dimensional coordinates of the growth and structure of fibrous root systems. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 105, p. 169-178, 1988.
- DONG, X.; PATTON, B.D.; NYREN, A.C.; NYREN, P.E.; PRUNTY, L.D. Quantifying root

water extraction by rangeland plants through soil water modeling. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 335, p. 181-198, 2010.

DOUSSAN, C.; PAGÈS, L.; VERCAMBE, G. Modelling of the hydraulic architecture of root system: an integrated approach to water absorption – model description. **Annals of Botany**, Oxford, v. 81, p. 213-223, 1998.

DOUSSAN, C.; PIERRET, A.; GARRIGUES, E.; PAGÈS, L. Water uptake by plant roots. II. Modeling of water transfer in the soil root-system with explicit account of flow within the root system – comparison with experiments. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 183, p. 99-117, 2006.

DURIGON, A.; JONG VAN LIER, Q. DE. Determinação das propriedades hidráulicas do solo utilizando tensiômetros de polímeros em experimentos de evaporação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 1271-1276, 2011.

DURIGON, A.; JONG VAN LIER, Q. DE.; GOOREN, H.P.A.; METSELAAR, K. Measuring hydraulic conductivity down to wilting point using polymer tensiometers in an evaporation experiment. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 10, p. 741-746, 2011.

DWYER, L.M.; STEWART, D.; BALCHIN, D. Rooting characteristic of corn, soybean and barley as a function of available water and soil physical characteristics. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 68, p. 121-132, 1988.

FEDDES, R.A.; BRESLER, E.; NEWMAN, S.P. Field test of a modified numerical model for water uptake by root system. **Water Resources Research**, Washington, v. 10, n. 6, p. 1199-1206, Dec. 1974.

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

FEDDES, R.A.; KOWALIK, P.J.; ZARADNY, H. **Simulation of field water use and crop yield**. Wageningen: Pudoc, 1978. 189 p. (Simulation Monographs).

FEDDES, R.A.; RAATS, P.A.C. Parameterizing the soil – water – plant system. In: FEDDES, R.A.; ROOIJ, G.H.; VAN DAM, J.C. (Ed.). **Unsaturated-zone modeling: progress, challenges and applications**. Wageningen: Kluwer Academic Publishers, 2004. chap. 4, p. 95-141.

GARDNER, W.R. Dynamic aspects of water availability to plants. **Soil Science**, Baltimore, v. 89, n. 2, p. 63-73, Oct. 1960.

GARDNER, W.R. Relation of root distribution to water uptake and availability. **Agronomy Journal**, Madison, v. 56, p. 41-45, 1964.

GARRIGUES, E.; DOUSSAN, C.; PIERRET, A. Water uptake by plant roots: I. Formation and propagation of a water extraction front in mature root system as evidenced by 2D light

transmission imaging. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 283, p. 83-98, 2006.

GREEN, S.R.; CLOTHIER, B.E. Root water uptake by kiwifruit vines following partial wetting of the root zone. **Plant and Soil**. Dordrecht, v. 173, p. 317-328, 1995.

----- The root zone dynamics of water uptake by a mature apple tree. **Plant and Soil**. Dordrecht, v. 206, p. 61-67, 1999.

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

HAMZA, M.A.; ANDERSON, S.H.; AYLMORE, L.A.G. Computed tomographic evaluation of osmotica on shrinkage and recovery of lupin (*Lupinus angustifolius* L.) and radish (*Raphanus sativus* L.) roots. **Environmental and Experimental Botany**, Oxford, v. 59, p. 334-339, 2007.

HERKELRATH, W.N.; MILLER, E.E.; GARDNER, W.R. Water uptake by plants: II. The root contact model. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 41, p. 1039-1043, 1977.

HILLEL, D. **Environmental soil physics**. San Diego: Academic Press, 1998. 771 p.

HILLEL, D. SPACE: a modified soil-plant-atmosphere continuum electroanalog. **Soil Science**, Baltimore, v. 151, n. 6, p. 399-404, Jun. 1991.

JACKSON, R.B.; CANADELL, J.; EHLERINGER, J.R.; MOONEY, H.A.; SALA, O.E.; SCHULZE, E.D. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. **Oecologia**, Berlin, v. 108, p. 389-411, 1996.

JARVIS, N.J. Simple empirical model of root water uptake. **Journal of Hydrology**, Ottawa, v. 107, p. 57-72, 1989.

JAVAUX, M.; SCHRÖDER, T.; VANDERBORGHT, J.; VEREecken, H. Use of a three-dimensional detailed modeling approach for predicting root water uptake. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, n.3, p. 1079-1088, 2008.

JONES, H.G.; TARDIEU, F. Modeling water relations of horticultural crops: a review. **Scientia Horticulturae**, Amsterdam, v. 74, n. 3, p. 21-46, 1998.

JONG VAN LIER, Q. DE; DOURADO NETO, D.; METSELAAR, K. Modeling of transpiration reduction in van Genuchten-Mualem type soils. **Water Resources Research**, Washington, v. 45, n. 2, p. W02422, Sept. 2009.

JONG VAN LIER, Q. DE; LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista**

Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v. 23, p. 1005-1014, dez. 1999.

JONG VAN LIER, Q. DE; METSELAAR, K.; VAN DAM, J.C. Root water extraction and limiting soil hydraulic conditions estimated by numerical simulation. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 5, p. 1264-1277, Nov. 2006.

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

KROES, J.G.; VAN DAM, J.C.; GROENENDIJK, P.; HENDRIKS, R.F.A.; JACOBS, C.M.J. **SWAP version 3.2. Theory description and user manual**. Wageningen: Alterra, 2008, 262 p. (Alterra Report, 1649).

LAI, C.T.; KATUL, G. The dynamic role of root-water uptake in coupling potential to actual transpiration. **Advances in Water Resources**, Oxford, v. 23, p. 427-439, 2000.

LEGATES, D.R.; McCABE JR., G.J. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydraulic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, Washington, v. 35, n. 1, p. 233-241, Jan. 1999.

LEITNER, D.; SCHNEPF, A.; KLEPSCH, S.; ROOSE, T. Comparison of nutrient uptake between three-dimensional simulation and an averaged root system model. **Plant Biosystems**, London, v. 144, n. 2, p. 443-447, June 2010.

LI, K.Y.; BOISVERT, J.B.; JONG, R. DE. An exponential root-water-uptake model. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 79, p. 333-343, 1999.

LI, K.Y.; JONG, R. DE; BOISVERT, J.B. An exponential root-water-uptake model with water stress compensation. **Journal of Hydrology**, Ottawa, v.252, p. 189-204, 2001.

LI, K.Y.; JONG, R. DE; COE, M.T.; RAMANKUTTY, N. Root-water-uptake based upon a new water stress reduction and an asymptotic root distribution function. **Earth Interactions**, Duhan, v.10, n. 14, p. 1-22, 2006.

LUO, Y.; YANG, O.; TANG, D.; XIE, X. Evaluation of macroscopic root water uptake model using lysimeter data. **American Society of Agricultural Engineers**, St. Joseph, v. 46, n. 3, p. 625-634, 2003.

LYNCH, J.P.; NIELSEN, K.L.; DAVIS, R.D.; JABLOKOW, G. *SimRoot*: modelling and visualization of root systems. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 188, p. 139-151, 1997.

MARTORANO, L.C. **Padrões de resposta da soja a condições hídricas do sistema solo-planta-atmosfera, observados no campo e simulados no sistema de suporte à decisão DSSAT**. 2007. 151 f. Tese (Doutorado em Fitotecnia), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.

McMICHAEL, B.L.; LASCANO, R.J. Evaluation of hydraulic lift in cotton (*Gossypium hirsutum*

L.). **Environmental and Experimental Botany**, Oxford, v. 68, p. 26-30, 2010.

METSELAAR, K.; JONG VAN LIER, Q. DE. The shape of the transpiration reduction function under plant water stress. **Vadose Zone Journal**, Madison, v.6 , p. 124-139, 2007.

MOLZ, F.J. Models of water transport in the soil-plant system: a review. **Water Resources Research**, Washington, v. 17, n. 5, p. 1245-1260, Oct. 1981.

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

NEWMAN, I. Resistance to water flow in soil and plant. I. Soil resistance in relation to amount of roots; theoretical estimates. **Journal of Applied Ecology**, London, v. 6, p. 1-12, 1969a.

----- Resistance to water flow in soil and plant. II. A review of experimental evidence of the rhizosphere resistance. **Journal of Applied Ecology**, London, v. 6, p. 261-272, 1969b.

NIMAH, M.N.; HANKS, R.J. Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations. I. Description and sensitivity. **Soil Science Society of American Proceeding**, Madison, v. 37, p. 522-527, 1973.

NNYAMAH, J.U.; BLACK, T.A. Rates and patterns of water uptake in a Douglas-Fir forest. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 41, p. 972-979, 1977.

NOVÁK, V. Estimation of soil-water extraction patterns by roots. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 12, p. 271-278, 1987.

PAGÈS, L.; JORDAN, M.O.; PICARD, D. A simulation model of the three-dimensional architecture of the maize root system. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 119, p. 147-154, 1989.

PASSIOURA, J.B. Water transport in and to roots. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology**, Palo Alto, v. 39, p. 245-265, 1985.

PASSIOURA, J.B.; COWAN, I.R. On solving the non-linear diffusion equation for the radial flow of water to roots. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 5, p. 129-134, 1968.

PRASAD, R. A linear root water uptake model. **Journal of Hydrology**, Ottawa, v. 99, p. 297-306, 1988.

RAATS, P. Development in soil-water physics since the mid 1960s. **Geoderma**, Amsterdam, v. 100, p. 355-387, 2001.

----- Uptake of water from soils by plant roots. **Transport in Porous Media**, Berlin, v. 68, n. 1, p. 5-28, Aug. 2007.

ROWSE, H.R.; STONE, D.A.; GERWITZ, A. Simulation of the water distribution in the soil. II. The model for cropped soil and its comparison with experiment. **Plant and Soil**, Dordrecht, v.

49, p. 534-550, 1978.

SCHINDLER, U., MULLER, L. 2006. Simplifying the evaporation method for quantifying soil hydraulic properties. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, Berlin, v. 169, p. 623-629, 2006.

SCHRÖDER, T.; JAVAUX, M.; VANDERBORGHT, J.; VEREECKEN, H. Comment on "Root water extraction and limiting soil hydraulic conditions estimated by numerical simulation". **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 6, n. 3, p. 524-526, Mar. 2007.

ŠIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M.Th.; ŠEJNA, M. **The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media**. Riverside: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, 2009.

SKAGGS, T.H.; VAN GENUCHTEN, M.Th.; SHOUSE, P.J.; POSS, J.A. Macroscopic approaches to root water uptake functions of water and salinity stress. **Agricultural and Water Management**, Amsterdam, v. 86, p. 140-149, 2006.

TAYLOR, H.M.; KLEPPER, B. The role of roots characteristics in the supply of water to plants. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 30, p. 99-128, 1978.

----- Water uptake by cotton root system: an examination of assumptions in the single root model. **Soil Science**, Baltimore, v. 120, n. 1, p. 57-67, 1975.

TINKER, P.B. Transport of water to plant roots in soil. **Philosophical Transactions of The Royal Society B**, London, v. 273, p. 445-461, 1976.

VAN DAM, J.C.; GROENENDIJK, P.; HENDRIKS, R.F.A.; KROES, J.G. Advances of modeling water flow in variably saturated soils with SWAP. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, n. 2, p. 640-653, 2008.

VAN DEN HORNET, T.H. Water transport as catenary process. **Discussions of the Faraday Society**, London, v. 3, p. 143-156, 1948.

VAN DER PLOEG, M.J.; GOOREN, H.P.A.; BAKKER, G.; ROOIJ, G.H. Matric potential measurements by polymer tensiometers in cropped lysimeters under water-stressed conditions. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, n. 3, p. 1048-1054, Mar. 2008.

VAN GENUCHTEN, M.Th. A closed-form equation for predicting the conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 892-897, 1980.

WIND, G.P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: RIJTEMA, P.E.; WASSINK, H. (Ed.). **Water in the unsaturated zone**. Wageningen: IASH, 1968. v. 1. Proceedings of the Wageningen Symposium, p. 181-191.

YADAV, B.K.; MATHUR, S.; SIEBEL. Soil moisture dynamics modeling considering the root compensation mechanism for water uptake by roots. **Journal of Hydrologic Engineering**,

Reston, v. 14, p. 913-922, 2009.

YU, G.; ZHUANG, J.; NAKAYAMA, K.; JIN, Y. Root water uptake and profile soil water as affected by vertical root distribution. **Plant Ecology**, Oxford, v. 189, p. 15-30, 2007.

ZUR, B.; JONES, J.W.; BOOTE, K.J.; HAMMOND, L.C. Total resistance to water flow in field soybeans: II. Limiting soil moisture. **Agronomy Journal**, Madison, v. 74, p. 99-105, 1982.

APÊNDICE

APÊNDICE A: Solução analítica da eq. [7] considerando fluxo a taxa constante

Seja

$$V = \pi(r_m^2 - r_0^2)L_r \quad [\text{A-1}]$$

o volume finito de solo explorado por uma raiz singular de raio r_0 , comprimento L_r e raio máximo de extração r_m . A equação de balanço de massa para conteúdo de água no solo, negligenciando a água armazenada na planta e os processos de transferência de água na planta, é dada por

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} V = -T_p A_p \quad [\text{A-2}]$$

em que, T_p é transpiração potencial, e A_p , a área da planta.

A combinação das eqs. [A-1] e [A-2], resulta em

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{T_p A_p}{\pi(r_m^2 - r_0^2)L_r}. \quad [\text{A-3}]$$

Como a raiz é considerada como um cilindro de raio r_0 uniforme, L_r pode ser expresso por

$$L_r = \frac{A_{rs}}{2\pi r_0} \quad [\text{A-4}]$$

em que, A_{rs} é a área da superfície da raiz.

Analisando o sistema radicular macroscópico formado pelas raízes idealizadas, pode-se demonstrar que

$$R = \frac{L_r}{z_r A_p} \quad [\text{A-5}]$$

em que, z_r e A_p são, respectivamente, a profundidade do sistema radicular e a área da planta e R é a densidade radicular. Por definição,

$$R = \frac{1}{\pi r_m^2} \quad [\text{A-6}]$$

Combinando as eqs. [A-4] a [A-6], obtém-se a seguinte relação

$$\frac{A_p}{A_{rs}} = \frac{r_m^2}{2z_r r_0} \quad [\text{A-7}]$$

A substituição das eqs. [A-4] e [A-7] na eq. [A-3] resulta em

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = - \frac{T_p}{z \left(1 - \frac{r_0^2}{r_m^2} \right)} \quad [\text{A-8}]$$

Como $r_m \gg r_0$, essa equação pode ser aproximada por:

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = - \frac{T_p}{z} \quad [\text{A-9}]$$

Jong Van Lier, Metselaar e Van Dam (2006) mostram através de simulação numérica que $\partial \theta / \partial t$ pode ser considerada independente da coordenada r ($r_0 \leq r \leq r_m$). Assim, a eq. [A-9] pode ser generalizada par qualquer r :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{T_p}{z} \quad [\text{A-10}]$$

Combinado a eq. [7] com à eq. [A-10], obtém-se a seguinte equação diferencial de segunda ordem:

$$- \frac{T_p}{z} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r \frac{\partial \zeta}{\partial r} \right] \quad [\text{A-11}]$$

que pode ser rescrita como:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \zeta}{\partial r} = - \frac{T_p}{z} \quad [\text{A-12}]$$

A solução da eq. [A-12] pode ser facilmente obtida transformando-a numa equação ordinária de primeira ordem. Assim, definindo

$$\xi = \frac{d\zeta}{dr} \rightarrow \xi' = \frac{d^2 \zeta}{dr^2} \quad [\text{A-13}]$$

e substituindo na eq. [A-12], tem-se:

$$\xi' + \frac{1}{r} \xi = - \frac{T_p}{z} \quad [\text{A-14}]$$

A solução da eq. [A-14] é bastante conhecida e pode ser obtida pelo método do fator integrante, cuja solução é:

$$\xi = - \frac{T_p}{2z} r + \frac{C_1}{r} \quad [\text{A-15}]$$

Substituindo a eq. [A-13] na eq. [A-15] e resolvendo para ζ , temos, finalmente,

que

$$\zeta = -\frac{T_p}{4z}r^2 + C_1 \ln(r) + C_2 \quad [\text{A-16}]$$

Jong Van Lier, Metselaar e Van Dam (2006) usaram as seguintes condições de contorno para obter C_1 e C_2 :

$$\frac{d\zeta}{dr} = \frac{T_p A_p}{A_{rs}}; r = r_0 \quad [\text{A-17}]$$

$$\zeta = 0; r = r_0 \quad [\text{A-18}]$$

Substituindo a eq. [A-7] na eq. [A-17], resulta:

$$\frac{d\zeta}{dr} = T_p \frac{r_m^2}{2zr_0}; r = r_0 \quad [\text{A-19}]$$

Combinando essas condições de contorno (eqs. [A-18] e [A-19]) na eq. [A-16], obtém-se que

$$C_1 = \frac{T_p}{2z}(r_m^2 + r_0^2) \quad [\text{A-20}]$$

$$C_2 = \frac{T_p}{2z} \left[\frac{r_0^2}{2} - (r_m^2 + r_0^2) \ln(r_0) \right] \quad [\text{A-21}]$$

Finalmente, substituindo as eqs. [A-20] e [A-21] na eq. [A-16], chega-se a

$$\zeta = \frac{T_p}{2z} \left[\frac{r_0^2 - r^2}{2} + (r_m^2 + r_0^2) \ln \left(\frac{r}{r_0} \right) \right] \quad [\text{A-22}]$$