

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

**Simulação da extração da solução do solo pela cultura do milho
utilizando modelo SWAP**

Isaac de Matos Ponciano

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor
em Ciências. Área de concentração: Engenharia de
Sistemas Agrícolas

**Piracicaba
2016**

Isaac de Matos Ponciano
Engenheiro Agrícola e Ambiental

Simulação da extração da solução do solo pela cultura do milho utilizando modelo SWAP

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **JARBAS HONORIO DE MIRANDA**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor
em Ciências. Área de concentração: Engenharia de
Sistemas Agrícolas

**Piracicaba
2016**

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

Ponciano, Isaac de Matos

Simulação da extração da solução do solo pela cultura do milho utilizando modelo SWAP / Isaac de Matos Ponciano. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2016.

103 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Modelagem de água e solutos 2. TDR 3. Zona vadosa I. Título

CDD 633.15
P795s

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

Aos meus pais, Pedro Ponciano da Silva Neto e Marcia de Matos Ponciano, meus alicerces, exemplos de vida e superação, ao meu irmão Pedro e família (Késsia e Marina) e a minha irmã Priscilla.

DEDICO

À Vanessa de Fátima Grah Ponciano, esposa amada, e companheira de todos os momentos.

OFEREÇO

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo privilégio de conhecê-lo.

Aos meus Pais, que sempre me apoiaram em todas as etapas da minha vida dando o ensinamento e o suporte necessários a essa jornada tão árdua.

Ao Professor Dr. Jarbas Honorio de Miranda pela orientação, exemplo incontestável de dinamismo e competência, que mesmo com muitas atribuições, dedicava-se às orientações sem medir esforços.

Aos Professores Doutores: Jose Antonio Frizonne, Sergio Nascimento Duarte, Rubens Duarte Coelho, Marcos V. Folegatti, Tarlei A. Botrel, Quirijn de Jon Van Lier, Fábio R. Marin, Patrícia A. Marques e Jarbas H. de Miranda, pelos ensinamentos ministrados nas disciplinas durante o curso de doutorado;

Aos Funcionários do Departamento de Engenharia de Biosistemas (ESALQ/USP), Sr. Antônio, Sr. Luiz, Sr. Hélio, Davilmar, Fernando, Chiquinho e em especial ao Gilmar e à Paulinha pela ajuda nas análises de laboratório.

Aos colegas de turma, Juliano, Euzímio, Pedro, Marcola, André pela perfeita convivência, mas principalmente pelos momentos de descontração que tornaram a ausência da família menos evidente. A todos os colegas do curso de Pós-Graduação em Irrigação e Drenagem. Aos companheiros de moradia Ezequiel, Lucas e Pedro;

Aos coordenadores do curso de Pós-Graduação, Professores Dr. Paulo Molin (2014) e Dr. Jarbas Miranda (2015) pelas orientações durante o curso.

Aos Professores do Curso de Graduação, Dr. Ênio Farias de França e Silva e Dr. Abelardo Antônio de Assunção Montenegro, pela fundamentação acadêmica que serviu de base para a realização deste Doutorado.

À Douta Congregação da ESALQ/USP, onde atuei como Representante Discente da Pós-Graduação (2013).

Em especial, agradeço a toda comunidade discente de Pós-Graduação da USP (cerca de 25.000 estudantes em 2014) que pelo voto direto me elegeram como um de seus representantes. De igual modo, agradeço aos Pro-Reitores de Pós-graduação: Doutor Vahan Agopyan (2013) e Doutora Bernadette Dora Gombossy de Melo Franco a quem devo o respeito e admiração por manter o debate científico/político sempre nos mais altos níveis. A todos os integrantes da chapa “Política contra a Barbárie” (2014-2015) que, mesmo discordando em diversas

situações, contribuíram muito para melhorar minha compreensão de universidade e diversidade de pensamentos.

A toda a equipe de pesquisa do GPEAS, coordenada pelo professor Jarbas, a saber: Luciano, Katarina, Guilherme dentre outros, pelas contribuições e contestações científicas que melhoraram este trabalho.

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia - Engenharia da Irrigação – e à CAPES pela concessão da bolsa de estudo. À Universidade de São Paulo, por toda a estrutura que me foi concedida para o desenvolvimento desta pesquisa;

À FAPESP pelo financiamento do projeto de pesquisa.

Enfim, aos Pastores Ataul Alves Rosa e Auelione Alves da Silva (Pr. Elione) aqui representando toda a comunidade da Assembléia de Deus do Oeste Goiano, pela dedicação no ensino da palavra de Deus, mas principalmente pelo exemplo de dedicação à obra de Deus. Em especial à família da Missionária Elienai, por demonstrar que o amor de Deus realmente se expressa através de pessoas! Ao Pastor Raimundo Carneiro e a Irmã Vera Carneiro, pelo cuidado e apoio durante o período de realização desta tese.

À querida esposa Dr^a. Vanessa de Fátima Grah Ponciano, pelo carinho, companheirismo e compreensão, nesta fase tão importante de nossas vidas.

EPÍGRAFE

“Mas Deus prova o seu amor para conosco em que Cristo morreu por nós, sendo nós ainda pecadores”

Rm 5:8

Bíblia Sagrada

SUMÁRIO

RESUMO.....	11
ABSTRACT	13
LISTA DE FIGURAS	15
LISTA DE TABELAS	19
1 INTRODUÇÃO	21
2 DESENVOLVIMENTO	23
2.1 Revisão bibliográfica	23
2.1.1 Dinâmica da solução do solo e importância ambiental.....	23
2.1.2 Dinâmica da água e relações hídricas com as plantas	28
2.1.3 Extração de água pela cultura do milho	33
2.1.4 Monitoramento de água e nutriente pela técnica da Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR)	36
2.1.5 Modelagem aplicada à dinâmica da solução do solo	38
2.1.6 Modelo SWAP	39
2.1.7 Determinação dos parâmetros físico-hídricos do solo.....	40
2.2 Material e métodos.....	43
2.2.1 Descrição da área experimental.....	43
2.2.2 Caracterização climática local	43
2.2.3 Construção dos lisímetros de drenagem	44
2.2.4 Acomodação do solo e posicionamento de sensores	45
2.2.5 Parametrização físico-hídrica do solo.....	48
2.2.6 Cultivar de milho.....	51
2.2.7 Construção de sondas TDR e pré-calibração.....	52
2.2.8 Monitoramento da umidade volumétrica e condutividade elétrica do solo	55
2.2.9 Monitoramento de variáveis agrometeorológicas	56
2.2.10 Condução do experimento: manejo da solução do solo	58
2.2.11 Parametrização da densidade radicular	59
2.2.12 Balanço hídrico em lisímetro de drenagem	61
2.2.13 Parametrização do modelo SWAP	65
2.2.14 Avaliação do modelo SWAP.....	67
2.3 Resultados e discussão.....	69
2.3.1 Calibração e validação instrumental.....	69
2.3.1.1 Psicrômetro de ventilação forçada (Marin et al., 2000)	69
2.3.1.2 Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR)	70
2.3.2 Condições agrometeorológicas e estádios da cultura	71
2.3.3 Simulação da umidade volumétrica do solo	74

2.3.4 Extração de água pela cultura do milho	78
2.3.5 Simulação da solução do solo	82
3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	87
REFERÊNCIAS	89

RESUMO

Simulação da extração da solução do solo pela cultura do milho utilizando modelo SWAP

A modelagem da dinâmica de solutos no solo tem se mostrado uma ferramenta essencial, pois permite simular cenários e prever impactos ao meio ambiente associados ao manejo inadequado de fertilizantes agrícolas. Na zona radicular das culturas a parametrização do transporte de solutos, bem como a parametrização física do solo, são de difícil determinação tornando a sua modelagem onerosa e imprecisa. Portanto, a presente pesquisa teve como objetivo avaliar a performance do modelo SWAP (Soil, Water, Atmosphere and Plant), em simular a extração da solução do solo pela cultura do milho, em ambiente protegido. O ambiente de estudo ficou restrito à rizosfera da cultura do milho ao longo de seu ciclo de desenvolvimento, mediante a aplicação de uma solução de nitrato de potássio via água de irrigação. Para isso, conduziu-se um experimento em ambiente protegido, cujo cultivo do milho foi feito em 18 lisímetros de drenagem de 500L com plantio de duas covas por lisímetro (plantio em 22/11/2014 e colheita em 22/02/2015). Os valores de umidade volumétrica do solo e de condutividade elétrica da solução do solo foram registrados pela TDR (Time Domain Reflectometry), sendo monitorados em 4 profundidades ao longo da secção transversal das raízes (5, 15, 25 e 35 cm). Também foram monitoradas variáveis agrometeorológicas a fim de se descrever as condições experimentais. Os valores simulados pelo modelo SWAP foram confrontados com os dados observados, registrados pela TDR. A avaliação da performance do modelo foi feita pelo emprego do índice de concordância (Id), índice de avaliação de modelos (E), raiz quadrada média do erro (RMSE) e coeficiente de determinação. Diante dos resultados obtidos, percebeu-se pelo monitoramento agrometeorológico que o ciclo da cultura se deu em condições de anomalias climáticas, isso de certa forma influenciou na extração de água pela cultura. A simulação da extração de água na rizosfera do milho pelo modelo SWAP demonstrou uma satisfatória performance do modelo, o qual apresentou resultado pelos índices de avaliação valores superiores a 0,7 e índices de concordância superiores a 0,9 para todas as camadas monitoradas. O erro quadrático médio foi inferior a $0,009 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ para todas as camadas, apesar de ter nas camadas mais profundas uma atenuação qualitativa na simulação. O movimento da extração da solução do solo na rizosfera, em especial, nas camadas superficiais apresentaram resultados satisfatórios com índices de avaliação de modelos de 0,659 e 0,596 e índices de concordância de 0,913 e 0,834, respectivamente, para as camadas de 5 e 15 cm de profundidade. Já para as camadas mais profundas não se observou boa aderência do valor simulado aos dados. O coeficiente de extração relativa da solução do solo pelo milho apresentou valor de 16%. Assim, o modelo SWAP mostrou-se satisfatório na simulação do movimento da solução do solo na zona radicular da cultura do milho, mesmo sob condições atmosféricas extremas. Não obstante, seu desempenho foi prejudicado para as simulações em camadas inferiores, onde foi observada uma baixa variação do conteúdo de água e concentração de sais no solo.

Palavras-chave: Modelagem de água e solutos; TDR; Zona vadosa

ABSTRACT

SWAP simulation of soil solution uptake by corn

The modeling of solute dynamics in soil is an essential tool for simulating scenarios and predicting environment impacts associated with inadequate management of fertilizers. Solute transport parameter and soil physical parameters in the vadose zone are difficult to determine, causing modeling to be expensive and imprecise. This research, therefore, was set up to evaluate the effectiveness of the SWAP (Soil, Water, Atmosphere and Plant) model to simulate soil solution uptake by corn under controlled environmental conditions. The study consisted of applying a potassium nitrate solution in irrigation water to maize rhizosphere throughout its development cycle. The experiment was conducted in a greenhouse, in which maize was planted on 11/22/2014 and harvested on 02/22/2015 in eighteen 500L drainage lysimeters. The soil moisture values and electrical conductivity of soil solution were registered by TDR (Time Domain Reflectometry) at four depths (5, 15, 25 and 35 cm) along the cross-section of the root. Environmental variables were also monitored in order to characterize the experimental conditions. Values simulated by the SWAP model were compared with observed data recorded by the TDR. Model performance was evaluated by the use of the Concordance Index (Id), the Model Assessment Index (E), Root Mean Square Error (RMSE), and Coefficient of Determination. As the experiment was conducted under controlled conditions, the water uptake patterns might not be reflective of uptake patterns under normal weather conditions. The simulation of water extraction in the rhizosphere of corn by SWAP model matched observed values, with indices greater than 0.7 and concordance rates of over 0.9, for all monitored layers. The RMSE was less than $0.009 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ for all layers. The concentration of extracts of the soil solution in the rhizosphere, in particular in the top two layers, were satisfactorily simulated with model evaluation indexes of 0.659 and 0.596, and concordance rates of 0.913 and 0.834, respectively, for the 5 and 15 cm layers. For the deeper layers, there was little correlation between the observed and simulated value. The relative extraction coefficient of soil solution for corn was 16%. Thus, the SWAP model satisfactorily simulated soil solution movement in the upper layers of the vadose zone of maize, even under extreme weather conditions. However, the model did not perform as well in the lower layers performance was impaired for the simulations in lower layers, which had low variation in the observed water content and salt concentration in the soil.

Keywords: Water Modeling and solutes; TDR; Vadose zone

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Coeficiente de redução da extração de solutos pelas raízes α_w , como função do potencial mátrico (Adaptado de Kroes et al. 2008)31
- Figura 2 - Coeficiente de redução da extração de solutos pelas raízes α_s , como função da condutividade elétrica da solução do solo (Adaptado de Kroes et al. 2008)31
- Figura 3 - (A) Ambiente protegido empregado para condução do experimento de extração de água no solo pela cultura do milho e (B) interior da casa de vegetação com o solo coberto por bidim.43
- Figura 4 - Procedimentos essenciais na construção de lisímetros de drenagem: (A) instalação da válvula do dreno, (B) camada de brita seguida de duas camadas de manta geotéxtil, (C) alinhamento dos lisímetros de drenagem45
- Figura 5 - Representação esquemática do posicionamento das sondas TDR manufaturadas para o monitoramento da umidade volumétrica do solo e da solução do solo na rizosfera da cultura do milho.....46
- Figura 6 - Acomodação do solo, instalação de sondas TDR, extratores de solução do solo e termopar.....46
- Figura 7 - Reestruturação do solo pela saturação e drenagem livre dos lisímetros ..47
- Figura 8 - Monitoramento inicial da umidade volumétrica do solo para modelagem inversa dos parâmetros físico-hídricos do solo (A), e monitoramento da redistribuição da água no solo (B)50
- Figura 9 - Isolamento da raiz em relação à atmosfera pelo emprego de super-cola, objetivando a redução da transpiração residual da raiz (A), monitoramento da drenagem da água no solo com a raiz da cultura do milho para fins de modelagem inversa (B)50
- Figura 10 - (A) Instalação dos conectores e solda da extremidade oposta do cabo coaxial; (B) gabarito de madeira empregado no auxílio da secagem do composto (resina e catalizador) responsável pela estruturação das hastes em 10 sondas TDR e (C) conjunto de cabos com conectores prontos para serem soldadas hastes de inox.53
- Figura 11 - Procedimentos experimentais para determinação do K_p das sondas TDR53
- Figura 12 - Monitoramento da umidade volumétrica do solo e da condutividade elétrica da solução do solo em lisímetro de drenagem sob cultivo do milho, após 5 dias de plantio.....56

- Figura 13 - Calibração do psicrômetro de ventilação forçada (a); sensores capacitivos (Campbel Scientific e Hobo) (b); com termômetro padrão de aspiração não forçada (c) 57
- Figura 14 - Painel fotovoltaico fixado a um poste por meio de um suporte de alumínio (A), detalhe do psicrômetro de ventilação forçada (B), e estação automática (C) 57
- Figura 15 - A) Reservatórios para preparo da fertirrigação e armazenamento de água; B) Derivação da linha principal para as duas linhas secundárias de irrigação 58
- Figura 16 - Início da formação do bulbo molhado resultante da aplicação de fertirrigação de nitrato de potássio via sistema de irrigação por gotejamento 59
- Figura 17 - Desenvolvimento da cultura do milho em ambiente protegido e cultivado em lisímetro de drenagem; 5 dias (A), 42 dias (B) e 72 dias (C), após o plantio. 59
- Figura 18 - (A) Estimativa da altura do milho e (B) comprimento do sistema radicular após a determinação da densidade da raiz nos diversos extratos no interior do lisímetro de drenagem 60
- Figura 19 - (A) Abertura do perfil do solo no lisímetro de drenagem, (B) Limpeza do perfil do solo para exposição do sistema radicular, (C) Amostragem indeformada da densidade radicular ao longo do perfil do solo, (D) (E) e (F) diferenciação do comprimento radicular amostrado em cada profundidade do solo. 61
- Figura 20 - Tanque Classe “A” empregado para estimar evaporação do solo no ambiente protegido 64
- Figura 21 - (A) Correlação e equação de regressão linear entre valores observados e simulados de umidade relativa do ar e (B) aplicação de derivada à otimização do erro associado à variação da constante psicrométrica do psicrômetro alternativo..... 69
- Figura 22 - Monitoramento da umidade relativa do ar e da radiação global no ambiente protegido ao longo dos estádios de desenvolvimento da cultura do milho. 72
- Figura 23 - (A) Dados de umidade relativa do ar obtidos no ambiente protegido ao longo do ciclo da cultura do milho e (B) Box-Plot da série histórica de dados de umidade relativa do ar desde 1917. 73
- Figura 24 - Média à cada 2 horas da umidade relativa do ar (%) e Déficit de pressão de vapor do ar (Δe , kpa) no interior da estufa no dia 18 de janeiro de 2015. 74

- Figura 25 - Variação da umidade volumétrica do solo medida por sondas TDR no perfil do solo, representado por Box-Plots de 25 e 75%, ao longo do ciclo da cultura do milho nas profundidades de 5, 15, 25 e 35 cm e valores simulados de umidade volumétrica do solo pelo modelo SWAP para o mesmo período monitorado.....75
- Figura 26 - Regressão linear e coeficiente de determinação obtidos a partir da correlação entre os valores de umidade volumétrica (simulado e observado) por camada monitorada no perfil do solo.....77
- Figura 27 - Valores simulados e observados de extração de água pela cultura do milho no perfil do solo.....79
- Figura 28 - Coeficiente de determinação entre valores simulados e observados de extração da água pela cultura do milho para as camadas: A) 0-10 cm, B) 10-20 cm, e C) 20-30 cm.80
- Figura 29 - Extração total simulada e média da água no solo ao longo do ciclo da cultura do milho e extração relativa a qual consiste na relação entre o valor simulado e o valor observado.81
- Figura 30 - Estimativa da condutividade elétrica ao longo do perfil do solo por valores médios diários de 26 leituras de sonda TDR com o correspondente desvio padrão, sob cultivo da cultura do milho e simulação computacional da condutividade elétrica da solução do solo no perfil do solo.....83
- Figura 31 - Simulação pelo modelo SWAP da concentração da solução do solo nas camadas de 5 e 15 cm de profundidade pela variação do coeficiente (K_r) de 1%, 16% (valor empregado no experimento) e 100%.85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação textural do material de solo	45
Tabela 2 - Análise química do material de solo utilizado no experimento	45
Tabela 3 - Densidade do perfil do solo após procedimento de acomodação das partículas do solo, bem como o desvio padrão das amostras.	47
Tabela 4 - Propriedades físico-hídricas do Latossolo Vermelho Amarelo (EMBRAPA, 2006), obtidas em laboratório por amostras deformadas.	49
Tabela 5 - Descrição dos parâmetros do sistema de equações de van Genuchten-Mualen (1980) obtidos por modelagem inversa.....	51
Tabela 6 - Sensibilidade da cultivar AG 9030 às principais doenças associadas à cultura do milho.	52
Tabela 7 - Principais parâmetros de entrada especificados no modelo SWAP	66
Tabela 8 - Principais parâmetros de entrada para o cálculo do transporte da solução do solo pelo modelo SWAP	66
Tabela 9 - Parametrização e avaliação do modelo de Rhoads et al., (1976) para estimativa da condutividade elétrica da solução do solo por camada.	70
Tabela 10 - Avaliação da modelagem da água no solo pelo emprego de índices estatísticos e pelo estudo do erro médio	76
Tabela 11 - Avaliação da performance do modelo SWAP na simulação da solução solo mediante o emprego de índices estatísticos e pelo estudo do erro médio.....	84

1 INTRODUÇÃO

A rizosfera é notadamente conhecida como sendo um dos compartimentos do solo fundamentais à manutenção dos ecossistemas terrestres, devido à sua influência no ciclo biogeoquímico. Neste particular volume de solo, a extração de água e nutrientes pela superfície das raízes proporciona o surgimento de um gradiente que circunda a raiz, podendo alterar as propriedades físicas, químicas e biológicas do solo.

A determinação do conteúdo de água no solo, em especial na rizosfera, é essencial ao adequado manejo da produção agrícola e ao eficiente emprego dos recursos hídricos neste sistema. De igual forma, o conhecimento da concentração de nutrientes disponíveis para extração pela planta via solução do solo é uma informação cada vez mais necessária à agricultura moderna. Neste contexto, buscase otimizar a extração de água e nutrientes pelas culturas visando atingir-se produtividades agrícolas potenciais. A cultura do milho, dada sua importância econômica, tem sido alvo de diversas práticas agrícolas que visam à maximização da sua produção, dentre as quais se destaca a fertirrigação, que consiste na aplicação de nutrientes via água de irrigação.

Não obstante, os impactos inerentes à incorreta aplicação de água/nutrientes em sistemas agrícolas podem ocasionar, principalmente: a contaminação dos mananciais hídricos, por drenagem profunda dos nutrientes; a aceleração do processo de salinização do solo, resultante do acúmulo de sais ao longo do perfil; ou ainda o aumento de perdas financeiras no processo produtivo associado à má aplicação dos fertilizantes. Neste sentido, estudos direcionados à compreensão dos fenômenos naturais associados à extração da água e nutrientes na zona radicular, ao longo do ciclo das culturas, buscam otimizar sua aplicação e mitigar impactos relacionados a práticas agrícolas cada vez mais presentes na agricultura moderna, como por exemplo, a fertirrigação.

A modelagem computacional é uma ferramenta, relativamente nova, que vem sendo amplamente empregada para simular processos dinâmicos que ocorrem no solo, envolvendo água e solutos. Apesar disso, há diversos entraves que dificultam sua aplicação a campo, em especial na zona radicular, dentre os quais se destacam: dificuldades instrumentais de se obter valores observados de conteúdo de água e concentração de nutrientes, simultaneamente, a fim de se confrontar com os valores

simulados; necessidade de uma grande quantidade de parâmetros empregados na descrição matemática do transporte de água e solutos no solo, o que pode gerar incertezas sobre a confiabilidade dos resultados simulados.

Dentre os diversos modelos que se dispõe a essa finalidade, pode-se destacar o SWAP (Soil, Water, Atmosphere and Plant) e o Hydrus-1D, basicamente por dois motivos: i) são modelos que já foram testados nas mais diferenciadas condições agro-hidrológicas ao redor do mundo, tendo apresentado bons resultados em relação às condições experimentais e, ii) consideram uma série de relações dos processos físicos que ocorrem no sistema solo-planta-atmosfera.

Os referidos modelos se constituem em ferramentas úteis para estimativas do movimento da água e nutrientes no solo. Não obstante, o sucesso de sua aplicação na rizosfera está condicionado à correta parametrização dos processos dinâmicos de transporte de água e nutrientes. Teoriza-se, portanto, que a aplicação da modelagem inversa dos parâmetros físico-hídricos associados ao monitoramento do conteúdo da água e nutrientes no solo, de forma simultânea na zona radicular, auxilia a aplicação da modelagem na rizosfera das culturas.

Dessa forma, a presente pesquisa teve como objetivo principal avaliar a performance do modelo hidrológico SWAP, no que diz respeito à extração da solução do solo pela cultura do milho em condições de ambiente protegido, por meio do confronto estatístico entre valores simulados e observados experimentalmente.

Para isso, avaliou-se também a utilização da TDR no monitoramento da concentração de nutrientes e do conteúdo de água no solo, bem como se buscou a parametrização físico-hídrica do solo por modelagem inversa com o auxílio do modelo Hydrus-1D.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Revisão bibliográfica

2.1.1 Dinâmica da solução do solo e importância ambiental

O transporte da solução do solo tem sido alvo de intensa pesquisa ao longo de várias décadas. Inicialmente, os esforços destinavam-se à compreensão e parametrização dos mecanismos de transporte envolvendo o soluto no solo (BROWN ET AL., 1964; JOST, 1952; VAN SCHAİK ET AL., 1966), tendo como principal justificativa sua importância para a manutenção da produtividade e desenvolvimento das plantas (OLSEN et al., 1928).

Com o desenvolvimento instrumental associado às ferramentas computacionais, foi possível validar e parametrizar modelos teóricos desenvolvidos no passado, o que tornou possível criar uma formulação matemática consolidada sobre o transporte de nutrientes presentes na solução do solo. Não obstante, esforços continuam sendo direcionados à compreensão da estabilidade temporal da parametrização deste fenômeno que ocorre no solo (ZHEN et al., 2015; ELLSWORTH, et al., 1996) bem como à sua variação devido à heterogeneidade do meio poroso (JACQUES, et al., 2012; FIORI et al., 2011; ABBASI et al., 2003).

De igual forma, com o desenvolvimento da agricultura moderna, uma enorme quantidade de nutriente tem sido produzida e aplicada indiscriminadamente nas lavouras via fertirrigação ou incorporada ao solo, buscando-se maiores produtividades. Isso tem gerado altos impactos ambientais e desperdícios de recursos naturais e financeiros, devido à aquisição excessiva de fertilizantes. Os impactos ambientais mais observados devido ao manejo irracional dos fertilizantes no solo tem sido a contaminação dos mananciais hídricos superficiais e subterrâneos (BERO et al., 2016; JALALI e MERRIKHPOUR, 2008; ONGLEY, 2001) e o acúmulo de sais no solo (KUMAR et al., 2015a) o que diminui a produtividade das culturas. Dada essa nova realidade, o foco das pesquisas destinadas ao transporte da solução do solo, em especial na rizosfera das plantas, vem ganhando cada vez mais uma abordagem ambiental (ŠIMUNEK et al., 2013), pois, auxilia em práticas agrícolas sustentáveis.

Desta forma, a dinâmica da solução na rizosfera, no contexto da agricultura moderna, passa a ser fundamental na predição ou prevenção de fatores contaminantes, tanto na superfície quanto na subsuperfície do solo, bem como para a nutrição das plantas.

Basicamente, há, essencialmente, três processos pelos quais a solução do solo se movimenta no perfil do solo: difusão, convecção e dispersão.

Transporte difusivo

A difusividade é o transporte de solutos pela presença de um gradiente de concentração, ou seja, o movimento ocorre do meio mais concentrado para o menos concentrado. O fluxo de solutos J_{dif} ($\text{M L}^{-2} \text{T}^{-1}$) é descrito pela lei de Fick, eq. (1).

$$J_{\text{dif}} = -\theta D_{\text{dif}} \frac{dc}{dz} \quad (1)$$

em que, D_{dif} é o coeficiente de difusividade ($\text{L}^2 \text{T}^{-1}$), c é a concentração da solução do solo (M L^{-3}), θ , o conteúdo de água no solo ($\text{L}^3 \text{L}^{-3}$) e z a dimensão vertical (L). Minasny e Perfect, (2004) ressaltam que o coeficiente de difusividade é sensível à variação da umidade volumétrica do solo, devido à interdependência do transporte de solutos e a área transversal efetiva dos poros preenchidos com água. Desta forma, a relação proposta por Millington & Quirk (1961) explica a dependência deste coeficiente com a variação da umidade volumétrica do solo, eq. (2).

$$D_{\text{dif}} = D_{\text{difsol}} \frac{\theta^{\frac{7}{3}}}{\Phi_{\text{por}}^2} \quad (2)$$

em que, $D_{\text{dif sol}}$ (adimensional) é o coeficiente de difusividade dos solutos em água ($\text{L}^2 \text{T}^{-1}$), e Φ_{por} a porosidade do solo ($\text{L}^3 \text{L}^{-3}$). Desta forma, como destacam Fiori et al. (2011), por variar com o conteúdo de água no solo, o transporte por difusão é dependente da parametrização do transporte de massa, ou fluxo convectivo, descrito a seguir.

Transporte convectivo ou transporte de massa

Como dito anteriormente, a maior parte da solução do solo é transportada pelo movimento da água no solo. O fluxo médio deste transporte é chamado de fluxo convectivo, J_{con} ($M L^{-2} T^{-1}$), e pode ser calculado pela eq. (3).

$$J_{\text{con}} = q \cdot c \quad (3)$$

em que, q ($L^3 L^{-2} T^{-1}$) é o fluxo de água no solo calculado pela lei de Darcy, e c ($M L^{-3}$) é a concentração média de solutos no solo.

Transporte dispersivo

A dispersão ocorre pelo fato das velocidades de escoamento dentro dos poros individuais, decorrentes da viscosidade da água, e entre poros de diferentes tamanhos e formas, desviarem-se da velocidade média do escoamento no meio poroso (JONG VAN LIER, 2010). Essa variação de velocidade das linhas de corrente faz com que os solutos sejam também transportados em diferentes velocidades, resultando em um processo de mistura, junto à interface de dois líquidos miscíveis de diferentes concentrações ou natureza que, macroscopicamente, é semelhante à mistura decorrente da difusão (RUIZ et al., 2010).

A contabilização do fluxo por dispersão J_{dis} ($M L^{-2} T^{-1}$) é proporcional ao gradiente da concentração de solutos e pode ser descrito pela eq. (4) proposta por Bear (1972).

$$J_{\text{dis}} = -\theta D_{\text{dis}} \frac{dc}{dz} \quad (4)$$

em que, D_{dis} é o coeficiente de dispersão ($L^2 T^{-1}$). Considerando um fluxo de regime laminar, o coeficiente D_{dis} pode ser considerado proporcional à velocidade da água nos poros do solo $v=q \theta^{-1}$, conforme eq. (5) desenvolvida por Bolt (1979).

$$D_{\text{dis}} = L_{\text{dis}} |v| \quad (5)$$

em que, L_{dis} (L) é o comprimento da dispersão. Portanto a menos que o fluxo de água no solo seja muito lento, o fluxo por difusão será bem maior do que o fluxo por dispersão. Por fim, tem-se o fluxo total de solutos no solo J ($M L^{-2} T^{-1}$). Descrito pelo somatório das eqs. (1), (3) e (4), resultando na eq. (6).

$$J = J_{con} + J_{dif} + J_{dis} = qc - \theta(D_{dif} + D_{dis})\frac{dc}{dz} \quad (6)$$

Equação da continuidade e transporte da solução do solo

Considerando o princípio da conservação de massa de um volume de solo elementar, pode-se aplicar a equação da continuidade para o transporte de solutos, eq. (7).

$$\frac{dX}{dt} = -\frac{dJ}{dz} - S_{sol} \quad (7)$$

em que, X é a concentração dos solutos no solo ($M L^{-3}$) e S_{sol} é o termo “sinksol” ($M L^{-3} T^{-1}$), que corresponde a concentração da solução do solo extraída pela planta ou que foi decomposta pelo solo. De forma geral os solutos devem ser dissolvidos na água no solo, adsorvidos pela matéria orgânica ou pela miscela das partículas de argila. A concentração de solutos se dá pela eq. (8).

$$X = \theta c + \rho_s Q \quad (8)$$

em que, ρ_s é a densidade do solo ($M L^{-3}$) e Q é o total adsorvido ($M M^{-1}$). O termo da adsorção descreve um equilíbrio com a concentração dissolvida, ou seja, considera para fins de cálculo que há equilíbrio instantâneo entre c e Q . Para simular esse balanço, utiliza-se a eq. (9) não linear de Freundlich, uma função flexível que pode ser aplicada tanto a solos orgânicos quanto a inorgânicos.

$$Q = K_f c_{ref} \left(\frac{c}{c_{ref}} \right)^{N_f} \quad (9)$$

em que, K_f é o coeficiente de Freundlich ($L^3 M^{-1}$), N_f é o expoente de Freundlich (adimensional) e C_{ref} é o valor da concentração do soluto de referência ($M L^{-3}$). Buchter et al. (1989) realizaram a parametrização da equação de Freundlich para 11 solos e 15 soluções distintas, observando ampla variação dos coeficiente, tanto pelas características texturais do solo como pela presença de íons específicos na solução do solo.

Portanto, o termo S_{sol} da eq. (7), pode ser calculado conforme eq. (10).

$$S_{sol} = \mu(\theta c + \rho_s Q) + K_r S_c \quad (10)$$

em que, μ é uma taxa de redução de transformação dos solutos (T^{-1}), K_r é o fator de extração da raiz (adimensional) e S_c a taxa de extração da raiz (T^{-1}). O primeiro termo do lado direito da igualdade descreve uma redução linear pelo processo de decomposição ou adsorção, ao passo que o segundo diz respeito a proporcionalidade existente entre a extração de água e dos solutos, ou seja, o fator K_r estima quanto dos solutos serão extraídos pela planta e, por conseguinte, qual a fração deste que permanecerá no solo. O coeficiente μ é afetado pela temperatura do solo, conteúdo de água e profundidade do solo. A abordagem matemática mais usual para o cálculo do referido coeficiente foi apresentado por Boesten e Van der Linden (1991), eq. (11).

$$\mu = f_T f_\theta f_z \mu_{ref} \quad (11)$$

em que, f_T é o fator da temperatura do solo (adimensional), f_θ e f_z são fatores de redução (adimensionais), que consideram a umidade e a profundidade do solo, e μ_{ref} é o μ em uma condição de referência ($20^\circ C$ com potencial matricial $h=-100cm$). O fator f_T é descrito pela eq. (12) apresentada por Boesten (1986).

$$f_T = e^{\gamma T (t-20)} \quad (12)$$

em que, γ_T é um parâmetro (θ^{-1}) e T é a temperatura do solo (θ). Wolfe et al. (1990) descrevem a importância da umidade volumétrica do solo nos processos de

transformação, no caso em que se considera o perfil do solo isotérmico esse termo assume o valor igual a 1. A relação proposta por Walker (1974) é empregada para descrever a redução da transformação dos solutos dada à variação de umidade, eq. (13).

$$f_{\theta} = \left(\frac{\theta}{\theta_{\text{ref}}} \right)^B \quad f_{\theta} \leq 1,0 \quad (13)$$

em que, θ_{ref} é a umidade volumétrica do solo ($L^3 L^{-3}$) correspondente ao potencial mátrico de $h=-100$ cm, e B é uma constante (adimensional).

Por fim, substituindo as eqs. (6), (8) e (10) na eq. (7), se obtém a eq. (14).

$$\frac{d(\theta c + \rho_s Q)}{dt} = -\frac{d(qc)}{dz} + \frac{d\left[\theta(D_{\text{dif}} + D_{\text{dis}})\frac{dc}{dz}\right]}{dz} - \mu(\theta c + \rho_s Q) - K_r S_c \quad (14)$$

A partir desta formulação, pode-se empregar o método da diferença finita centrada para resolução computacional da equação. Aos que desejarem aprofundar o conhecimento nesta área, recomenda-se a leitura do texto apresentado por: Chapra et al., (2010), van Genuchten e Alves (1982) e Leij e van Genuchten (2002).

Na abordagem descrita até aqui não foram considerados: a volatilização e transporte dos gases, o transporte de líquidos não miscíveis como água e óleo, o equilíbrio químico entre solutos, e não se considerou também a cadeia de reações de natureza química e biológica (mineralização e nitrificação) (KROES et al., 2008).

2.1.2 Dinâmica da água e relações hídricas com as plantas

No século XIX, no ano de 1856, um engenheiro hidráulico chamado Henry Darcy desenvolveu uma equação para quantificar o movimento de um líquido que satura um meio poroso. No entanto, a condição mais comum do meio poroso, no que diz respeito à Física do Solo, é a condição de não saturação. De acordo com Libardi (2005), o primeiro trabalho de que se tem notícia, proposto a quantificar o movimento de água no solo em condição de não saturação, foi apresentado por Buckingham (1907), eq. (15).

$$\vec{q} = -K(\theta)\vec{\nabla}\phi_m(\theta) \quad (15)$$

em que, \vec{q} (LT^{-1}) é a densidade de fluxo da solução; $K(\theta)$ (LT^{-1}) a função condutividade hidráulica (meio isotrópico); ϕ_m (L) a função potencial mátrico e θ (L^3L^{-3}) o conteúdo da água no solo. Por fim, foi Richards (1928) quem definiu o potencial total como sendo igual à soma do potencial capilar de Buckingham e do potencial gravitacional (ϕ_g). Quando adicionado o termo sumidouro (S), que representa a extração de água pelas plantas, na equação de Richards, se obtém a eq. (16).

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[K(\theta, h) \frac{\partial H}{\partial z} \right] - S(z, t) \quad (16)$$

em que, θ é a umidade volumétrica ($L^3 L^{-3}$), t é o tempo (T), H (L) é o potencial total da água no solo, z a coordenada vertical (L), K , condutividade hidráulica que pode ser descrita como função do conteúdo de água no solo ou do potencial mátrico do solo ($L T^{-1}$), e o termo sumidouro S ($L^3 L^{-3} T^{-1}$) que é função da coordenada vertical e do tempo. As características físico-hídricas do solo podem ser descritas pelo sistema de equações de van Genuchten-Mualem (VAN GENUCHTEN, 1980; MUALEN, 1976). Essas têm sido amplamente empregadas para parametrização da curva de retenção de água no solo e da condutividade hidráulica, apresentando ótimos resultados para diferentes tipos texturais de solo.

Diversos estudos vêm sendo direcionados para melhor se compreender a relação entre o movimento de água no solo e às relações hídricas com as plantas.

A extração de água pelas plantas ocorre devido a um gradiente energético entre a atmosfera e o solo, sendo fortemente dependente das condições atmosféricas, em especial do déficit de pressão de vapor (OCHEL TREE et al., 2013) e da condutividade hidráulica do solo (JONG VAN LIER et al., 2009). A seguir, serão discutidos os processos que interferem na extração das plantas no solo.

A taxa de extração máxima da raiz (T_p , $cm d^{-1}$) é definida como sendo a solução do solo extraída por toda a rizosfera. Esta depende da demanda atmosférica e de características da planta. O cálculo da extração por camadas $S_p(z)$, (d^{-1}), se dá

pela eq. (17) e leva em consideração a distribuição da densidade radicular ao longo do perfil do solo (BOUTEN, 1992).

$$S_p = T_p \frac{\ell_{\text{raiz}}(z)}{\int_{-D_{\text{raiz}}}^0 \ell_{\text{raiz}}(z) dz} \quad (17)$$

Notadamente, adicionou-se um coeficiente que reduz a extração em função da densidade do sistema radicular (ℓ_{raiz}) na camada considerada; este pode ser chamado de distribuição relativa da densidade radicular, e pode ser calculado pela razão entre a densidade do sistema radicular na camada de interesse e o somatório da densidade do sistema radicular até a profundidade limiar onde se encontram raízes (D_{raiz}). Por notação, esse somatório vai da superfície ($z=0$) até uma profundidade ($-D_{\text{raiz}}$). Há diversas formas de se estimar ou medir a densidade radicular ao longo do perfil do solo; no entanto, a abordagem de redução linear da densidade radicular proposta por Prasad (1998) tem sido largamente empregada e apresentado bons ajustes quando não se dispõe dessa informação.

Em relação à interferência do potencial da água no solo na extração da solução do solo pelas raízes, duas abordagens vêm sendo empregadas para descrever a redução da transpiração devido ao stress hídrico: o modelo proposto por Feddes et al. (1988) e o modelo proposto por Jong Van Lier et al. (2008). Na discussão feita por Feddes et al. (1988), adaptada na Figura 1, preconiza-se que para $h_3 < h < h_2$ a extração da água no solo é ótima; quando $h \geq h_3$ a extração da água no solo diminui linearmente até que não haja mais extração para $h = h_4$ (ponto de murcha); quando $h \leq h_2$ a extração das raízes diminui devido à má aeração do solo sendo nula para $h=h_1$. Ademais, Feddes e colaboradores sugerem que h_3 pode aumentar numericamente até h_{3h} , se a transpiração for potencial.

Desta forma, teorizou-se por meio de modelagem, que a extração atual de água no solo pode ser aproximada pela eq. (18).

$$S(z) = \alpha_{rw}(h) \alpha_{rs}(CE) S_p(z) \quad (18)$$

em que,

$\alpha_{rw}(h)$ - fator de disponibilidade de água (adimensional), que é função dos potenciais no solo;

S_p - máxima extração de água pela planta quando a disponibilidade de água não é limitante ($L^3 L^{-3} T^{-1}$); e

$\alpha_{rs}(CE)$ - fator de redução da extração de solutos devido ao excesso de sais dissolvidos na solução do solo (adimensional).

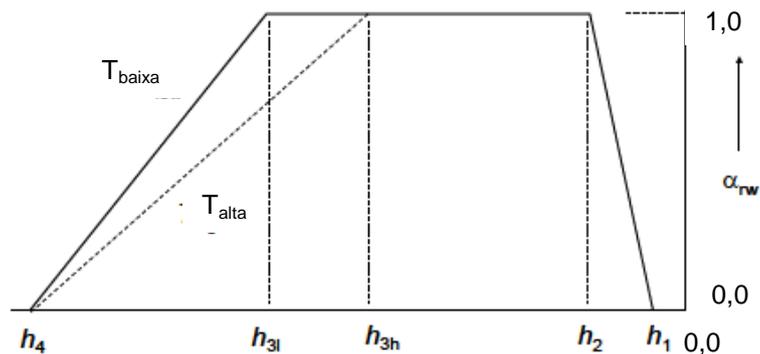


Figura 1 - Coeficiente de redução da extração de água pelas raízes α_{rw} , como função do potencial matricial (Adaptado de Kroes et al. 2008)

De acordo com Maas e Hoffman (1977), $\alpha_{rs}(CE)$ é função da condutividade elétrica da solução do solo e decresce linearmente a partir da $CE_{M\acute{a}x}$ a uma taxa CE_{dec} ($m\ dS^{-1}$), sendo que, esta abordagem tem sido largamente utilizada como de referência (Figura 2).

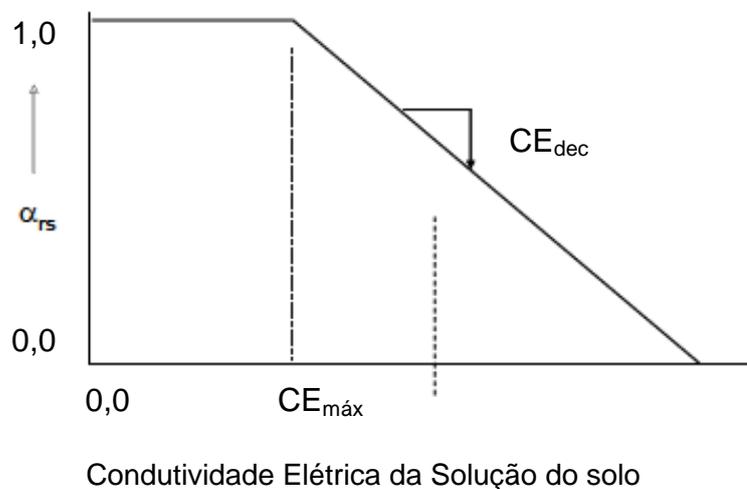


Figura 2 - Coeficiente de redução da extração de solutos pelas raízes α_{rs} , como função da condutividade elétrica da solução do solo (Adaptado de Kroes et al. 2008)

Não obstante, há ainda outra forma de se considerar a redução da extração da água pelas raízes, em função dos potenciais no solo. O modelo proposto por Jong Van Lier et al. (2008) sugere a eq. (19).

$$S(z) = \rho_z (M_z - M_0) \quad (19)$$

em que, M_z é o potencial de fluxo matricial corresponde ao conteúdo de água médio da camada z ; e M_0 o potencial de fluxo matricial na superfície da raiz, considerado constante com a profundidade; e ρ_z (L^{-2}), um fator de ponderação, eq. (20).

$$\rho_z = \frac{4}{r_0^2 - a^2 r_{m,z}^2 + 2(r_m^2 + r_0^2) \ln\left(\frac{ar_{m,z}}{r_0}\right)} \quad (20)$$

em que, r_0 e $r_{m,z}$ são respectivamente o raio da raiz e o raio médio entre raízes. Estes parâmetros delimitam o intervalo de influência de uma raiz singular. O parâmetro a é definido como sendo aproximadamente igual a razão entre r_0 e $r_{m,z}$.

Sabe-se ainda que o potencial de fluxo matricial é definido como sendo a integral da condutividade hidráulica do solo não saturado entre os intervalos do potencial matricial definidos, pode-se ainda descrevê-lo como função da difusividade do solo nos intervalos de umidade volumétrica definidos, eq. (21)

$$M = \int_{h_m}^h K(H) dH = \int_{\theta_m}^{\theta} D(\theta) d\theta \quad (21)$$

Desta forma, pode-se observar que a extração de água no solo pela planta é dependente não somente da disponibilidade da água no solo, mas também do potencial de fluxo matricial, sendo h_m o potencial correspondente ao ponto de murcha permanente.

Um estudo comparativo entre a abordagem de Fedds et al. (1988) e Jong Van Lier et al. (2008) realizado por Jong van Lier et al. (2013), não observou diferenças significativa da redução da transpiração para a cultura do feijão. Devido á dificuldade

de medição *in situ* da extração de água do solo, a análise de desempenho dos modelos de extração tem sido realizada pelo confronto estatístico entre valores de conteúdo de água simulados e observados. De acordo com Yu et al. (2007), a extração de água pelas raízes afeta consideravelmente a distribuição da umidade volumétrica do solo, sendo esta portanto uma medida empregada para avaliar o desempenho do modelo ao estimar a extração de água do solo pelas plantas.

2.1.3 Extração de água pela cultura do milho

O monitoramento preciso e em tempo real da distribuição e movimento da água na rizosfera é pré-requisito para o manejo efetivo da irrigação, para a modelagem da dinâmica da água e dos nutrientes no solo, das estimativas de drenagem profunda, de recarga do lençol freático e para a quantificação da poluição difusa nos corpos hídricos.

No que diz respeito ao sistema solo-planta-atmosfera, o movimento da água do solo para a atmosfera é regido por diferença de potencial. Steudle e Peterson (1998) ressaltam que, em condições de transpiração, as raízes não “extraem água”, mas permite que ela a atravesse. Em outras palavras, o processo de movimento de água do solo para as raízes não é ativo, não há dispêndio de energia para realizá-lo, ocorre de forma passiva por diferença de potencial entre a atmosfera e o solo (da ordem de 0 a -200m), sendo a planta o canal de comunicação entre eles, como relata de Jong van Lier (2010).

O milho (*Zea mays* L.), gramínea originária da América Central, enquadra-se como cereal de amplo espectro para utilização na alimentação humana e animal, e tem alcançado aumento gradativo de produção no Brasil devido a parâmetros como tecnologias de produção e condições edafoclimáticas favoráveis (CONAB, 2013). Não obstante, o Brasil, país de dimensões continentais, apresenta alta variabilidade climática e em diversas regiões, tem-se observado períodos de escassez hídrica em algumas estações do ano. De acordo Bergamaschi et al. (2004), a planta do milho apresenta alta sensibilidade ao déficit hídrico, em especial quando este ocorre em períodos críticos do desenvolvimento da cultura.

Quando ocorre déficit hídrico no período que precede o pendoamento, há redução do número de grãos por espiga, prejudicando a produtividade da cultura

(BERGAMASCHI et al., 2006). Outrossim, a deficiência hídrica antecedendo a emissão das anteras pode resultar em redução de 50% no rendimento de grãos e em pleno florescimento ocasiona queda de 20% a 50% para um período de 2 a 8 dias, respectivamente (PEGORARE et al., 2009). Bergamaschi et al. (2001), em um trabalho realizado no Rio Grande do Sul, indicam que a demanda hídrica da cultura ao longo de todo o ciclo pode chegar a 650 mm em plantas de ciclo de 140 dias. Albuquerque (2010) afirma que no território brasileiro a exigência hídrica do milho pode variar de 380 a 550 mm, dependendo das condições climáticas.

Allen et al. (1996) definiram 4 períodos de maior demanda hídrica para a cultura do milho, para diversas condições nos Estados Unidos, conhecido a duração do ciclo. São eles compreendidos entre os intervalos: de 0-17, de 17-45, de 45 a 78 e de 78 a 100% do ciclo da cultura, respectivamente, primeiro, segundo, terceiro e quarto períodos; o terceiro período é o de maior demanda hídrica da cultura. Em um experimento realizado por Wu et al. (2015a), foram obtidos valores totais de extração da água pela cultura de 333 e 300 mm, respectivamente, para os anos de 2008 e 2009, com ciclo da cultura de 149 dias, sob condições de clima semiárido continental com inverno frio e seco. Já Zhao et al. (2013) obtiveram valores de 214 mm de extração de água ao longo de 118 dias de ciclo da cultura do milho, cultivado em clima de semiárido para sub úmido, com invernos frios e secos e verão quente e úmido.

Neste contexto, a extração de água pelas culturas pode ser explicada pela variação do potencial da água no solo na região do sistema radicular, no entanto, esta variação é dependente do tempo e da localização das medições; além de ser governada pelas propriedades do solo (JONG VAN LIER et al., 2008), característica da cultura (STEUDLE E PETERSON, 1998) e condições atmosféricas (LI et al., 2001; LUO et al., 2003).

Quando o conteúdo de água no solo está abaixo do limiar, a transpiração da cultura diminui a uma taxa abaixo da potencial, implicando assim em perdas de produtividade. Isso ocorre naturalmente quando a umidade volumétrica do solo é reduzida. No entanto, quando se observa uma redução tal que a mobilidade da água no solo é drasticamente comprometida, isto faz com que a diferença de potenciais entre a interface atmosfera-folha e as raízes, não seja capaz de promover o movimento da água para o interior da planta.

No que diz respeito a esse limiar, a partir do qual a planta do milho reduz a extração, os valores de potencial utilizados e que tem apresentado bons resultados são de -400 cm para condições de alta demanda atmosférica e -500 cm para baixa demanda atmosférica (SHAFIEI et al. 2014). Valores próximos também foram apresentados por Wesseling et al. (1991) e Taylor et al. (1972); no entanto, pouco esforço tem se direcionado a revisar esses limiares da extração para as diferentes variedades da cultura do milho. Ma et al. (2014), empregaram valores de -350 e -600 cm, respectivamente para condições de alta e baixa demanda atmosférica, obtendo excelentes resultados na simulação do movimento da água no solo sob cultivo do milho.

Avaliando a relação da extração da água pela cultura do milho, Novák et al. (2005), concluíram que os fatores atmosféricos interferem significativamente na planta, quando o conteúdo de água na rizosfera é reduzido. Jong Van Lier et al. (2008) destacam que em condições de stress hídrico as plantas fecham estômatos, aumentando a resistência estomática e reduzindo as taxas de transpiração fotossintética e de acúmulo de fitomassa. Neste sentido, Ocheltree et al. (2013) observaram que tanto a condutância hidráulica dos estômatos quanto das raízes, de plantas C3 e C4, regem a conectividade da planta com a interface atmosfera.

A água no solo é na verdade uma solução iônica que interage quimicamente com a miscela das partículas do solo. O movimento destes íons no solo, de acordo com Zhu et al. (2010), se dá principalmente por transporte de massa e por difusão. Do ponto de vista macroscópico, a extração da solução do solo pelas raízes das culturas é explicada principalmente pelo transporte de massa e pode ser descrito como função do movimento da água no solo e da concentração de solutos (SCHOUPS e HOPMANS, 2002). Steudle e Peterson (1998) realizaram um trabalho de revisão sobre o tema, buscando conceber um modelo que considere a resistência hidráulica das raízes no transporte de água e solutos, em nível microscópico para o milho.

Os autores relatam experimentalmente que raízes jovens de milho são mais permeáveis à extração da solução do solo do que plantas adultas. Notadamente a compreensão do processo que envolve a extração de nutrientes pelas raízes da planta, apesar de complexo, é um dos processos fundamentais no estudo da Ciência do Solo (ROOSE e FOWLER, 2004) e ainda necessita de muita pesquisa. Zhu et al.

(2010) destacam ainda, que apesar da importância do estudo, há entraves no que diz respeito a medição da concentração da solução do solo extraída pelas plantas.

2.1.4 Monitoramento da água e nutrientes pela técnica da Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR)

Devido à importância do conhecimento das interações dos íons presentes na solução do solo com o meio ambiente, cresce a quantidade de estudos voltados à instrumentação agrícola, com o objetivo de se obter informações mais precisas sobre o sistema solo-planta-atmosfera. Neste contexto, o conhecimento da umidade volumétrica (θ , $m^3 m^{-3}$) no tempo e no espaço é de suma importância para o entendimento da dinâmica da água e dos solutos no solo.

O monitoramento da umidade volumétrica do solo é comumente realizado por tensiômetro ou por meio do método gravimétrico (padrão); ambos apresentam limitações práticas. O primeiro consegue cobrir cerca de 40 % da água disponível em solos argilosos e 70% em solos arenosos, devido à perda de contato com o solo; e o segundo é limitado por ser um método destrutivo e demandar um tempo considerável (aproximadamente 24 horas) para se obter o resultado final (BERNARDO, 1995).

Por sua vez, a concentração iônica e a salinidade da solução do solo são normalmente monitoradas a partir de amostras de solo ou da extração da solução do solo. O primeiro caso, de acordo com Silva et al. (2005), tem o inconveniente de destruir a estrutura do solo, e limitações no tempo e no espaço, em razão dos resultados representarem uma condição iônica (ou de salinidade do solo), referente apenas ao momento e ao volume de solo em que foi realizado. Cabe ainda ressaltar que a amostragem do solo para a obtenção do extrato de saturação requer trabalho e tempo disponível, pois há necessidade do processamento da amostra, que demanda um período mínimo de 24 horas. No segundo caso, no monitoramento por meio da solução do solo, a umidade do solo deve ser tal, que permita o fluxo da solução para o interior do extrator. Segundo Coelho et al. (2007), caso a umidade do solo corresponda a potenciais próximos de -70 kPa, não haverá fluxo de solução para a cápsula e portanto o uso dos extratores deixa de ser adequado.

Neste contexto, a Técnica da Reflectometria no Domínio do Tempo vem se consolidando como uma ferramenta viável por possibilitar a obtenção simultânea da

umidade volumétrica do solo (θ) e da condutividade elétrica aparente (CEa), em tempo real e em curtos intervalos de tempo; sendo mínimo o distúrbio da estrutura dos solo. Adicionalmente, o emprego da técnica possibilita, de forma indireta, o conhecimento da condutividade elétrica da solução do solo (CEw) e da concentração de nutrientes nesta solução (C_i) (SOUZA e FOLEGATTI, 2010; SANTOS et al., 2009; SANTANA et al., 2007; MMOLAWA e OR, 2000). O monitoramento do conteúdo da água no solo é possível graças a sua alta correlação com a permissividade dielétrica. Laloy et al. (2014) realizaram um estudo de sensibilidade da técnica para solo podzólico e obtiveram erro quadrático médio de $0,04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

Fan et al. (2015) avaliaram a técnica para o monitoramento do conteúdo de água no solo em floresta mista da Austrália, a hipótese refutada foi de que as leituras das sondas TDR poderiam ser fortemente influenciadas por condições da rizosfera das plantas ao longo de várias estações do ano. Os autores apresentaram um erro quadrático médio, associado à técnica de $0,018 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Com isso, nota-se que com o passar dos anos a TDR vem sendo cada vez mais difundida como uma técnica precisa e robusta no monitoramento do movimento da água no solo.

No que diz respeito ao posicionamento dos sensores no solo, não há consenso entre os autores; no entanto, recomenda-se, de forma geral, que para a obtenção da umidade média do perfil os sensores sejam posicionados na vertical, e para monitorar ou avaliar o fluxo de água no solo, estes sejam posicionados na horizontal (PASTUSZKA et al., 2014; JONES et al., 2002).

No tocante ao estudo do transporte da solução do solo, a técnica tem sido empregada em condições extrema de temperatura do solo (WU et al., 2015b; CAI et al., 2013), em condições controladas de laboratório (BESSON et al., 2010; VANCLOOSTER et al., 1993) e em condições de campo (SANTOS et al., 2015; JACQUES et al. 2002), apresentando ótimos resultados. Kargas et al (2014) relatam ainda que, ao se aplicar a técnica, não há influência significativa nas leituras de conteúdo da água no solo (permissividade dielétrica) quando a condutividade elétrica for inferior a 6 dS m^{-1} .

Chaali et al. (2013) utilizaram sondas TDR para o monitoramento do conteúdo de água e da concentração de solutos na rizosfera do tomate, sob diferentes concentrações da água de irrigação, a fim de avaliar a modelagem da extração da solução do solo pelo tomateiro e determinar a salinidade crítica para redução da produção da cultura. Desta forma, a técnica vem se consolidando na

experimentação agrícola, em especial na área de física do solo, como um avanço tecnológico que auxilia na compreensão de processos naturais de movimento de água e nutrientes que ocorrem na rizosfera das plantas (GREEN et al., 2002).

2.1.5 Modelagem aplicada à dinâmica da solução do solo

Os métodos de cálculos numéricos e a acessibilidade aos computadores têm se desenvolvido significativamente ao longo da última década; isso tem permitido aos pesquisadores simular e prever com precisão o movimento da água e solutos em solos não saturados (SIMUNEK e BRADFORD, 2008). Dada a importância da modelagem do transporte da água e dos solutos em meios porosos, para a gestão dos recursos hídricos (MA et al., 2015; SUBBAIAH E MASHRU, 2013) e para mitigação de impactos ambientais, diversos modelos computacionais embasados em soluções analíticas e/ou numéricas vêm sendo desenvolvidos ao longo dos últimos anos (ARRAES, 2014).

No que diz respeito ao balanço da água no solo, pode-se destacar dois grandes grupos de modelos. O primeiro grupo, não realiza a simulação do movimento da água entre camadas do solo, ou do perfil do solo para drenagem profunda, mas o faz tendo como referência a variação de água em um reservatório no solo compreendido entre o ponto de murcha permanente e a capacidade de campo (JONG VAN LIER et al., 2015). Apresentam essa abordagem para o cálculo do balanço de água no solo os modelos GLEAMS (LEONARD et al., 1987), DSSAT (RITCHIE, 1972), HERMES (KERSEBAUM, 1995), dentre outros.

O segundo grupo, mais complexo, geralmente emprega a equação de Richards para simular a variabilidade espacial e temporal da redistribuição da água no solo. Neste grupo destacam-se os modelos HYDRUS (ŠIMUNEK et al., 2005) e SWAP (KROES et al., 2008) por permitir a definição de camadas do solo, bem como possibilitar a parametrização físico-hídrica (condutividade hidráulica e curva de retenção) de cada camada do solo. Van den Berg. (2002), comparando esses dois grupos de modelos concluiu que o primeiro não apresenta resultados satisfatórios na modelagem do balanço da água no solo em períodos de molhamento e secagem do solo. Não obstante, os autores também concluíram que a aplicação de modelos mais complexos não traduz, necessariamente, em melhores resultados, devido à baixa qualidade na entrada dos dados ou parametrização incorreta.

Concernente ao movimento da solução do solo na região radicular, diversos modelos tem sido desenvolvido nos últimos anos para descrever a salinidade do solo pela condutividade elétrica da solução (CEw). A CEw, de acordo com Lekakis e Antonopoulos, (2015), pode ser considerada de duas maneiras: tanto como um soluto independente ou como íons individuais disponíveis apenas na fase líquida. Na primeira abordagem, há a simplificação de diversos processos físico-químicos, este tem sido amplamente incorporado em diversos modelos, apresentando bons ajustes. Os modelos SWAP, SALTMED (Ragab, 2002) e ENVIRO-GRO (Pang e Letey, 1998) utilizam equações de transporte de solutos para descrever a CEw como um soluto. Na segunda abordagem, os modelos UNSATCHEM (ŠIMUNEK et al., 1996), Hydrus e MIDI (MIRANDA, 2001) incorporam módulos de íons predominantes na solução do solo, considerando complexos processos de troca catiônica e adsorção associados a esse íon predominante.

De acordo com Inoue et al. (2000), a simulação da dinâmica da solução do solo, independentemente do modelo empregado, é fortemente influenciada pelos parâmetros de entrada utilizados pelas equações de transporte, podendo ainda sofrer influência da instabilidade temporal em função dos poros do solo, pelo desenvolvimento radicular das culturas (MCGAHAN et al., 2014) ou do efeito dos processos de umedecimento e secagem do solo. Em alguns casos se obtém significativa diferença entre os valores observados e simulados da concentração de nutrientes na solução do solo (SNOW ET AL., 1994; JACQUES ET AL., 1998).

Jacques et al. (2002), discutindo a aplicabilidade da modelagem inversa para solucionar esse entrave na parametrização físico-química do transporte da solução do solo afirmam que para alguns parâmetros de transporte da solução do solo, não há técnicas que possibilitem determiná-los experimentalmente a campo. Abasi et al. (2004) ratificam que esta medição a campo representa um dos grandes desafios para a linha de pesquisa, desde o desenvolvimento computacional para simulação dos processos de transporte da solução do solo.

2.1.6 Modelo SWAP

O modelo agro-hidrológico SWAP tem sido aplicado em distintos ecossistemas, seja pelo seu bom desempenho, ou por se tratar de um modelo fisicamente embasado. No que diz respeito à modelagem do balanço da água no

solo sob condições de cultivo (MA et al. 2015; MELO e LOUZADA, 2012; EITZINGER et al. 2004); produtividade das culturas (LIER et al. 2015); lixiviação de sais e recarga do lençol freático (VERMA et al. 2012), o referido modelo tem se apresentado como uma ferramenta robusta no auxílio do manejo da água no solo.

Notadamente, seu desempenho é fortemente influenciado pela parametrização físico-hídrica do solo em questão. Há essencialmente dois processos que podem promover a mudança das características físico-hídricas do solo: contínua acomodação do solo devido aos processos de umedecimento e secagem, associados ao movimento da água na zona vadosa (BENNETT et al. 2013); e expansão gradativa do volume ocupado pelas raízes na rizosfera ao longo do ciclo da cultura (SHAFIEI et al., 2014). De acordo com Carminat et al. (2013), os espaços porosos formados na interface solo-planta reduzem bruscamente a extração de água pelas plantas devido a falta de continuidade dos microporos.

No que diz respeito ao transporte de nutriente, é importante observar que a componente da solução do solo, que se movimenta por transporte convectivo, é função da equação de Darcy-Buckingham e, portanto, também pode ser afetada pela mudança das propriedades do solo. Já no transporte por difusão e dispersão, o principal entrave reside no fato de que, não se sabe ao certo qual a influência das raízes ao longo do ciclo da cultura sobre os coeficientes de dispersão e difusão (ALBRO et al., 2010). Ademais, Kumar et al. (2015b), avaliando a modelagem da extração da solução do solo pela cultura do trigo, observou que o SWAP é moderadamente sensível às variações dos coeficientes de dispersão e difusão. Não obstante, o emprego dos coeficientes propostos pelo manual do modelo, quando avaliados no transporte da solução do solo, tem apresentado bom resultados (KUMAR et al., 2015b; VERMA et al., 2012; JIANG et al., 2011).

2.1.7 Determinação dos parâmetros físico-hídricos do solo

Os parâmetros hidráulicos do solo são essenciais em estudos com modelagem do fluxo de água, transporte de solutos ou contaminantes, bem como na simulação do crescimento vegetal. A correta avaliação do balanço hídrico do solo, depende fortemente da adequada caracterização das funções hidráulicas do solo. Medidas diretas das funções hidráulicas são em muitos casos impraticáveis, devido

à variabilidade natural dos solos, especialmente para estudos de grande escala, além de seu alto custo (SINGH et al., 2010).

Mohanty (2013) relata que as propriedades hidráulicas do solo são, de longe, os parâmetros de superfície mais importantes para governar o particionamento dos fluxos de água no solo, nas diversas faixas de escalas espaciais. Diversos estudos concluíram que a parametrização físico-hídrica do solo, realizada em laboratório tem apresentado resultados diferentes da parametrização obtida a campo (WIERENGA et al., 1991; MALLANTS et al., 1997). Sendo assim, as propriedades hidráulicas são freqüentemente estimadas por funções de pedotransferência (YAO et al., 2015) ou de forma indireta.

A técnica da modelagem inversa pode ser aplicada quando existem dados observados, por exemplo, do conteúdo da água no solo que servem como critérios de ajustes para estimar os parâmetros hidráulicos. Essa técnica tem sido utilizada com sucesso em estudos de fluxo da água em solo não-saturados. Schelle et al. (2013); Kool e Parker (1988), por exemplo, utilizaram a técnica de modelagem inversa em estudo de fluxo de água em solo não saturado usando o algoritmo Levenberg-Marquardt.

Utilizando o conteúdo de água no solo como critério de ajuste, a equação de Richards foi resolvida inversamente para a infiltração e redistribuição de água no perfil do solo, para determinar as funções hidráulicas do solo. Neste contexto, o modelo Hydrus 1-D se destaca por possibilitar a modelagem inversa de diversos parâmetros relacionados ao movimento da água no solo e por apresentar uma interface mais simples do que outros softwares, tais como o PEST (Parameter ESTimation).

Lai e Ren (2016), realizaram a parametrização do movimento da água em 30 perfis de solo, empregando o sistema de equações de van Genuchten-Mualen pelos softwares Hydrus 1D e PEST. Os autores concluíram que a modelagem inversa, neste caso, realizada conjuntamente pelo Hydrus e Pest, se apresenta como uma ferramenta válida quando se deseja modelar os fenômenos do movimento da água no solo em uma escala mais ampla do que aquela monitorada. Ou seja, em situações que se busca validar um modelo hidrológico para uma região a partir de monitoramentos de validação e calibração pontuais. Em linha com as conclusões de Lai e Ren (2016), Bevington et al. (2016) indicam que essas propriedades precisam ser investigadas ao longo do perfil do solo. Em área de várzea sob o cultivo do arroz,

Tan et al. (2014) indicaram que o monitoramento do conteúdo de água no solo, associado à modelagem inversa (Hydrus 1D), pode promover informações confiáveis de parâmetros hidráulicos do solo. Os autores também destacam que esse procedimento melhorou a simulação do conteúdo de água do solo ao longo do ciclo de desenvolvimento da cultura, quando comparado com informações obtidas em laboratório. A modelagem inversa (Hydrus 1D) tem sido utilizada também para estudos da variação de parâmetros relacionados ao transporte de água e solutos, a partir de dados obtidos por sondas TDR, conforme apresentam Colombani et al. (2014).

Outrossim, há indícios de que as características hidráulicas do solo apresentam grande variação ao longo do perfil do solo, sendo necessária a discretização dessas propriedades. Esses cuidados podem auxiliar na modelagem do transporte da água e dos solutos na rizosfera das culturas, ambiente em que a determinação das propriedades hidráulicas do solo são mais onerosas e imprecisas, quando confrontadas com aquelas obtidas por modelagem inversa. Desta forma, observa-se que a modelagem inversa aplicada, em especial, à determinação dos parâmetros físico-hídricos do solo, tem contribuído significativamente ao desenvolvimento científico associado à compreensão dos processos relacionados ao movimento da solução do solo.

2.2 Material e métodos

2.2.1 Descrição da área experimental

O experimento foi conduzido em ambiente protegido de 15 m de comprimento por 6 m de largura e pé direito de 3 m, coberto por filme de polietileno transparente com espessura de 0,10 mm (Figura 3), (Local N° USP: 32125, local ESALQ: bloco 84-N térreo-1, Departamento de Engenharia de Biosistemas).



Figura 3 - (A) Ambiente protegido empregado para condução do experimento de extração de água no solo pela cultura do milho e (B) interior da casa de vegetação com o solo coberto por manta geotéxtil.

A fim de se evitar o crescimento de plantas invasoras, o solo da casa de vegetação foi coberto por manta geotéxtil. A estrutura foi provida de energia elétrica e de água, oriunda do próprio sistema de abastecimento de água do campus da ESALQ/USP.

2.2.2 Caracterização climática local

De acordo com a classificação climática de Köppen (1846/1940), o clima característico de Piracicaba é o *Cwa*. Isso significa que o mês mais frio tem temperatura média entre -3 e 18°C, o inverno é brando (mesotérmico) e o mês mais moderadamente quente tem temperatura média maior de 10 °C. Essas primeiras características fazem menção à letra *C* de *Cwa*. A letra *w* indica que as chuvas são concentradas no verão e estação seca no inverno; por fim, a terceira letra (*a*) indica

que o mês mais quente tem temperatura média maior que 22 °C. Em suma, pode-se dizer que Piracicaba possui clima mesotérmico, com chuvas de verão e verões quentes (KÖPPEN E GEIGER, 1928). A classificação descritiva realizada por Köppen traz informações mais adaptadas a estudos geográficos e climatológicos do que a agrometeorológicos, como relata Burgos (1958).

Rolim et al. (2007) realizaram um estudo específico para o estado de São Paulo pelo monitoramento de 27 estações termométricas e de 427 postos pluviométricos aplicando a classificação de Thornthwaite regionalizada para o estado. O período mínimo de dados utilizados foi de 13 anos e o máximo de 30 anos, entre 1941 e 1990. A classificação de Piracicaba foi de B1rB'4a'. B1 indica que o índice hídrico da região, encontra-se entre 20 e 39,9 e tipo climático úmido. A letra *r* indica que o déficit é inexistente ou ligeiro com índice de aridez entre 0 e 16,7. B'4 caracteriza a região como quarto mesotérmico com evapotranspiração potencial entre 1140 e 988 mm. Por fim a' indica que a concentração estival da eficiência térmica (%) é inferior a 48.

2.2.3 Construção dos lisímetros de drenagem

Para construção dos lisímetros foram utilizados 16 reservatórios de 500L. Para o sistema de drenagem, devido à facilidade de acoplamento, empregou-se uma válvula de pia, sendo esta instalada na parte inferior dos lisímetros (Figura 4A) e vedada com cola adesiva. Uma camada de brita de cerca de 10 cm foi adicionada para favorecer o processo de drenagem no lisímetro, acima da qual foram instaladas duas camadas de manta geotéxtil (diver-geofort gf07 1,15m), objetivando minimizar as perdas de partículas de argila (Figura 4B). O posicionamento foi idealizado de forma que houvesse duas fileiras de 9 lisímetros igualmente afastadas das paredes da estufa (telas laterais) (Figura 4C). Isso foi feito para evitar a influência da água da chuva no experimento por deriva, devido à ação do vento. Outrossim, um espaço foi adicionado na parte central da estufa para se abrigar os equipamentos agrometeorológicos.

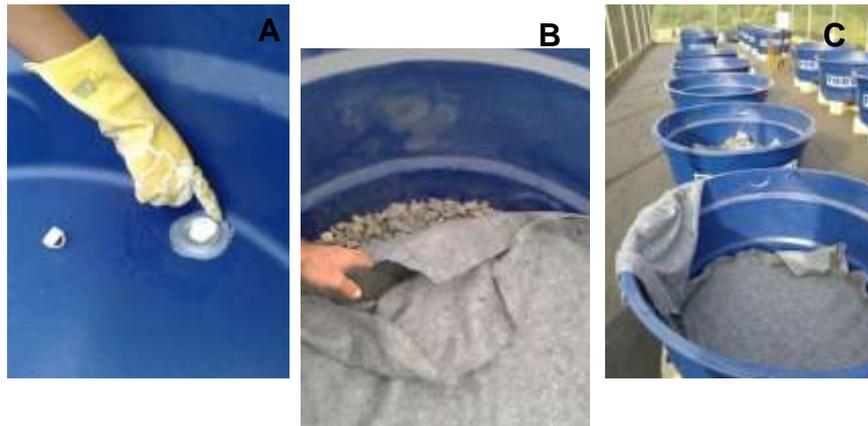


Figura 4 - Procedimentos essenciais na construção de lisímetros de drenagem: (A) instalação da válvula do dreno, (B) camada de brita seguida de duas camadas de manta geotéxtil, (C) alinhamento dos lisímetros de drenagem

2.2.4 Acomodação do solo e posicionamento de sensores

O solo, Latossolo Vermelho Amarelo (EMBRAPA, 2006), foi inicialmente peneirado e cuidadosamente acomodado nos lisímetros. Para isso, ao longo do preenchimento, realizava-se a compactação do solo por camadas para que este obtivesse densidade constante ao longo do perfil. As Tabelas 1 e 2 descrevem as características físico-químicas iniciais do solo empregado.

Tabela 1 - Classificação textural do material de solo

Classe textural	Areia	Silte	Argila	Densidade	
	g kg ⁻¹			Solo	Partícula
				g cm ⁻³	
Areia Franca	770	27	203	1,67	2,40

Tabela 2 - Análise química do material de solo utilizado no experimento

Classe textural	pH	M.O	P	K	Ca	Mg	H+Al	Al	S.B	C.T.C	Sat. Bases	Sat. Al
		g dm ⁻³	mg dm ⁻³	mmol _c dm ⁻³						V%	m%	
Areia Franca	5,8	8	8	4,9	18	8	13	0	31	44	70	0

Durante o processo de preenchimento foram posicionadas 2 sondas TDR a cada 10 cm de profundidade, sendo a mais superficial a 5 cm. Desta forma, tinham-se 2 sondas TDR a 5, 15, 25 e 35 cm por lisímetro (8 sondas por lisímetro) (Figura 5).

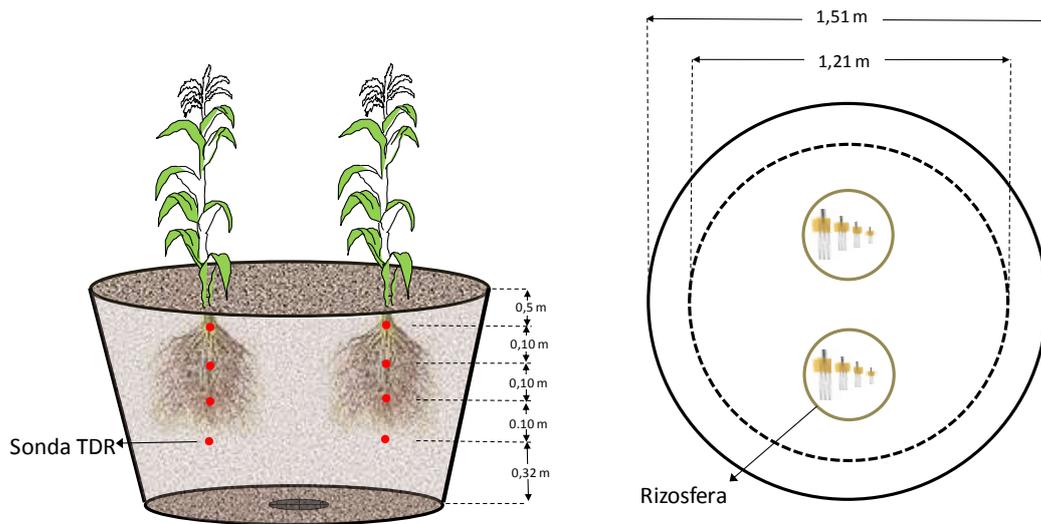


Figura 5 - Representação esquemática do posicionamento das sondas TDR manufaturadas para o monitoramento da umidade volumétrica do solo e da solução do solo na rizosfera da cultura do milho

Por esse arranjo, foram obtidos dois perfis de monitoramento da extração de nutrientes pela planta. Os extratores foram descontaminados conforme recomendação de Silva et al. (2004) com solução de HCl 0,1 molar L^{-1} , e distribuídos ao longo dos lisímetros e em diferentes profundidades objetivando unicamente calibrar as sondas TDR quanto às estimativas confiáveis da condutividade elétrica da solução do solo nos lisímetros (Figura 6).

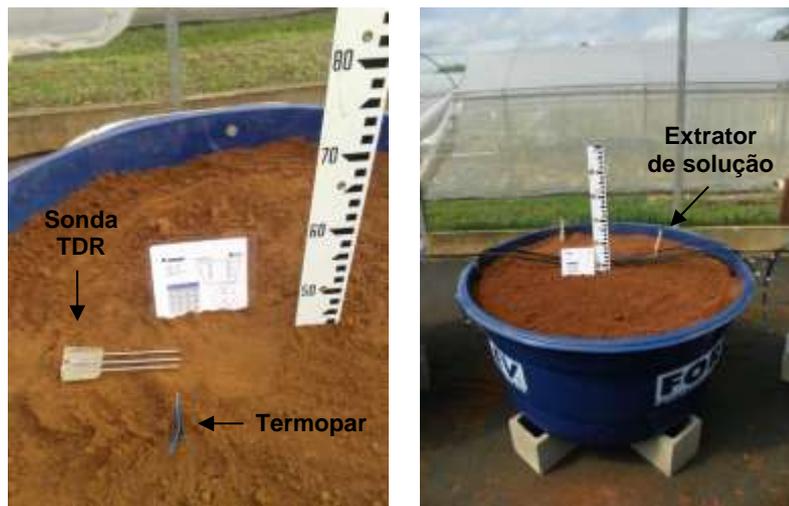


Figura 6 - Acomodação do solo, instalação de sondas TDR, extratores de solução do solo e termopar

A instalação dos extratores se deu na diagonal a fim de se evitar a formação de caminhos preferenciais durante a infiltração da água no solo, bem como evitar

que o desenvolvimento radicular se concentrasse, majoritariamente, na interface solo-extrator. A temperatura do solo foi monitorada (termopares cobre-constantan) nas mesmas profundidades de instalação das sondas TDR e apenas no lisímetro localizado no centro da estufa.

Com o intuito de promover a reestruturação do solo antes de iniciar o plantio do milho, evitando assim a mudança abrupta na porosidade do mesmo, todos os lisímetros foram lentamente saturados por capilaridade, durante cerca de 3 dias, e colocados novamente sob drenagem livre (Figura 7). Isso se deu pelo emprego de colunas auxiliares conectadas ao sistema de drenagem, as quais foram lentamente preenchidas com água até alcançar 2/3 da altura do solo.



Figura 7- Reestruturação do solo pela saturação e drenagem livre dos lisímetros

Depois de repetido o processo de saturação por capilaridade e drenagem livre por duas vezes, foi determinada novamente a densidade do solo ao longo do perfil. Os valores de densidade do perfil do solo, determinados por amostras indeformadas, foram coletados em 4 profundidades em 3 lisímetros (Tabela 3).

Tabela 3 - Densidade do perfil do solo após procedimento de acomodação das partículas do solo, bem como o desvio padrão das amostras

Profundidade (m)	Densidade do Solo (g cm⁻³)	Desvio Padrão (g cm⁻³)
0,0 – 0,1	1,2857	0,0234
0,1 – 0,2	1,4898	0,0178
0,2 – 0,3	1,5867	0,0474
0,3 – 0,4	1,5655	0,0312

Fonte: Ponciano et al. (2015)

Dessa forma, obteve-se o monitoramento simultâneo da umidade volumétrica e da condutividade elétrica da solução do solo (descrição metodológica detalhada na seção 2.2.8) em 4 profundidades ao longo do perfil, sendo instalados dois perfis de monitoramento por lisímetro, correspondendo assim às covas que receberam o plantio do milho. Portanto, empregando-se 16 lisímetros de drenagem, foram obtidas 32 repetições de leituras de umidade volumétrica e condutividade elétrica da solução do solo para cada uma das 4 profundidades monitoradas.

2.2.5 Parametrização físico-hídrica do solo

A fim de se obter as curvas de retenção de água no solo, utilizou-se a metodologia proposta por EMBRAPA (1997). Foram separadas amostras deformadas, acomodadas em cilindros e estabelecidos nove pontos de tensão: 1, 2, 4, 10, 30, 50, 100, 500, 1500 kPa, com três repetições para cada ponto (procedimento realizado com o auxílio dos funcionários do Laboratório de Engenharia de Água e Solo do Departamento de Engenharia de Biosistemas). Os quatro primeiros pontos foram obtidos na mesa de tensão, e os valores de tensão mais elevados, de 30 a 1500 kPa, foram obtidos pela câmara de Richards. Todas as amostras tiveram suas correspondentes tensões medidas em umidade volumétrica do solo. Tomou-se a devida precaução de se manter a densidade do solo próxima àquela determinada nos lisímetros, que foi de $1,67 \text{ g cm}^{-3}$. Os dados foram ajustados ao modelo proposto por van Genuchten (1980), sendo o algoritmo de Levenberg-Marquardt utilizado para ajuste dos parâmetros do sistema de equações (22), assumindo-se a restrição de que o parâmetro $m=1-(1/n)$, e $n>1$.

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |\alpha h|^n\right]^{1 - \frac{1}{n}}} & h \leq 0 \\ \theta_s & h > 0 \end{cases} \quad (22)$$

No que diz respeito à parametrização do sistema de equações de van Genuchten-Mualem, sistema de equações (23), inicialmente a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) foi determinada pela metodologia apresentada pela EMBRAPA (1997), sendo utilizado o valor de tortuosidade de 0,5, valor comumente usado quando não se obtém a parametrização experimental (MA et al.,2015).

$$K(\Theta) = \begin{cases} K_0 \Theta^l \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 & h \leq 0 \\ K_0 & h > 0 \end{cases} \quad (23)$$

Esta avaliação preliminar em laboratório (EMBRAPA, 1997) associada a recomendações na literatura possibilitou a parametrização físico-hídrica do solo empregado no experimento (Tabela 4).

Tabela 4 - Propriedades físico-hídricas do Latossolo Vermelho Amarelo (EMBRAPA, 2006), obtidas em laboratório por amostras deformadas

Profundidade (m)	Parâmetros					
	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n (-)	Ks cm dia ⁻¹	$l(-)$
Areia Franca	0,5213	0,08322	0,0325	1,8403	508,3	0,5

Os valores apresentados na Tabela 4 foram utilizados como valores iniciais para a determinação experimental (modelagem inversa) dos parâmetros físico-hídricos do solo em lisímetro por camada. Para isso, o solo foi saturado pelo método similar ao descrito anteriormente (tempo zero) (Figura 8A) e um material plástico foi utilizado para minimizar o processo de evaporação do solo. Após a constatação da saturação da camada superficial, o conector inferior, que ligava a coluna auxiliar ao lisímetro, foi retirado e se iniciou a drenagem livre (Figura 8B).



Figura 8 - Monitoramento inicial da umidade volumétrica do solo para modelagem inversa dos parâmetros físico-hídricos do solo (A), e monitoramento da redistribuição da água no solo (B)

Este procedimento foi descrito no Software Hydrus-1D, (SIMUNEK et al., 2008) a fim de que fossem minimizados os erros entre os conteúdos de água simulados e observados pelas sondas TDR, apenas pela variação dos parâmetros K_s , I , θ_s , θ_r para as 4 camadas monitoradas.

O mesmo procedimento foi realizado após o cultivo da cultura do milho (Figura 9^a), a fim de investigar se o desenvolvimento radicular influencia nas propriedades físico-hídricas do solo em lisímetros de drenagem. Nesta ocasião, o caule exposto das plantas foi isolado do contato com a atmosfera com “super cola” a fim de se evitar eventuais transpirações residuais das raízes remanescentes (Figura 9B).

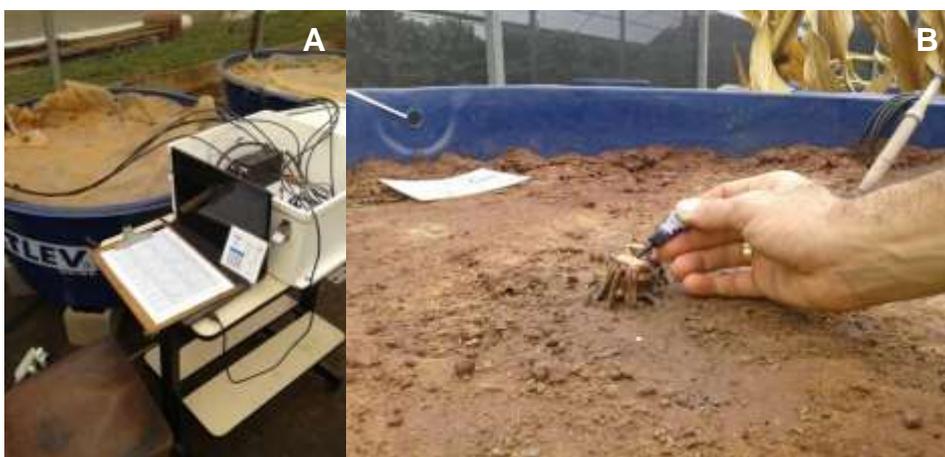


Figura 9 - Isolamento da raiz com a atmosfera pelo emprego de super-cola, objetivando a redução da transpiração residual da raiz (A), monitoramento da drenagem da água no solo com a raiz da cultura do milho para fins de modelagem inversa (B)

Naturalmente, para fins desta tese serão apresentados aqui apenas os resultados da simulação do movimento da solução do solo, oriundos da parametrização do sistema de equações de van Genuchten e Mualen obtidos por modelagem inversa, sem o sistema radicular. Isso porque a modelagem nessas três condições: caracterização em laboratório, modelagem inversa sem raízes e modelagem inversa com raízes; geraria 3 possíveis cenários de simulação do movimento dos sais na solução do solo, não sendo este o alvo da presente pesquisa.

Por fim, pela Tabela 5 pode ser conferida a parametrização obtida por modelagem inversa do movimento de redistribuição da água no solo em lisímetro de drenagem empregando o modelo HYDRUS-1D.

Tabela 5 - Descrição dos parâmetros do sistema de equações de van Genuchten-Mualen (1980) obtidos por modelagem inversa sem distribuição radicular

Parâmetros	Profundidade (cm)			
	0-10	10-20	20-30	30-40
Umidade volumétrica do solo saturado ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0,4410	0,4860	0,5210	0,4950
Umidade volumétrica residual do solo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0,0930	0,0820	0,0830	0,0090
Condutividade hidráulica saturada (cm dia^{-1})	18,540	22,519	21,960	3,0660
Parâmetro de forma α (cm^{-1})	0,0325	0,0325	0,0325	0,0325
Parâmetro de forma n (-)	1,8411	1,8411	1,8411	1,8411
Parâmetro de forma l	-1,2870	0,1470	-0,6940	1,396
Coeficiente de determinação (R^2)	0,9939	0,9923	0,9845	0,9581

2.2.6 Cultivar de milho

Aspectos relacionados às características da cultivar, tais como potencial produtivo, resistência a doenças e pragas, adequação ao sistema de produção em uso e às condições edafoclimáticas devem ser levados em consideração, para que a lavoura se torne mais competitiva. A escolha de cada cultivar deve atender às necessidades específicas, pois não existe uma única cultivar que consiga atender a todas as situações regionais (CRUZ et al., 2015).

No presente experimento, buscou-se uma variedade amplamente difundida na região sudeste e que apresentasse bons resultados na safrinha do milho. Desta forma, foi indicada por um grande produtor rural da região do interior de São Paulo a

variedade AG 9030PRO. Trata-se de uma cultivar transgênica (híbrido simples), com ciclo dito como safrinha precoce ($795\text{ }^{\circ}\text{C dia ciclo}^{-1}$), destinado à produção de grãos e tolerante a salinidade. A cultivar apresenta alta resistência ao acamamento com altura da espiga de 1,05 m e altura da planta de 2 metros. No que diz respeito ao nível tecnológico se classifica como alto, sendo recomendada para as regiões Sul, Centro-Oeste, Sudeste, Nordeste. Na Tabela 6 podem ser conferidas as vulnerabilidades da cultivar às principais doenças a ela relacionadas.

Tabela 6 - Sensibilidade da cultivar AG 9030 às principais doenças associadas à cultura do milho

Cultivar	Principais doenças								
	<i>Fusariose</i>	<i>P. sorghi</i>	<i>Physopella</i>	<i>P. polysora</i>	<i>Phaeosphaeria</i>	<i>Doenças colmo</i>	<i>H. turcicum</i>	<i>Cercospora</i>	<i>Sanidade grãos</i>
AG 9030 PRO	T	MS	MS	S	MT	T	MS	MT	T

T – Tolerante; MS – muito sensível; S – Sensível; MT – Muito Tolerante.

Cruz et al., (2015)

2.2.7 Construção de sondas TDR e pré-calibração

Para a construção das sondas TDRs, com três hastes, foram adotados os procedimentos descritos por Souza et al. (2006) (Figura 10). O material utilizado foi: cabo coaxial RFM-KMP, RG-58, $50\ \Omega$ comprimento de 3 metros, conector BNC rosqueável, haste de aço inoxidável (10 cm de comprimento externo), AISI 304, diâmetro de 3 mm, resina epóxi 1504, ($\cong 33\text{g}$ por sonda) e catalisador 1601 ($\cong 6\text{g}$ por sonda). Para auxiliar a sustentação no processo de endurecimento foi empregado um suporte durante a construção das hastes da sonda. Para essa etapa, fez-se uma linha de produção que consistia nas seguintes etapas: instalação dos conectores BNC, soldagem das hastes de aço inox, secagem da resina para sustentação das sondas TDRs. Ao final, contabilizou-se a construção de 150 sondas.



Figura 10 - (A) Instalação dos conectores e solda da extremidade oposta do cabo coaxial; (B) gabarito de madeira empregado no auxílio da secagem do composto (resina e catalisador) responsável pela estruturação das hastes em 10 sondas TDR e (C) conjunto de cabos com conectores prontos para serem soldadas hastes de inox

Posteriormente, iniciou-se a determinação das constantes das sondas manufaturadas (K_p) (Figura 11), necessárias para estimativas confiáveis da condutividade elétrica da solução do solo (Giese e Tiemann, 1975).



Figura 11 - Procedimentos experimentais para determinação do K_p de sondas TDR

Nesta ocasião, foram empregados recipientes com cinco diferentes concentrações de nitrato de potássio, onde as sondas foram imersas e o K_p (constante das sondas ou coeficiente angular da Eq. 25) foi obtido pela regressão entre a condutividade elétrica aparente (informada pela TDR) e o valor da

concentração da condutividade elétrica conhecida e aferida pelo condutivímetro de bancada. Foram utilizadas 6 concentrações de NO_3K^+ , a saber: 0, 0,5, 1,0, 1,5, 2,0 e 3,0 dS m^{-1} . O K_p médio obtido experimentalmente foi de 5,132 (desvio padrão de 0,6); no entanto, a fim de se minorar os erros associados ao emprego da média, empregou-se o valor individual do K_p para cada sonda, ao longo do experimento. Tendo posse das sondas pré-calibradas, foi obtida a curva de calibração, eq. (24), que relaciona o conteúdo de água no solo (θ) com a permissividade dielétrica (K_a) no meio poroso (coeficiente de determinação igual a 0,9923).

$$\theta = 0,0146 + 0,0395K_a - 0,0016K_a^2 + 2,6953 \times 10^{-5} K_a^3 \quad (24)$$

A condutividade elétrica aparente da solução do solo foi obtida pela Eq. (25), apresentada por Giese e Tiemann, (1975):

$$CE_a = K_p \left[\frac{(1-\rho)}{Z_c \cdot (1+\rho)} \right] \quad (25)$$

em que,

CE_a - condutividade elétrica aparente do solo (dS m^{-1});

K_p - constante da sonda ($\text{dS } \Omega \text{ m}^{-1}$), determinada experimentalmente;

Z_c - impedância do cabo (50 Ω);

ρ - coeficiente de reflexão (adimensional).

Obtendo-se a CE_a e o θ , buscou-se calibrar o modelo desenvolvido por Rhoads et al. (1976) para determinação da condutividade elétrica da solução do solo a partir da CE_a e da θ obtidos pela TDR. Optou-se pelo referido modelo devido a sua boa capacidade de ajuste para diversos materiais de solo (WANG et al., 2005); adicionalmente, é um modelo simples que envolve apenas três parâmetros (a , b , e CE_s), eq. (26).

$$CE_w = \frac{CE_a - CE_s}{a\theta^2 + b\theta} \quad (26)$$

em que,

CE_w - condutividade elétrica da solução do solo ($dS\ m^{-1}$);

CE_a - condutividade elétrica aparente do solo ($dS\ m^{-1}$);

CE_s - condutividade elétrica da fração sólida do solo ($dS\ m^{-1}$);

θ - umidade volumétrica do solo ($m^3\ m^{-3}$);

a e b - parâmetros de ajuste da equação (adimensional), comumente determinados por ajustes matemáticos.

O parâmetro CE_s é diretamente associado com as trocas iônicas na interface sólido-líquido do solo e é normalmente considerado como sendo um valor constante para cada solo. Ponciano (2012) apresenta detalhes adicionais associados às etapas de calibração e ajuste de modelos.

2.2.8 Monitoramento da umidade volumétrica e condutividade elétrica do solo

O monitoramento diário realizado durante todo o experimento, se deu pelo emprego de um nível de multiplexação, possibilitando a leitura manual de 8 sondas TDR (um lisímetro) por vez. No intuito de reduzir o intervalo de leituras manuais das 104 sondas TDRs, utilizou-se uma mesa móvel sobre a qual se mantinha a caixa com a TDR 100 (emissor do pulso eletromagnético), um multiplexador a ela acoplado (responsável por mudar o canal de emissão do pulso entre as 8 sondas) e uma estabilizador de carga PS100 (Campbell Scientific). Os valores da permissividade dielétrica (K_a) e da condutividade elétrica aparente (CE_a) eram gradativamente anotados em planilha com auxílio de uma prancheta (Figura 12).



Figura 12 - Monitoramento da umidade volumétrica do solo e da condutividade elétrica da solução do solo em lisímetro de drenagem sob cultivo do milho, após 5 dias de plantio

Esse procedimento, descrito anteriormente, necessitava de cerca de 2 horas para ser concluído. Isso resultou em duas conseqüências metodológicas importantes: a) a primeira consiste no fato de que, se o monitoramento se estendesse até horários próximos às 11h, poder-se-ia ter a influência da radiação solar sobre as leituras (elevação da temperatura dos componentes eletrônicos da TDR e do cabo coaxial); essa primeira limitação condicionou o início do monitoramento diário às 7h30; b) a segunda limitação é teórica e consiste em uma aproximação plausível. Sabe-se que as condições encontradas no início do monitoramento são diferentes daquelas observadas ao longo, ou ao final do monitoramento (últimos lisímetros monitorados, cerca de 2 horas depois). Não obstante, este estudo considera serem essas as mesmas condições para efeito de balanço hídrico da água no solo.

2.2.9 Monitoramento de variáveis agrometeorológicas

Disponha-se de um datalogger modelo CR1000 da Campbell Scientific® o qual foi empregado para armazenamento e processamento dos dados oriundos dos sensores, quais sejam: piranômetro (LI200X, Campbell Scientific ®) para o monitoramento da radiação solar e um psicrômetro de ventilação forçada (Marin et al., 2001) para monitoramento da umidade relativa e do déficit de pressão de vapor (auxílio de dois termopares, tipo cobre constantan). O referido psicrômetro foi calibrado com um equipamento padrão; neste caso empregou-se o psicrômetro não aspirado (Figura 13, detalhe c). A leitura deste último foi realizada manualmente, ao

longo de todo o dia, durante 30 dias, de forma tal que se obtiveram diversos pontos representativos de umidade relativa ao longo de diversas condições distintas de temperatura ambiente (T_s) e temperatura de bulbo úmido (T_u).

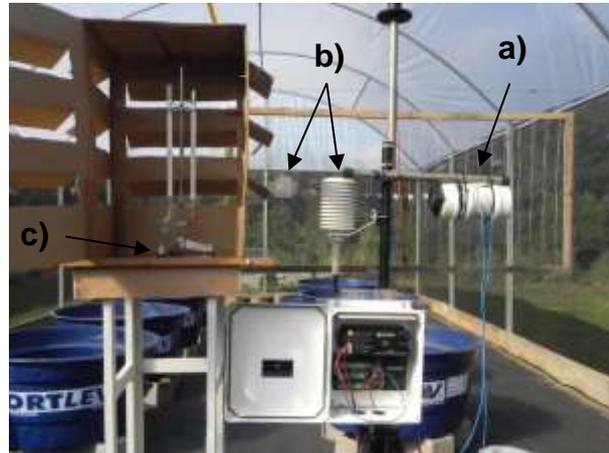


Figura 13 - a) Calibração de psicrômetro de ventilação forçada; b) sensores capacitivos (Campbell Scientific e Hobo); c) com termômetro padrão de aspiração não forçada

Adaptou-se um tripé para suporte da estação automática e para os sensores descritos anteriormente. Ademais, instalou-se um painel fotovoltaico conectado à estação automática, no centro da estufa, na parte mais alta de um poste próximo à estufa, a fim de se proporcionar a recarga diária da bateria responsável pela autonomia energética dos equipamentos eletrônicos empregados (Figura 14).

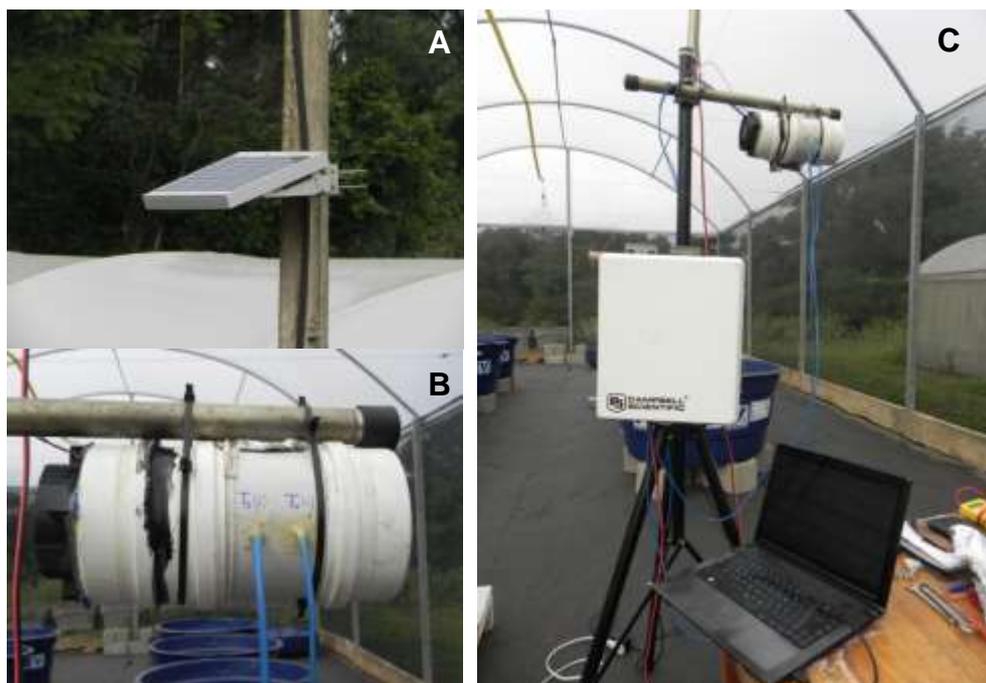


Figura 14 - Painel fotovoltaico fixado a um poste por meio de um suporte de alumínio (A), detalhe do psicrômetro de ventilação forçada (B), e estação automática (C)

Um tanque classe A foi cedido pelo Departamento de Engenharia de Biosistemas (ESALQ/USP) e após sua restauração foi empregado para estimativas da evaporação potencial no interior da estufa. Os dados associados às variáveis meteorológicas, obtidos durante o monitoramento do proposto experimento (3 meses) foram confrontados com a série histórica de dados meteorológicos a fim de se identificar possíveis anomalias climáticas ocorridas ao longo do experimento. Na ocorrência de anomalias climáticas, o desempenho das simulações computacionais pode sofrer impactos diversos, porquanto esta análise pode ser fundamental para futuras discussões científicas.

2.2.10 Condução do experimento: manejo da solução do solo

Para a montagem do sistema de irrigação foram preparados dois tanques para a aplicação da fertirrigação e armazenamento da água; uma bomba de 0,5 cv foi empregada na pressurização do sistema que contava ainda com um filtro e um manômetro de linha (Figura 15). O sistema de irrigação era composto por duas laterais (tubos de polietileno obtidos junto ao Departamento de Engenharia de Biosistemas, ESALQ/USP) que derivavam para os lisímetros.



Figura 15 - A) Reservatórios para preparo da fertirrigação e armazenamento de água; B) Derivação da linha principal para duas linhas secundárias de irrigação

O sistema de irrigação foi instalado com gotejadores de 4L h^{-1} , acoplados às linhas laterais próximos aos respectivos lisímetros (Figura 16). O sistema apresentou o CUC (coeficiente de uniformidade de Christiansen) e CUD (coeficiente de uniformidade de distribuição) 0,98 e 0,96, respectivamente.



Figura16 - Início da formação do bulbo molhado resultante da aplicação da solução de fertirrigação de nitrato de potássio, via sistema de irrigação por gotejamento

O plantio do milho safrinha (variedade 9030AG) ocorreu no dia 19 de novembro de 2014. O manejo da irrigação foi realizado de maneira que a umidade no solo variou no intervalo entre a capacidade de campo e dos conteúdos de água que submetiam a planta ao stress hídrico (-400 a -1200 cm de potencial da água no solo). Isso para que se pudesse avaliar a extração e a modelagem da água e nutrientes no solo, em amplitudes significativas de conteúdo de água no solo. A Figura 17 registra o desenvolvimento da cultura ao longo do experimento.



Figura 17 - Desenvolvimento da cultura do milho em ambiente protegido e cultivado em lisímetro de drenagem; 5 dias (A), 42 dias (B) e 72 dias (C), após o plantio

2.2.11 Parametrização da densidade radicular

A estimativa da densidade radicular, essencial na partição da extração da solução pelas raízes, foi realizada pelo emprego de duas metodologias propostas

por Atkinson e Dawson (2000). O método empregado foi o do perfil do solo, sendo este realizado em dois dias distintos ao longo do cultivo do milho, a saber, aos 22 dias após o plantio (Figura 18) e ao final do experimento.

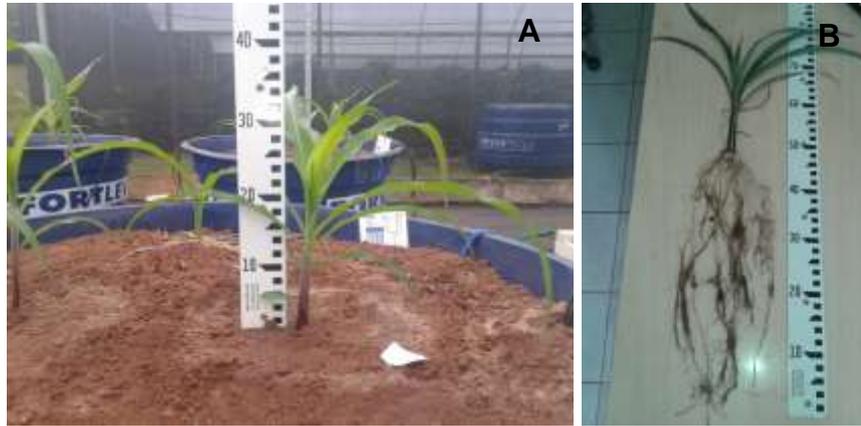


Figura 18 - (A) Estimativa da altura do milho e (B) comprimento do sistema radicular, após a determinação da densidade da raiz, nos diversos estratos no interior do lisímetro de drenagem

Para a amostra da densidade das raízes ao final do período, escavou-se cuidadosamente o perfil do solo, a 2 cm de distância do caule da planta, com o auxílio de uma esponja de laboratório (própria para lavagem de Beckers). Ao se observar o afloramento do suporte das sondas TDR (resina epóxi), uma grade de 5 x 5 cm foi posicionada rente à superfície (Figura 19). Dessa forma obteve-se a distribuição da rizosfera no perfil do lisímetro. Cilindros com volume de 55,32 cm³ foram introduzidos gradativamente no perfil a fim de se retirar amostras indeformadas do solo com raízes nas quatro profundidades representativas consideradas nessa pesquisa. Foram obtidas a densidade da raiz por volume de solo (g cm⁻³) e também a densidade de comprimento radicular (cm cm⁻³). Procedimento similar também pode se encontrado em Azevedo et al., (2011).

Pelo fato da condução do experimento ser realizada em lisímetro de drenagem, ou seja, em um compartimento limitado, essa etapa foi essencial para que se obtivesse uma estimativa da distribuição da densidade das raízes neste ambiente. Dada essa importância, esses procedimentos foram repetidos em três lisímetros a fim de se diminuir as incertezas já presentes na metodologia, como advertem Atkinson e Dawson (2000).



Figura 19 - (A) Abertura do perfil do solo em lisímetro de drenagem, (B) Limpeza do perfil do solo para exposição do sistema radicular, (C) Amostragem indeformada da densidade radicular ao longo do perfil do solo, (D) (E) e (F) diferenciação do comprimento radicular amostrado em cada profundidade do solo

2.2.12 Balanço hídrico no lisímetro de drenagem

A necessidade de se quantificar o balanço hídrico advém da possibilidade de se introduzir a evapotranspiração da cultura diretamente no modelo SWAP; isso auxilia na diminuição das incertezas associadas à modelagem (SHAFIEI et al., 2014) e portanto permite uma análise mais robusta do desempenho da simulação da extração da solução do solo pela planta. O balanço hídrico em estudos realizados em lisímetros de drenagem tem sido amplamente aplicado, a saber: Moreira et al.

(2014) e Silva e Coelho (2013), dentre outros. De acordo com Libardi (2005), a referida expressão, apresenta-se conforme eq. (27).

$$\pm\Delta h + P + I - ET_c \pm D \pm AC = 0 \quad (27)$$

em que: Δh é a variação de lâmina d'água no perfil do solo, P é a precipitação; ET_c , a evapotranspiração da cultura; I , a irrigação; D , a drenagem e AC a ascensão capilar. Todas as variáveis têm por unidade mm de lâmina d'água sobre unidade de tempo. No presente estudo foram desconsiderados: a precipitação (P), pelo fato do experimento ser desenvolvido em ambiente protegido; a ascensão capilar (AC), por não haver lençol freático o que torna o fenômeno pouco representativo em relação ao manejo da irrigação. Adicionalmente a evapotranspiração ($ET_c = T + EV$) foi explicitada em transpiração/extração (T) e evaporação do solo (EV). Porquanto a eq. (27), isolando-se a transpiração como incógnita, se apresenta conforme eq. (28).

$$T = \pm\Delta h + I \pm D - EV \quad (28)$$

O balanço foi realizado por camada representativa, ou seja, foram considerados 4 camadas ao longo do perfil do solo. A primeira compreendida entre a superfície do solo até 10 cm de profundidade, a segunda de 10 a 20 cm, a terceira de 20 a 30 cm e a quarta camada de 30 a 50 cm. Notadamente, não se consideraram os deflúvios em razão do terreno ter sido considerado plano. A seguir são demonstradas as formas de determinação de cada componente do balanço hídrico no lisímetro de drenagem.

Variação do armazenamento de água no solo (Δh)

O monitoramento do armazenamento de água no solo foi realizado pelo emprego de sondas TDR (0,1m de haste, comprimento do cabo de 2 metros). Ratifica-se ainda que durante o monitoramento foi mantido o mesmo arranjo instrumental apresentado na seção 2.2.7, porquanto buscou-se diluir na calibração eventuais perdas dielétricas ocasionadas ao emprego de multiplexadores de sinal (SDMX 50, Campbell Scientific).

Todos os dias durante o monitoramento, foram realizadas leituras das sondas, por volta de 7h30 da manhã. A coleta da permissividade dielétrica do solo associada a cada uma das 104 sondas necessitava de cerca de duas horas. Nos dias em que ocorria irrigação o monitoramento se iniciava às 8h. Dessa forma, entende-se na condução dessa pesquisa que um dia compreende o intervalo de tempo que vai das 8h da manhã de um determinado dia até às 8h do dia seguinte. A eq. (29) apresenta a expressão utilizada para o monitoramento da variação do armazenamento de água no solo.

$$\Delta h = \int_0^L [\theta_t(z) - \theta_{t+1}(z)] dz \quad (29)$$

Evaporação da água no solo (EV)

A fim de se determinar a evaporação do solo foi empregado um modelo semi empírico (Ponciano et al., 2015), avaliado no mesmo local do experimento. Esse tem como princípio os conceitos de evaporação potencial e residual apresentados por Campbell. Os índices estatísticos: coeficiente de correlação ($R^2=0,90$), índice de concordância de Willmot ($d=0,97$) e o índice de avaliação de modelos ($E=0,89$) corroboram o bom ajuste para aplicação do modelo no experimento. O modelo necessita de variáveis do solo e atmosféricas e apresenta-se parametrizado para o experimento em questão, conforme eq. (30)

$$EV = \frac{E_0}{1,4961 + 17,5228 \left[\ln \left(\frac{\theta_i}{\theta_s} \right) \right]^2} \quad R^2=0,90; d=0,97; E=0,89 \quad (30)$$

em que θ_i é a umidade volumétrica do solo no início do dia ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) na camada superficial considerada de 0 a 10 cm de profundidade; θ_s é a umidade volumétrica do solo na saturação ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); EV a evaporação do solo (mm dia^{-1}); e E_0 é a evaporação potencial (mm dia^{-1}), neste caso, medida com o tanque Classe A localizado no centro da estufa, Figura 20.



Figura 20 - Tanque Classe "A" empregado para estimar evaporação do solo em ambiente protegido

Drenagem interna (D)

A drenagem interna foi considerada para cada camada do solo, sendo estas estimadas pela equação de Darcy-Buckingham, que quantifica o movimento da água no solo, eq. (31).

$$q_z = -K(\theta) \frac{\phi^s_h - \phi^i_h}{L} \quad (31)$$

em que, $K(\theta)$, em mm dia^{-1} , é a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo, de acordo com a função de van Genuchten-Mualen (1980); ϕ^s_h (m) é o potencial total da água no solo na extremidade superior da camada alvo do balanço hídrico; ϕ^i_h (m) é o potencial total da água no solo na extremidade inferior da camada avaliada; e L é o comprimento da camada (m). A parametrização da equação de Van Genuchten-Mualen é descrita na seção 2.2.5.

Irrigação (I)

A lâmina de água aplicada via sistema de irrigação foi obtido pela eq. (32).

$$L_{irrig} = \frac{T_{irri} \cdot Q_{got}}{\text{Área}_m} \quad (32)$$

em que, T_{irri} (horas) é o tempo de irrigação; Q_{got} é a vazão dos gotejadores (L h^{-1}); Área_m é a área molhada gerada infiltração da água no solo (mm^2) e L_{irrig} (mm) é a

lâmina aplicada via sistema de irrigação por gotejamento. O CUC (0,98) e CUD (0,96) do sistema permitiu considerar a vazão média de 4 L h^{-1} .

2.2.13 Parametrização do modelo SWAP

A pré-calibração para o transporte da solução do solo não é tarefa fácil de se realizar. Há pouca informação na literatura sobre o efeito das raízes na parametrização deste processo, ou sobre qual a influência das incertezas associadas à parametrização das propriedades físicas do solo (SHAFIEI et al., 2014; BENNETT et al., 2013); ou ainda, sobre a parametrização do transporte da solução do solo propriamente dito (CASEY et al., 1998). Devido esses aspectos, o pesquisador que opta por trabalhar nesta área pode escolher essencialmente dois caminhos.

O primeiro, e mais usual, é utilizar valores obtidos no manual do modelo. Este procedimento vem sendo amplamente empregado em aplicações de transporte da solução do solo com o modelo SWAP (KUMAR et al., 2015b; VERMA et al., 2012). Isso porque a aplicação de modelagem inversa associada ao SWAP é onerosa e pouco empregada, pois, necessita de outros softwares, como por exemplo o PEST (WELTER et al. 2011). Quando se trabalha com o modelo Hydrus 1D, estes valores servem como atribuição inicial para aplicação da modelagem inversa para parametrizar o transporte. Não obstante, não há consenso na literatura sobre a confiabilidade da parametrização quando são introduzidas mais de duas variáveis como incógnitas neste procedimento (COLOMBANI et al., 2014; ABBASI et al., 2003).

O segundo procedimento se dá pelo emprego dos parâmetros apresentados na literatura, que foram obtidos em condições similares as encontradas no estudo em questão (DEHKORDI et al., 2013) . Notadamente, esse é um procedimento que pode gerar incertezas, dada pelos mesmos argumentos supracitados.

No presente estudo, tanto no que diz respeito à parametrização geral do modelo quanto na parametrização do transporte da solução do solo, optou-se pelo emprego de valor dos coeficientes e constantes sugeridos pelo modelo SWAP e encontrados na literatura, Tabelas 7 e 8.

Tabela 7- Principais parâmetros de entrada especificados no modelo SWAP

Parâmetro	Valor
<i>Geral</i>	
Período de simulação	22/Nov/14 a 22 fev/15
Cultura	Milho Safrinha
<i>Cultura</i>	
Duração do ciclo da cultura (dias)	100
Profundidade máxima das raízes (cm)	50
Stress a concentração de sais $EC_{máx}$ (dS m^{-1})*	1,8
Decaimento da transpiração por unidade de EC (%dS m^{-1})*	7,4
Potencial de água no solo limitante (cm)*	
h_1	-0,1
h_2	-1,0
h_{3l}	-400
h_{3h}	-1200
h_4	-8500

*Valores utilizados por Ma et al. (2015) em estudo avaliativo do modelo SWAP sob cultivo de milho;

Tabela 8 - Principais parâmetros de entrada para o cálculo do transporte da solução do solo pelo modelo SWAP

Parâmetro	Valor
Condutividade Elétrica inicial do solo (dS m^{-1}), ao longo do perfil, respectivamente 5, 15, 25 e 35 cm de profundidade	0,6-0,6-0,9-0,92
Dispersividade, L_{dis} (cm)*	34,7
Coefficiente de Difusão do soluto em água, D_{difsol} (cm^2 dia $^{-1}$)**	0,72
Extração relativa da solução do solo pelas raízes (K_r)	1,6
Coefficiente de adsorção de freundlich (cm^3 mg^{-1})***	$1,689 \times 10^{-4}$
Expoente de freundlich (-)	0,86

*Valor obtido por Pinho e Miranda (2014) para o mesmo solo.

**Valor apresentado por Verma et al. (2012) para solo com características similares.

*** Valores próximos aos recomendados por Buchter et al. (1989).

2.2.14 Avaliação do modelo SWAP

A avaliação do modelo no que diz respeito à modelagem da solução do solo, bem como na extração de água no solo, se deu pela comparação entre os valores observados e simulados pelo SWAP. Para isso foram utilizados os seguintes índices estatísticos:

a) Raiz quadrada média do erro (RMSE), eq. (33).

$$\text{RMSE} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{n} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (33)$$

em que O é o valor observado, S o valor simulado e n o número de amostras. A raiz quadrada média do erro possui a mesma unidade das variáveis comparadas e é amplamente empregada na avaliação da simulação do movimento da solução no solo (WU et al., 2015a).

b) Eficiência da modelagem (E) proposto por Nash e Sutcliffe (1970), eq. (34).

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (34)$$

O referido índice apresenta-se adimensional variando de $-\infty$ a 1, sendo o valor 1 o valor ótimo. Valores de 0 a 1 são geralmente interpretados como aceitáveis em nível de desempenho de simulações computacionais; já valores negativos indicam que a média dos valores observados é uma melhor estimativa do que os valores simulados. Em termos estatísticos, o índice representa a magnitude relativa da variância do resíduo em comparação à variância dos valores observados. Em

termos práticos, indica quão bem os valores observados e medidos se ajustam a linha 1:1 (MORIASI et al., 2007).

c) Índice de concordância (Id) de Willmott (Willmott, 1981), eq. (35).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|O_i - \bar{O}| + |S_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (35)$$

Assim como a eficiência da modelagem, este índice se apresenta adimensional e apresenta-se entre 0 e 1, sendo que o valor igual a 1 indica perfeita concordância e o valor igual a 0 a ausência de concordância entre os valores observados e simulados. É expresso pela razão entre o quadrado do erro médio e o erro potencial. O referido índice pode detectar diferença das médias e variâncias dos valores observados e simulados. MORIASI et al. (2007) ressaltam que os índices Id e E, bem como o RMSE são os mais apropriados para a avaliação de modelos hidrológicos.

Adicionalmente, empregaram-se análises de Box-plots de média, máximo, mínimo, 25 e 75% dos valores, a fim de se visualizar com mais clareza a dispersão dos valores observados ao redor da média medida. Esta apresentação se fez necessária por se obter 26 repetições de leitura para cada profundidade, tanto da umidade volumétrica, como da concentração da solução do solo. A média dessas repetições foi utilizada como fonte de comparação com os valores observados.

Outrossim, empregou-se o coeficiente de determinação R^2 e o coeficiente angular, formado pela reta de regressão entre valores simulados e observados. Esta forma complementar de análise descreve qual o grau de colinearidade entre os valores simulados e observados; o coeficiente angular traduz se os valores observados estão sendo majorados (coeficiente angular maior do que 1), ou minorados (coeficiente angular menor do que 1). Recomenda-se a leitura de MORIASI et al. (2007) àqueles que desejarem se aprofundar no assunto, ou ainda conhecer outros índices estatísticos aplicados na avaliação de simulações hidrológicas.

2.3 Resultados e discussão

2.3.1 Calibração e validação instrumental

2.3.1.1 Psicrômetro de ventilação forçada (Marin et al., 2000)

A calibração dos equipamentos empregados nessa pesquisa consistiu em uma etapa fundamental para a validação da modelagem e para o conhecimento das condições agrometeorológicas sob a qual o experimento foi desenvolvido. Dessa forma, nessa etapa apresenta-se a calibração e validação dos principais instrumentos utilizados, a começar pelo psicrômetro de ventilação forçada desenvolvido por Marin et al. (2000) (Figura 21).

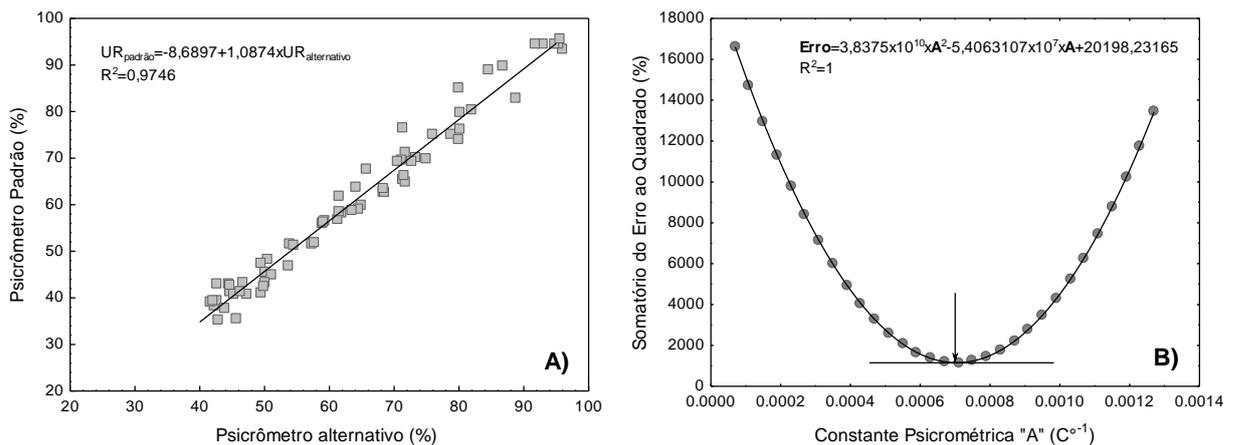


Figura 21 - (A) Correlação e equação de regressão linear entre valores observados e simulados de umidade relativa do ar e (B) aplicação de derivada à otimização do erro associado à variação da constante psicrométrica do psicrômetro alternativo

O valor obtido da constante psicrométrica pela minimização do erro da umidade relativa estimada foi de $0,000704404 \text{ C}^{\circ-1}$. Este valor é superior ao empregado por Marin et al. (2000), a saber $0,0006 \text{ C}^{\circ-1}$. O valor da constante psicrométrica é afetado pela velocidade do vento que atinge o bulbo úmido e, de acordo com os co-autores supracitados, deve ser de 7 m s^{-1} , para um coeficiente de $0,0006 \text{ C}^{\circ-1}$. Por conseguinte, infere-se que no equipamento empregado neste experimento a velocidade do vento foi modificada o que alterou a determinação da constante psicrométrica. Para se obter valores observados e estimados de umidade relativa próximos a 100%, fez-se necessário realizar medidas às 4h da manhã,

período no qual se observou altos valores de umidade relativa. A calibração notadamente é válida de 41% a 98% de umidade relativa. O coeficiente angular da reta de regressão (valor próximo de 1) entre os psicômetros padrão e alternativo, bem como o coeficiente de determinação ($R^2 = 0,97$), ratificam a excelente calibração do equipamento e o habilitaram ao monitoramento do ambiente experimental.

2.3.1.2 Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR)

Pela eq. (36) pode-se verificar o resultado da calibração das sondas TDR utilizadas para a determinação da umidade volumétrica do solo, nos quais os valores de leitura da permissividade dielétrica foram confrontados com a umidade volumétrica do material de solo empregado no preenchimento dos lisímetros (Ponciano et al., 2015).

$$\theta = 0,0146 + 0,0395Ka - 0,0016Ka^2 + 2,6953 \times 10^{-5} Ka^3 \quad R^2=0,9923 \quad (36)$$

O valor do coeficiente de determinação indica que a permissividade dielétrica explicou bem a variação do conteúdo de água no solo. Resultados similares foram apresentados por Arsoy et al. (2013) em calibração de TDR realizada em solo com características texturais semelhantes.

No tocante às estimativas da condutividade elétrica da solução do solo empregando o modelo de Rhoads et al. (1976), pela Tabela 9, podem ser conferidos os resultados da parametrização e avaliação do modelo ajustado para as diferentes camadas de solo monitoradas.

Tabela 9 - Parametrização e avaliação do modelo de Rhoads et al., (1976) para estimativa da condutividade elétrica da solução do solo por camada

Prof. (cm)	Parametrização			Avaliação			
	a	b	CEs (dS m ⁻¹)	E	Id	RMSE (dS m ⁻¹)	R ²
5	2,4398	-0,08883	7,57x10 ⁻⁴	0,914	0,976	0,075	0,928
15	3,1617	-0,27357	1,245x10 ⁻³	0,936	0,983	0,060	0,941
25	4,7598	-0,79872	1,245x10 ⁻³	0,825	0,956	0,065	0,839
35	5,2709	-0,98859	1,245x10 ⁻³	0,686	0,896	0,071	0,701

O ajuste foi obtido pela comparação dos valores de condutividade elétrica extraídos dos extratores e determinados em laboratório com valores estimados pela expressão proposta por Rhoads et al. (1976). Os intervalos de confiança para cada camada foram: a 5 cm de profundidade de 0,97 a 1,96 dS m⁻¹; a 15 cm de profundidade de 0,95 a 1,87 dS m⁻¹; a 25 cm de profundidade de 1 a 1,6 dS m⁻¹; por fim na última camada monitorada o intervalo de confiança da calibração foi de 1 a 1,48 dS m⁻¹. Observou-se que a amplitude do intervalo de confiança ficou estreitamente relacionada com o desempenho do modelo para determinação da condutividade elétrica da solução do solo. Isso ocorre por que, quanto menor for a amplitude de calibração, mais significativo será a influência do erro de uma medida na avaliação geral do modelo.

Não obstante, os índices estatísticos estão em concordância com os valores observados por Santos et al. (2009) e Santana et al. (2007). Cabe destacar ainda que os valores do índice de avaliação de modelos (E) de 0,825 e 0,686 correspondentes às camadas de 25 e 35 cm, respectivamente, indicaram que mesmo dada à baixa amplitude da calibração, os dados simulados representam melhor a variação do que a média dos valores observados. Os valores de estimativa do erro padrão, apesar de apresentarem valores abaixo de 0,1 dS m⁻¹, são relativamente mais significativos nas camadas inferiores (25 e 35 cm) onde representam cerca de 7% de erro. O índice de concordância de Wilmott (Id) e E ratificam a boa aderência dos dados simulados e observados à reta 1:1.

2.3.2 Condições agrometeorológicas e estádios da cultura

O monitoramento das condições microclimáticas no interior da estufa se deu ao longo de todo o ciclo da cultura do milho, que teve início no dia 22 de novembro de 2014, pela ocasião da emergência da cultura, até sua maturação fisiológica (Figura 22). Por se tratar de uma variedade de ciclo curto, aos 11 de janeiro de 2015 (53 dias após a emergência) 85% das plantas se apresentavam na fase de pendoamento, e aos 22 de janeiro (64 dias após emergência) 90 % das plantas se apresentavam na fase de florescimento e polinização.

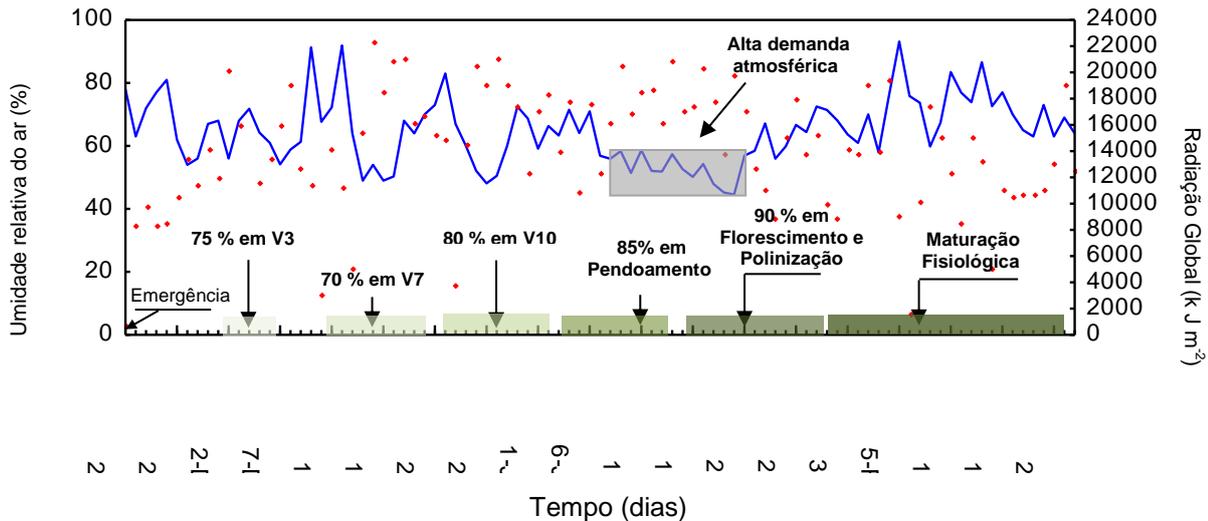


Figura 22 - Monitoramento da umidade relativa do ar (linha azul) e da radiação global (ponto vermelho) em ambiente protegido ao longo dos estádios de desenvolvimento da cultura do milho

De acordo com Allen et al. (1998), a demanda hídrica da cultura do milho pode ser definida por quatro fases distintas. Aplicando-se a referida classificação, tem-se que a primeira fase compreende a 17% do tempo de ciclo da cultura, o que corresponde aos 16 dias após a emergência (DAE) no referido experimento. Já a segunda fase está compreendida entre 17 a 45% do ciclo da cultura, o que corresponde ao período de 16 a 41 DAE. A terceira fase, por conseguinte está compreendida entre o final da segunda até o dia 72 DAE, o que corresponde a 78% do ciclo da cultura. Por fim, a quarta fase vai de 78 a 100% do ciclo da cultura, correspondendo assim ao período de 72 a 93 DAE. Ainda segundo esses autores, a fase de maior demanda hídrica da cultura do milho é a terceira, ou seja, durante o período compreendido entre 41 a 72 DAE. Esse período consiste no estágio do pendoamento e da polinização/florescimento, correspondendo ao período que foi de 1 de janeiro a 30 de janeiro de 2015.

De acordo com Bergamaschi et al. (2006) e Pegorare et al. (2009), a cultura do milho expressa alta sensibilidade ao déficit hídrico na fase de pendoamento e florescimento, podendo ocorrer redução no número de grãos por espiga, afetando significativamente o rendimento final da planta. No período de 7 a 27 de janeiro houve um cenário de anomalia climática em que, de acordo com a estação meteorológica do Departamento de Engenharia de Biosistemas (ESALQ/USP), a temperatura máxima superou o recorde de 1984 (36,9°C), chegando a 37°C.

A umidade relativa mínima atingiu a 25% por vários dias seguidos, a mais baixa de todo o período de registros, superando o recorde anterior que era de 39% em janeiro de 1971. Este cenário, naturalmente teve seu agravante atenuado em ambiente protegido; no entanto, reflete de igual forma as condições atmosféricas encontradas na região. Por meio da Figura 23, pode-se observar a comparação das condições climáticas da região com aquelas observadas ao longo do experimento no tocante a variação da umidade relativa. A série histórica da umidade relativa, obtida pelo posto meteorológico do Departamento de Engenharia de Biosistemas, teve suas falhas removidas e um bom ajuste a distribuição normal (teste de Kolmogorov e Smirnov $d=0,03190$; $p<0,01$) o que possibilitou uma análise consistente de probabilidade de excedência.

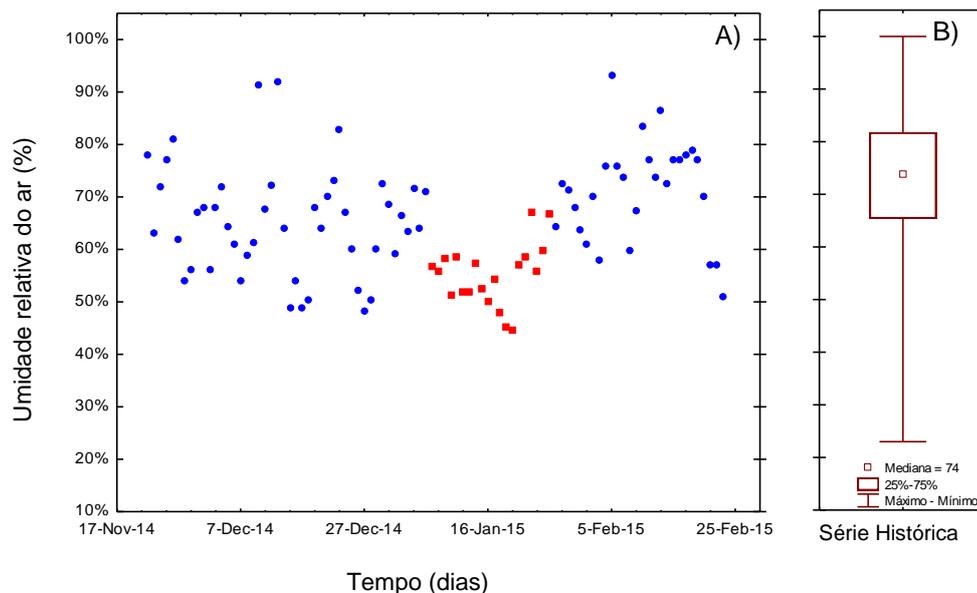


Figura 23 - (A) Dados de umidade relativa do ar obtidos em ambiente protegido ao longo do ciclo da cultura do milho e (B) Box-Plot da série histórica de dados de umidade relativa do ar desde 1917

A média da umidade relativa durante o experimento foi de 64,2% o que correspondeu à probabilidade de não-excedência de 22,4%. Já média entre 7 e 27 de janeiro (período da anomalia climática) foi de 55,6%, o que se traduziu em uma probabilidade de excedência de 8,09%, em relação aos dados históricos da estação meteorológica. Na Figura 24, podem ser conferidos os valores do déficit de pressão de vapor e da umidade relativa para o dia 18 de janeiro de 2015.

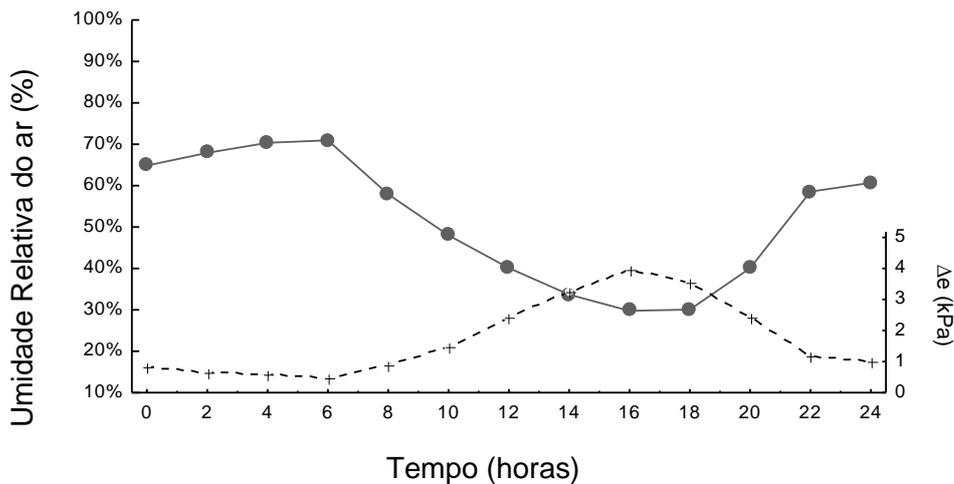


Figura 24 - Média a cada 2 horas da Umidade Relativa do ar (%) e Déficit de pressão de vapor do ar (Δe , kPa) no interior da estufa no dia 18 de janeiro de 2015

Reafirma-se, portanto, que o cenário de anomalia climática foi observado ao longo do experimento, sobretudo durante o período de maior demanda hídrica pela cultura do milho. Em condições de alto déficit de pressão de vapor, Ocheltree et al. (2013) e Turner et al. (1984) relatam que há diminuição da condutância estomática, interferindo assim na extração de água e solutos no solo.

2.3.3 Simulação da umidade volumétrica do solo

A simulação da umidade volumétrica do solo, correspondeu a uma importante etapa na modelagem do transporte da solução do solo, devido ao transporte convectivo ou de massa. Desta forma, são apresentados os valores simulados pelo SWAP e observados pelas sondas TDR (Figura 25). Ressalta-se, ainda, que a soma de leituras (3 repetições por sonda) de todas as sondas, totalizaram 32 valores de umidade volumétrica do solo para cada profundidade monitorada; estas foram apresentadas no gráfico por camadas e representadas por Box-plots de média, 25 e 75 % dos valores.

De forma geral, observou-se boa aderência entre os valores simulados e observados. A amplitude da variação da umidade volumétrica, em especial na camada mais superficial, possibilitou melhor avaliar o desempenho do modelo SWAP. Ademais, considerando as 32 repetições, observou-se que os limites superiores e inferiores do conteúdo de água no solo foram ampliados conforme

ocorre o desenvolvimento radicular (aumento da densidade das raízes) da cultura do milho. Indicando assim mudança na porosidade total do solo.

Não obstante, não foi encontrada na literatura, para registro neste trabalho, qual a influência do adensamento radicular da cultura do milho na porosidade total do solo, ou se há influência das raízes sobre a determinação da permissividade dielétrica (K_a) por sondas TDR, o que justificaria parcialmente essa variação.

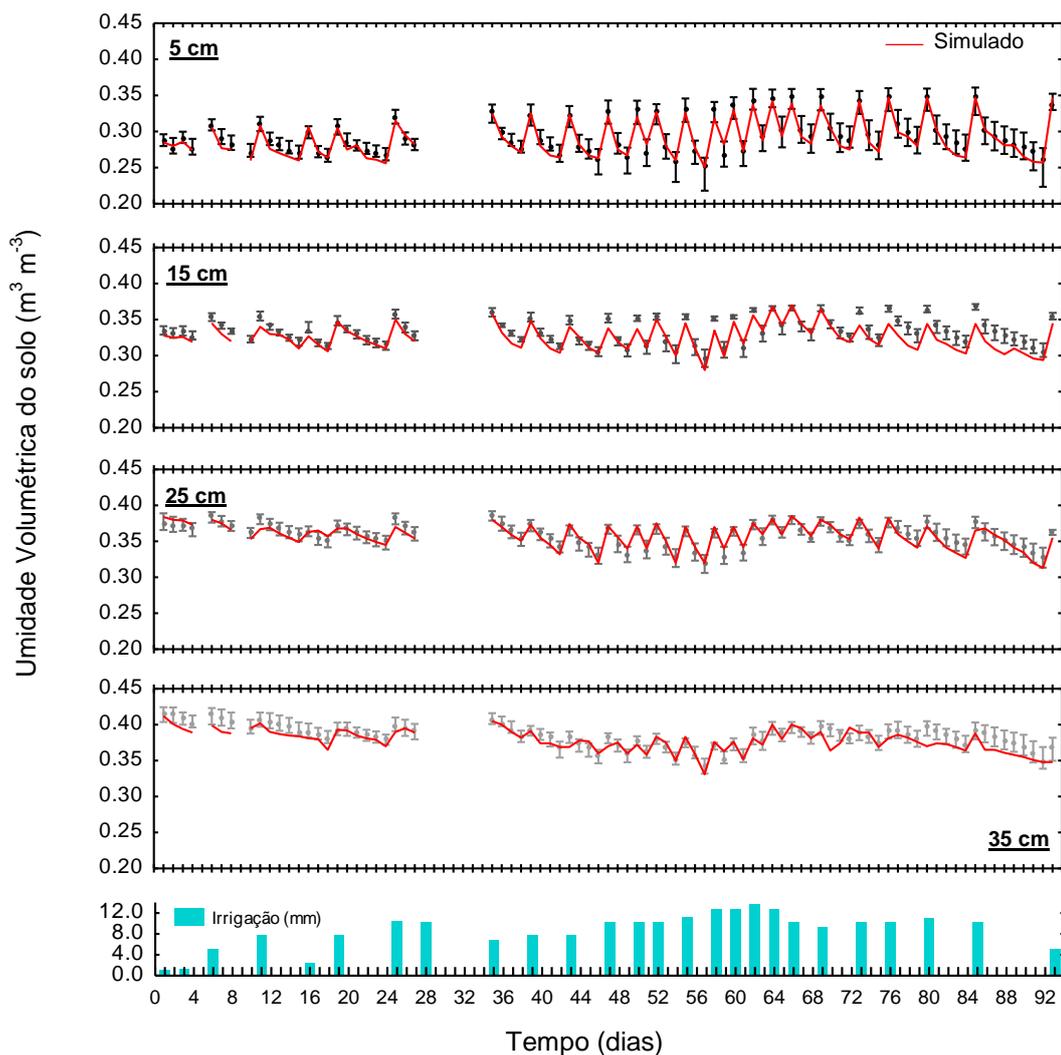


Figura 25 - Variação da umidade volumétrica do solo medida por sondas TDR no perfil do solo, representado por Box-Plots de 25 e 75%, ao longo do ciclo da cultura do milho nas profundidades de 5, 15, 25 e 35 cm e valores simulados de umidade volumétrica do solo pelo modelo SWAP para o mesmo período monitorado

Fan et al. (2015), avaliando o emprego da TDR aplicada ao monitoramento da extração da água na zona radicular, observaram ótimo desempenho da técnica que apresentou raiz do erro médio quadrático de $0,05 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ em condições de floresta na Austrália. Desta forma, no presente trabalho, pode-se considerar que a média dos

valores é uma boa estimativa do conteúdo de água no solo. Outro aspecto que merece atenção é a baixa variação da umidade volumétrica do solo na camada inferior do lisímetro. Ma et al. (2015) também observaram este comportamento, o que pode ser atribuído ao carreamento de partículas de argila da superfície para o perfil do solo, diminuindo sua condutividade hidráulica e aumentando sua capacidade de armazenar água. Pela Tabela 10, podem ser verificados alguns índices estatísticos destinados à avaliação entre os valores médios observados e simulados de conteúdo de água no solo.

Tabela 10 - Avaliação da modelagem da água no solo pelo emprego de índices estatísticos e pelo estudo do erro médio

Profundidade (cm)	E	Id	RMSE (m ³ m ⁻³)
5	0.920	0.981	0.007
15	0.807	0.947	0.008
25	0.714	0.925	0.009
35	0.748	0.920	0.009

Os índices apresentados ratificam o bom ajuste obtido na simulação do movimento da água no perfil do solo ao longo do ciclo da cultura, empregando-se o modelo SWAP. Todos os valores dos índices de avaliação dos modelos foram superiores a 0,7, o que indica que a variância do resíduo é muito menor do que a variância dos dados observados. Usando-se uma linguagem não estatística, pode-se dizer que os valores simulados representam melhor a variação dos dados do que a média dos valores observados. A raiz quadrada do erro médio se manteve constante ao longo do perfil do solo, próximo a valor de 0,009 cm³ cm⁻³. O que também foi observado por Ma et al. (2011), avaliando o desempenho do SWAP sob cultivo do milho. Já o índice de concordância (Id) foi superior a 0,9 para todas as camadas simuladas, o que indica que houve alta aderência dos dados simulados e observados a reta 1:1.

Bonfante et al. (2010), avaliando a simulação da umidade volumétrica do solo ao longo do ciclo da cultura do milho, utilizando o modelo SWAP, observaram valores da raiz quadrada do erro médio de 0,052; 0,029 e 0,017 cm³ cm⁻³, respectivamente, para as camadas de 0-15, 15-40 e 40-100 cm de profundidade.

Wang et al. (2016) e Ma et al. (2015), avaliando a modelagem do conteúdo da água no solo, sob o cultivo do milho, em condições edafoclimáticas similares às apresentadas nessa pesquisa, obtiveram o índice de avaliação de modelos, respectivamente, de 0,87 e 0,77; e raiz quadrada do erro médio de 0,012 e 0,022 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$. Por meio da Figura 26, pode-se observar a reta de regressão entre os valores observados e simulados, bem como o coeficiente de correlação (R^2) por camada.

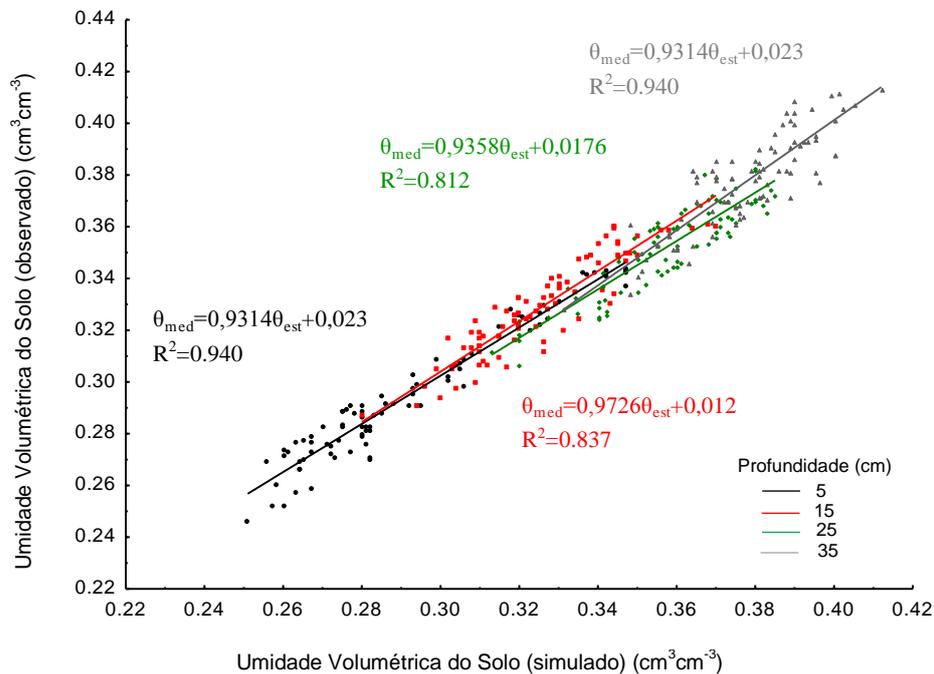


Figura 26 - Regressão linear e coeficiente de determinação obtidos a partir da correlação entre os valores de umidade volumétrica (simulado e observado) por camada monitorada no perfil do solo

O coeficiente angular das retas menores do que 1 indicam que, de forma geral, houve uma ligeira tendência dos valores simulados em superestimar os valores observados de conteúdo de água no solo. Já os valores altos do coeficiente de determinação (entre 0,94 e 0,83) indicam a alta correlação entre os valores simulados e observados. Bonfante et al. (2010) obtiveram coeficientes de determinação de 0,716; 0,577 e 0,189 para as camadas de 0-15, 15-40 e 40-100 cm de profundidade, respectivamente. O satisfatório resultado obtido na simulação da umidade volumétrica no solo, tanto dos trabalhos citados, bem como do presente estudo, pode ser atribuído à discretização físico-hídrica do perfil do solo por camada. Todos os trabalhos citados realizaram a parametrização do sistema de equações de

van Genuchten-Mualem, bem como discriminaram a parametrização físico-hídrica do solo por camadas.

Bennett et al. (2013) e Shafiei et al. (2014) confirmam a hipótese de que a parametrização físico-hídrica contribui para eficácia da modelagem da água no solo, pois reduz as incertezas associadas a parametrização do perfil do solo, bem como incertezas associadas a estabilidade temporal destes parâmetros no perfil do solo. Song et al. (2015) e Shafiei et al. (2014) sugerem ainda que o mesmo material de solo pode apresentar diferentes ajustes da parametrização físico hídrica ao longo do perfil do solo. O declínio do valor do coeficiente de determinação de 0,92 para 0,748, observado na Tabela 10, conforme se aprofunda a camada avaliada, também foi observado por Ma et al. (2015). E pode ser atribuída a baixa variação do conteúdo da água no solo.

2.3.4 Extração de água pela cultura do milho

Pela Figura 27 podem ser conferidos os valores médios de extração da água no solo por camada monitorada, bem como os valores simulados pelo SWAP. O fato de se manter duas plantas por cova, com uma distância de 5 cm entre si, naturalmente influenciou na magnitude da extração por camada.

Na primeira fase, compreendida da emergência até o dia 7 de dezembro, a extração de água na camada superficial correspondeu a 48,6% da extração total no período, sendo a camada subsequente responsável por 40,7% da transpiração e a camada a 25 cm responsável por 10,7% da transpiração total da cultura. Na segunda fase de demanda hídrica, que compreende no período entre os dias 7 de dezembro de 2014 a 1º de janeiro de 2015, notou-se pouca variação na ordem de grandeza destes valores, a saber: 46,6; 41,2; 12,1% da extração total, para as camadas 0-10, 10-20 e 20-30 cm de profundidade, respectivamente.

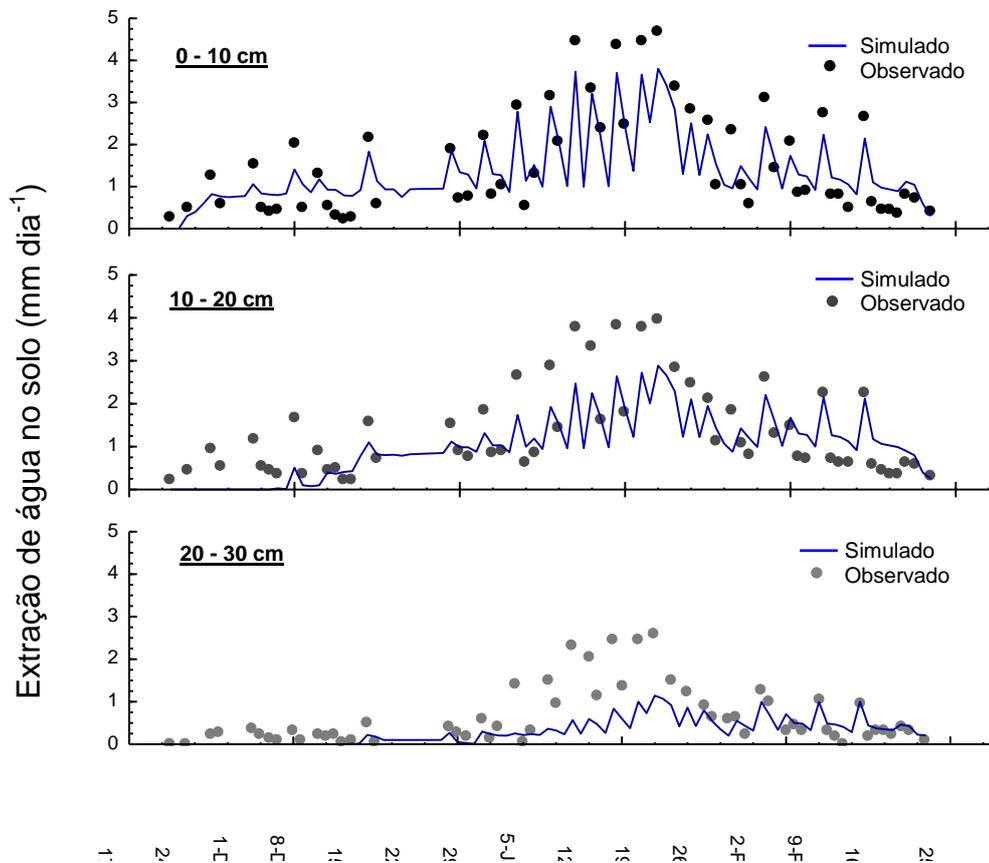


Figura 27- Valores simulados e observados de extração da água pela cultura do milho no perfil do solo

Na fase de maior demanda hídrica da cultura, compreendida entre os dias 1° a 31 de janeiro de 2015, houve um aumento percentual nas duas últimas camadas de 42,6 e 36,7%, respectivamente; e uma relativa diminuição da extração da água na primeira camada de 20,7%. Por fim, na última fase, compreendida entre os dias 31 de janeiro a 22 de fevereiro de 2015, os valores percentuais se apresentaram como 44,6; 38,0 e 17,4% da transpiração total da planta, para as camadas a 0-10, 10-20 e 20-30 cm de profundidade, respectivamente. Adicionalmente, nota-se que os valores de extração da água no solo foram minorados principalmente nos períodos de maior demanda hídrica da cultura. Por meio da Figura 28, pode-se observar a avaliação do desempenho da modelagem da extração de água por camadas, pelo coeficiente de determinação e pelo coeficiente angular da regressão gerados entre os valores simulados e observados.

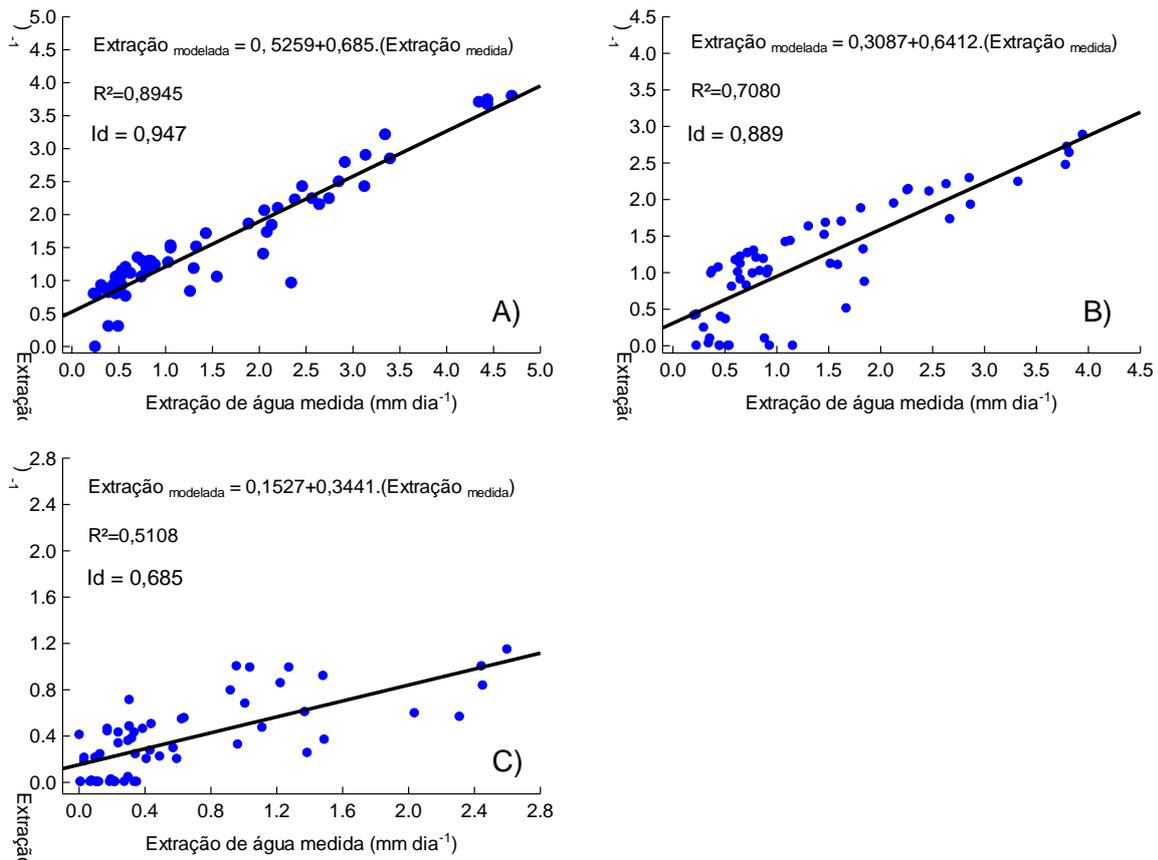


Figura 28 - Coeficiente de determinação entre valores simulados e observados de extração da água pela cultura do milho para as camadas: A) 0-10 cm, B) 10-20 cm, e C) 20-30 cm

Em todas as camadas, houve uma tendência a se subestimar o valor da transpiração da cultura do milho no perfil do solo; isso se evidencia pelos baixos valores dos coeficientes angulares das retas de regressão. O coeficiente de determinação e o índice de concordância, no entanto, indicaram que houve uma boa correlação entre os valores observados e simulados de extração da água no solo, salvo para a última camada onde os índices apresentaram resultados insatisfatórios.

Neste caso, Hall e Sinclair (2015) relatam que, em um experimento realizado com a cultura do milho em lisímetro, pode haver erros na determinação da extração da água pelas raízes pelo fato destas se distribuírem em áreas não monitoradas, o que ocasionaria uma discrepância entre valores observados e simulados de transpiração, em especial nas camadas mais profundas. Rocha et al. (2010), empregando o SWAP para modelar a extração da água no solo pela cultura do sorgo em 4 lisímetros, obtiveram o índice de concordância (Id) médio de 0,824, similar aos apresentados nessa pesquisa para as camadas de 5 e 15 cm de profundidade.

Pela Figura 29 podem ser conferidos os valores totais diários de extração da água no solo, bem como a extração relativa que consistiu na fração entre os valores simulados e observados, ao longo do ciclo da cultura.

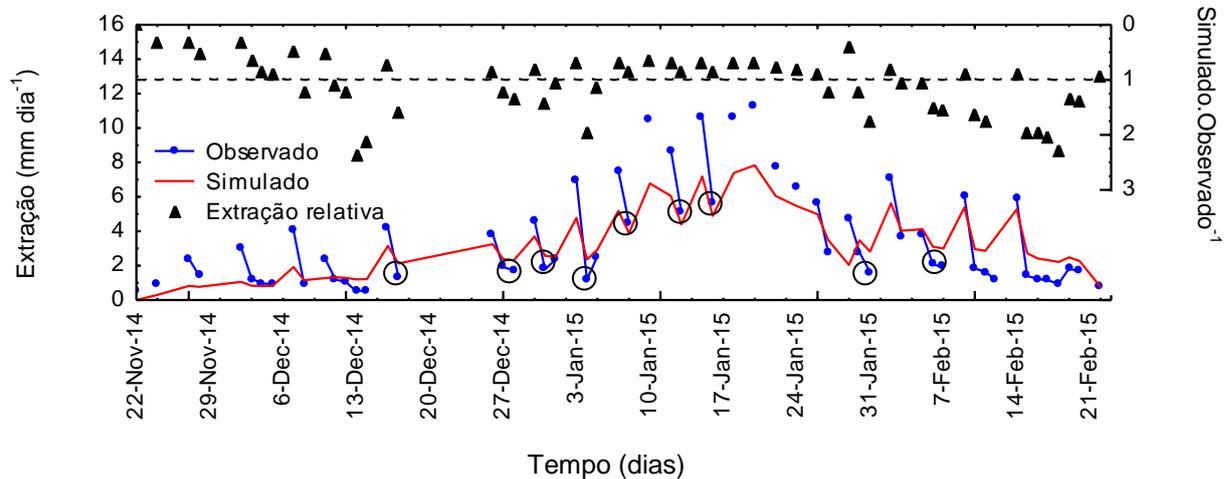


Figura 29 - Extração total simulada e média da água no solo ao longo do ciclo da cultura do milho e extração relativa a qual consiste na relação entre o valor simulado e o valor observado

Observou-se que o modelo superestimou a extração de água do solo, predominantemente no final do ciclo da cultura, mais especificamente no final da última fase de demanda hídrica. A extração total no ciclo da cultura foi de 325,35 mm e o total simulado de extração de água foi de 283,42 mm o que correspondeu a 87% do total observado. Wu et al. (2015a) determinando a extração de água real por dois ciclos de cultivo consecutivos (149 dias), entre os anos de 2008 e 2009, em condições edafoclimáticas semelhantes, obtiveram o total de 333 e 300 mm, respectivamente, e uma transpiração diária máxima no estágio de desenvolvimento de maior demanda de cerca de 5,5 mm. Esses resultados corroboram a coerência dos resultados apresentados na Figura 29. Nota-se ainda que houve sensível redução da extração da água no solo medida ao longo de todo o ciclo da cultura.

Segundo Shafiei et al. (2014), a cultura do milho reduz a extração de água no solo para valores de potencial de água total no solo inferiores a -400 cm em condições de alta demanda atmosférica, parametrização empregada nessa pesquisa. Isso corresponde a valores de conteúdo de água no solo de $0,124 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, o que não limitaria a extração de água por dificuldades hidráulicas na interface solo-planta ao longo de todo o ciclo da cultura (verificar Figura 25). Não obstante, Ocheltree et al. (2013) relatam que em condições de alta demanda atmosférica, plantas C4, reduzem significativamente a condutância hidráulica das folhas e das

raízes como resposta a demanda evaporativa, o que parcialmente explicaria os valores de redução abrupta de transpiração da cultura do milho em períodos de alta demanda atmosféricas, notadamente, entre os períodos de 1º a 31 de janeiro de 2015. Outro fator que pode interferir na dinâmica da extração da água pelas culturas é a variação dos parâmetros físico-hídricos do solo devido ao crescimento radicular. Neste sentido, Hall e Sincleir (2015) observaram mudanças nas características físico-hídricas do solo devido ao desenvolvimento radicular; no entanto, não há consenso sobre qual seu efeito no movimento da água ao longo do perfil do solo, e se há influência na extração de água pelas culturas (CARMINATI et al., 2013)

2.3.5 Simulação da solução do solo

Os valores simulados pelo modelo SWAP e medidos por sondas TDR, da concentração da solução do solo, pela aplicação de nitrato de potássio via água de irrigação, podem ser conferidos pela Figura 30.

A variação da condutividade elétrica da solução do solo apresentou pouca variação ao longo do perfil do solo; isso se deu, em parte porque as maiores aplicações de nitrato de potássio via água de irrigação foram realizadas nos dias 27 de novembro de 2015 e 16 de dezembro de 2015, correspondendo a 2,455 e 2,607 dS m⁻¹, respectivamente. Após essa última fertirrigação, buscou-se manter a condutividade elétrica da água de irrigação constante em 1,5 dS m⁻¹. O insucesso no manejo da aplicação dos sais via água de irrigação ocorreu devido à variação da condutividade elétrica da água disponível para o preparo da solução. Observou-se, ao longo do experimento, que esta apresentou valores de condutividade elétrica entre 0,6 e 1,21 dS m⁻¹.

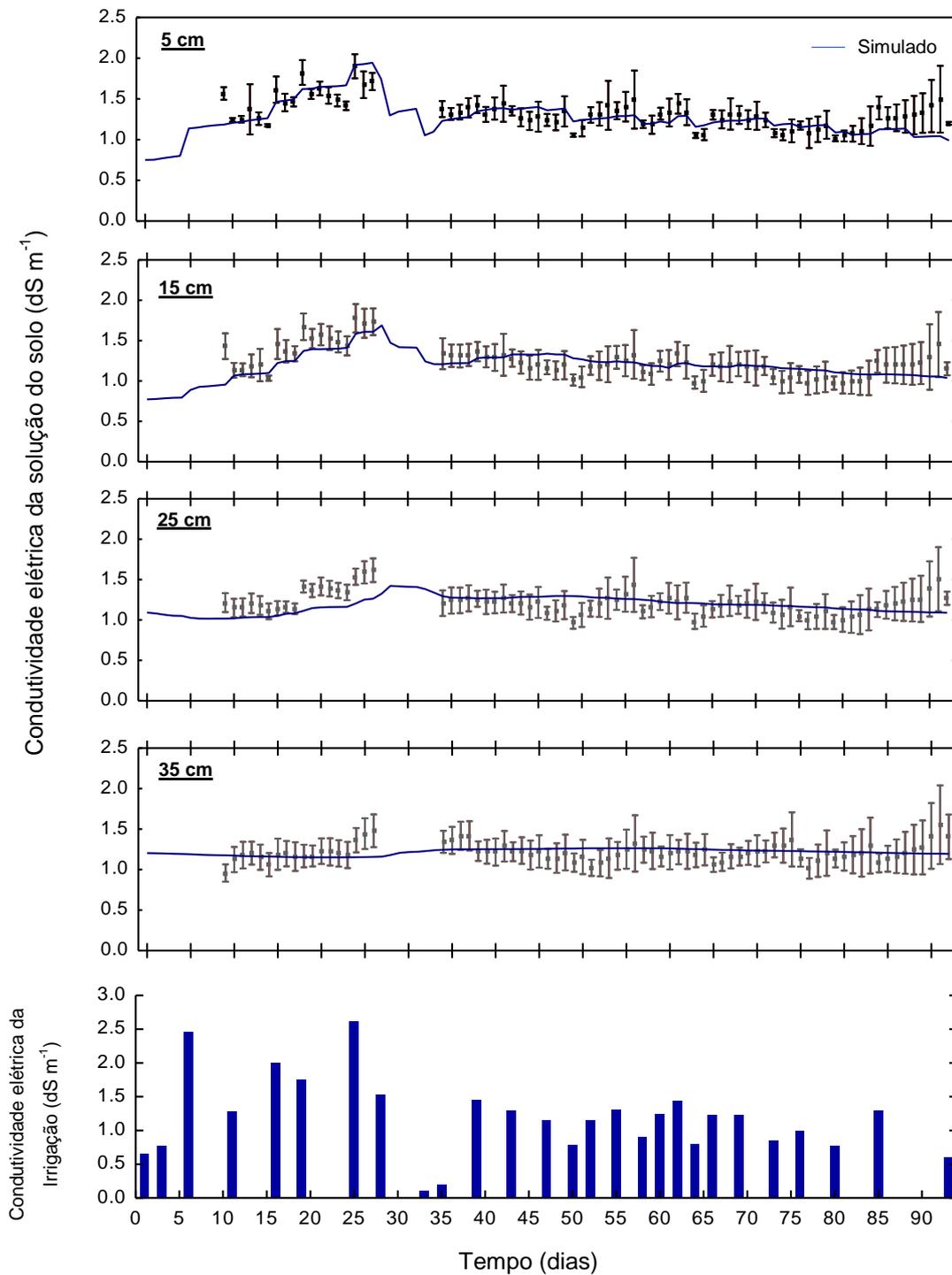


Figura 30 - Estimativa da condutividade elétrica ao longo do perfil do solo por valores médios diários de 26 leituras de sonda TDR com o correspondente desvio padrão, sob cultivo da cultura do milho e simulação computacional da condutividade elétrica da solução do solo no perfil do solo

Os valores simulados nas camadas superficiais do solo, de forma geral, apresentaram maior aderência aos valores observados pelas sondas TDR. A baixa movimentação da água nas camadas mais profundas afetou a mobilidade da

solução do solo ao longo do perfil. Isso pode ser evidenciado pela baixa variação dos valores de condutividade elétrica média observada na última camada monitorada. A baixa variação da condutividade elétrica nas camadas inferiores, também pode ter ocorrido devido ao fato de não terem sido aplicadas altas concentrações da solução do solo, o que promoveria a dispersão ou mistura da solução do solo entre camadas (Tyerman e Skerrett, 1999). Pela Tabela 11 podem ser conferidos os índices estatísticos empregados na avaliação do modelo SWAP para a dinâmica da solução do solo.

Tabela 11 - Avaliação da performance do modelo SWAP na simulação da solução solo mediante o emprego de índices estatísticos e pelo estudo do erro médio

Profundidade (cm)	Id	E	R ²	RMSE (dS m ⁻¹)
5	0,913	0,659	0,701	0,107
15	0,835	0,596	0,629	0,120
25	0,390	-0,179	0,017	0,146
35	0,311	-0,278	0,004	0,107

Nas camadas superficiais, observou-se que os índices estatísticos corroboram a aderência entre os dados simulados e os observados. O índice de avaliação de modelos (E) indica que os valores simulados representam melhor estimativa do que a média dos valores observados. Moriasi et al. (2007) recomendam valores acima de 0,5 como sendo satisfatórios na modelagem hidrológica. O índice de concordância mostrou que houve boa aderência dos dados simulados e observados à reta 1:1. A baixa variação das leituras de condutividade elétrica do solo nas camadas de 5 e 15 cm, na ordem de 0,9 a 1,9 dS m⁻¹, e de 0,97 a 1,78 dS m⁻¹, respectivamente, gerou maior dispersão dos valores, o que permitiu que a variância se expressasse de forma mais significativa. Adicionalmente, os coeficientes de determinação de 0,701 e 0,629 para as camadas de 5 e 15 cm, respectivamente, representam um resultado satisfatório para modelagem da solução do solo na rizosfera da cultura do milho (KUMAR et al., 2015b). A raiz quadrada do erro médio para todas as camadas não foi superior a 0,15 dS m⁻¹, o que representou cerca de 10 % do valor médio das leituras.

Wang et al. (2016), avaliando o modelo SWAP para a simulação da solução de solo ao longo do ciclo da cultura do milho, aplicando água via irrigação com concentração da solução do solo variando entre 0,001 e 3,22 dS m⁻¹ (NaCl, MgSO₄ e CaSO₄, na proporção 2:2:1), obtiveram a raiz do erro médio e o índice de avaliação de modelos de 0,17 dS m⁻¹ e 0,81, respectivamente. No trabalho desenvolvido por Jiang et al. (2011), os autores observaram o erro médio de 0,75 dS m⁻¹, ao avaliar o modelo SWAP para modelagem da solução do solo sob cultivo de trigo, em solo arenoso. Kumar et al. (2015b) e Verma et al. (2012) avaliando a dinâmica da solução do solo empregando o modelo SWAP, sob cultivo do trigo, apresentaram valores da raiz quadrada do erro médio de 0,84 e 1,12 dS m⁻¹, respectivamente. Confrontando os valores apresentados na presente pesquisa com aqueles obtidos na literatura, pode-se afirmar que o modelo teve um desempenho satisfatório na modelagem do transporte de nutrientes na rizosfera do milho, em especial nas camadas superficiais.

Por meio da Figura 31, pode-se observar a simulação do transporte da solução do solo na rizosfera da cultura do milho dada a variação do termo K_r , que representa qual porcentagem da concentração de sais presentes nesta solução serão efetivamente translocado para o interior da cultura.

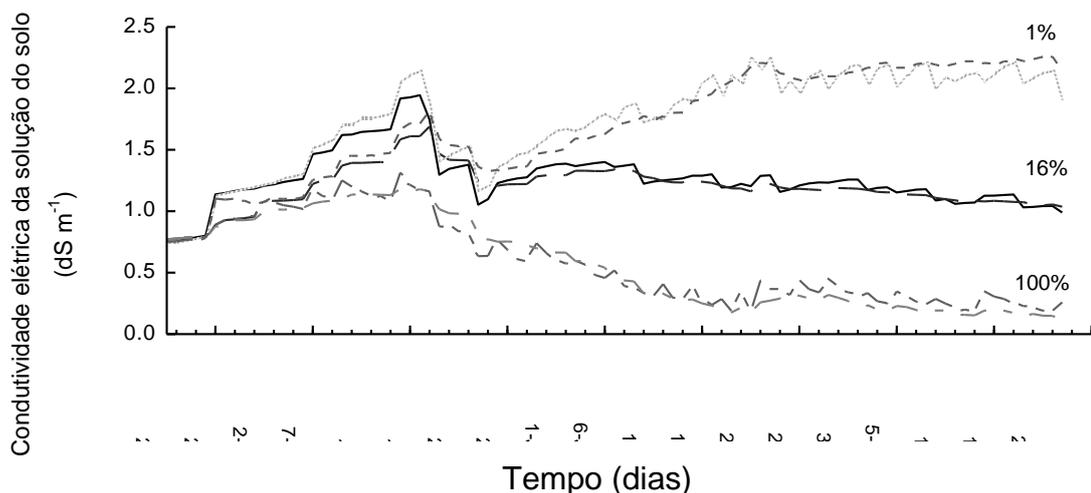


Figura 31 - Simulação pelo modelo SWAP da concentração da solução do solo nas camadas de 5 e 15 cm de profundidade pela variação do coeficiente (K_r) de 1%, 16% (valor empregado no experimento) e 100%

O valor de K_r de 0,1 (1%) resulta no acúmulo gradativo de sais na rizosfera dada pela incapacidade das raízes de extraírem os nutrientes presentes na solução do solo. No caso antagônico, ou seja, K_r de 10 (100%), todos os sais dissolvidos na

solução do solo são extraídos pelas raízes do milho e entram na planta pelo processo de convecção.

O valor de K_r de 1,6 (ver Tabela 8) utilizado nessa pesquisa correspondeu a um valor ótimo ajustado empiricamente e utilizado como valor final para fins de avaliação estatística. No entanto, cabe salientar que as condições de densidade das raízes apresentadas nessa pesquisa são específicas, como já comentados anteriormente. Pouca informação há sobre valores estimados que possam ser empregados para diversas culturas. Todos os artigos citados nessa pesquisa que utilizaram o modelo SWAP para modelagem do transporte da solução do solo não apresentaram o valor empregado de K_r , salvo o estudo apresentado por Wang et al. (2016). Esses autores utilizaram valor igual a zero, ou seja, quanto maior for a extração de nutrientes pelas raízes, maior será o acúmulo de sais na rizosfera. Isso, naturalmente, deixa o transporte da solução na rizosfera totalmente dependente de processos como a solubilização de sais, transporte por difusão, dispersão e lixiviação de sais.

Steudle e Peterson (1998) discutem que as raízes do milho são permeáveis aos íons presentes na solução do solo, sendo o coeficiente de reflexão entre 0,2 e 0,8. Os autores explicam que o valor igual a 1 significa que não há translocação de íons para o interior da planta, já o valor igual a 0 traduziria total permeabilidade à extração de íons pelas raízes. Isso reforça a idéia de que o valor de K_r deve ser considerado na modelagem do movimento da solução do solo, em especial, na rizosfera das culturas. Ademais, permanecem questionamentos sobre qual a estabilidade temporal deste parâmetro ao longo dos estádios de desenvolvimento das culturas.

3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Dessa forma, diante das condições experimentais conduzidas e dos resultados obtidos, permite-se concluir que:

- a) No que diz respeito à simulação da dinâmica da água no solo, de maneira geral, o modelo SWAP, diante da avaliação estatística, apresentou uma performance satisfatória para todas as camadas monitoradas. Isso ratifica que é possível empregar a modelagem inversa na parametrização do transporte de água na rizosfera como auxílio a simulações computacionais do movimento de água no solo, bem como à extração de água pela rizosfera das culturas;
- b) Em termos da simulação da dinâmica da solução do solo, observou-se que a camada compreendida da superfície do solo até 20 cm de profundidade apresentou desempenho satisfatório. Este resultado é representativo para a rizosfera da cultura, já que cerca de 70% de toda a extração ocorreu até esta profundidade. O mesmo não foi observado nas camadas mais profundas, nas quais houve baixa variação da concentração de nutrientes na solução do solo;
- c) Em termos da extração de água pela cultura do milho houve uma queda significativa no desempenho do modelo, em especial no período de maior demanda atmosférica;
- d) Os resultados observados de condutividade elétrica da solução do solo ao longo do desenvolvimento da cultura do milho, confrontados estatisticamente com valores simulados, revelam que o parâmetro K_r , exerceu forte influência no desempenho do modelo SWAP. Apesar dos valores apresentados na literatura, obteve-se 16% como valor ótimo para a cultura do milho; e
- e) A técnica da TDR mostrou-se como sendo uma ferramenta importante no auxílio do monitoramento da umidade volumétrica e da concentração de sais na solução do solo na rizosfera da cultura do milho. Esta ferramenta viabilizou a avaliação das simulações computacionais do movimento da solução do solo ao longo do ciclo da cultura.

REFERÊNCIAS

ABASI, F.; FEYEN, J.; VAN GENUCHTEN, M. Th. Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: model calibration and validation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 290, p. 63-79, 2004.

ABBASI, F.; SIMUNEK, J.; FEYEN, J.; VAN GENUCHTEN, M. Th. SHOUSE, P. J. Simultaneous inverse estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: homogeneous soil. **Transaction of the ASAE**, Saint Joseph, v. 46, n. 4, p. 1085-1095, 2003.

ALBUQUERQUE, P. E. P. **Manejo de irrigação na cultura do milho. Embrapa Milho e Sorgo. Sistema de Produção**, 6ª ed. Disponível em: <http://www.cnpms.embrapa.br/publicacoes/milho_6_ed/imanejo.htm>. Acesso em 10 out 2015.

ALBRO, M.B., LI, R., BANERJEE, R.E., HUNG, C.T., ATESHIAN, G.A. Validation of theoretical framework explaining active solute uptake in dynamically loaded porous media. **Journal of Biomechanics**, Durham, v. 43, n. 12, p. 2267-2273, 2010.

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

ARRAES, F.D.D. **Modelagem bidimensional do movimento da água em condições de solo não saturado**. 2014. 86 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2014.

ARSOY, S.; OZGUR, M.; KESKIN, E.; YILMAZ, C. Enhancing TDR based water content measurements by ANN in sandy soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 195, p. 133-144, 2013.

ATKINSON, D.; DAWSON, L. A. ROOT GROWTH: Methods of measurement. In: SMITH, K. A.; MULLINS, C. E. (Ed.). **Soil and Environmental Analysis: Physical Methods**. Marcel Dekker, New York, 2000. chap. 12, p. 1-63.

AZEVEDO, M. C. B.; CHOPART, J. L.; MEDINA, C. C. Sugarcane root length density and distribution from root intersection counting on a trench-profile. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 68, n.1 p. 94-101, 2011.

BEAR, J. **Dynamics of Fluids in Porous Media**. New York: American Elsevier, 1972. 764 p.

BENNETT, S. J.; BISHOP, T. F. A.; VERVOORT, R. W. Using SWAP to quantify space and time related uncertainty in deep drainage model estimates: A case study from northern NSW, Australia. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v.130, p. 142-153, 2013.

BERGAMASCHI, H.; DALMAGO, G.A.; COMIRAN, F.; BERGONCI, J.I.; MÜLLER, A.G.; FRANÇA, S.; SANTOS, A.O.; RADIN, B.; BIANCHI, C.A.M.; PEREIRA, P.G. Déficit Hídrico e Produtividade na Cultura do Milho. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília v. 41, n. 2, p. 243-249, 2006.

BERGAMASCHI, H.; DALMAGO, G.A.; BERGONCI, J.I.; BIANCHI, C.A.M.; MÜLLER, A.G.; COMIRAN, F.; HECKLER, B.M.M. Distribuição hídrica no período crítico do milho e produção de grãos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 39, n.9, p. 831-839, 2004.

BERGAMASCHI, H.; RADIN, B.; ROSA, L.M.G.; BERGONCI, J.I.; ARAGONÉS, R.; SANTOS, A.O.; FRANÇA, S.; LANGENSIEPEN, M. Estimating maize water requirements using agrometeorological data. **Revista Argentina de Agrometeorologia**, Buenos Aires, v.1, p.23-27, 2001.

BERNARDO, S. **Manual de irrigação**. 6º ed. Viçosa: UFV, 1995. 657 p.

BERO, N.J.; RUARK, M. D.; LOWERY, B. Bromide and chloride tracer application to determine sufficiency of plot size and well depth placement to capture preferential flow and solute leaching. **Geoderma**, Amsterdam, v. 262, p. 94-100, 2016.

BESSION, A.; JAVAUX, M.; BIELDERS, L.C.; VANCLOOSTER, M. Impact of tillage on solute transport in a loamy soil from leaching experiments. **Soil e Tillage Research**, Amsterdam, v. 112, p. 47-57, 2011.

BEVINGTON, J.; PIRAGNOLO, D.; TEATINI, P.; VELLIDIS, G.; MORARI, F. On the spatial variability of soil hydraulic properties in a Holocene coastal farmland. **Geoderma**, Amsterdam, v. 262, p. 294-305, 2016.

BOESTEN, J.J.T.I. **Behaviour of herbicides in soil**: simulation and experimental assessment. 1986. 263 p. Ph.D. thesis, Winand Starting Center, Wageningen, 1986.

BOESTEN, J.J.T.I.; VAN DER LINDEM, A.M.A. Modeling the influence of sorption and transformation on pesticide leaching and persistence. **Journal of Environmental Quality**. Madison, v. 20, p. 425-435, 1991.

BOLT, G. Movement of solutes in soils: principles of adsorption/Exchange chromatography. In: BOLT G.H. **Soil Chemistry Biological Physico-Chemical Models**. American: Elsevier, 1979. p. 285-348.

BONFANTE, A.; BASILE, A.; ACUTIS, M.; MASCELLIS, R.; MANNA, P.; PEREGO, A.; TERRIBILE, F. SWAP, CropSyst and MACRO comparison in two contrasting soils cropped with maize in Northern Italy. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 97, p. 1051-1062, 2010.

BOUTEN, W. **Monitoring and modeling forest hydrological processes in support of acidification research**. 1992. 218 p. Thesis (Doctoral) – Universiteit van Amsterdam, Amsterdam, 1992.

BROWN, D.A.; FULTON, B.E.; PHILLIPS, R.E. Ion diffusion: I. A quick freeze method for measurement of ion diffusion in soil and clay systems. **Soil Science Society of American Proceedings**, Madison, v. 28, p. 628-631, 1964.

BUCHTER, B.; DAVIDOFF, B.; AMACHER, M.C.; HINZ, C.; ISKANDAR, I.K.; SELIM, H.M. Correlation of Freundlich k_d and n retention parameters with soils and elements. **Soil Science**, Baltimore, v. 148, p. 370-379, 1989.

BUCKINGHAM, E. Studies of the Movement of Soil Moisture. Washington: United States Department of Agriculture - Soil Bureau, 1907, 66 p.

BURGOS, J.J. **Agroclimatic classifications and representations**: report of the applications value of climatic and agroclimatic classification for agricultural purposes. Varsovia: WMO, Commission for Agricultural Meteorology, 1958. (CaM II/Doc,18)

CAI, L.; CHEN, T.; GAO, D.; LIU, H.; CHEN, L.; ZHENG, G.D. Time domain reflectometry measured moisture content of sewage sludge compost across temperatures. **Waste Management**, Chesapeake, v. 33, p. 12-17, 2013.

CARMINATI, A., VETTERLEIN, D., KOEBERNICK, N., BLASER, S., WELLER, U., VOGEL, H. J. Do roots mind the gap? **Plant and Soil**, Dordrecht, v.367, p. 651-661, 2013.

CASEY, F. X. M.; LOGSDON, S. D. L.; HORTON, R.; JAYNES, D. B. Measurement of field soil hydraulic and solute transport parameters. **Soil science Society of America Journal**, Madison, v. 62, p. 1172-1178, 1998.

CHAALI, N.; COMEGNA, A.; DRAGONETTI, G.; TODOROVIC, M.; ALBRIZIO, R.; HIJAZEEN, D.; LAMADDALENA, N.; COPPALA, A. Monitoring and modeling root-uptake salinity reduction factors of a tomato crop under non-uniform soil salinity distribution. **Procedia Environmental Sciences**, Dordrecht, v. 19, p. 643-653, 2013.

CHAPRA, S.C.; CANALE, R.P. **Numerical Methods for Engineers**: With Programming and Software Applications. 6. ed. New York: McGraw-HILL, 2010. 968 p.

COELHO, E. F.; SIMÕES, W.L.; SANTOS, D.B.; VEIMROBER JUNIOR, L.A.A. Estimativa da concentração de cálcio na solução do solo submetido a aplicação de água salina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 33., 2007, Bonito. **Anais...** Bonito: SBEA. 2007. 1 CD-ROM.

COLOMBANI, N.; MOSTROCICCO, M.; GIUSEPPE, D. Di.; FACCINI, B.; COLTORTI, M. Variation of the hydraulic properties and solute transport mechanisms in a silty-clay soil amended with natural zeolites. **Catena**, Amsterdam v. 123, p. 195-204, 2014.

COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO. Acompanhamento da safra Brasileira. Grãos Safra 2012/2013. Sétimo Levantamento, Abril de 2013. Disponível em: <<http://www.conab.gov.br/>>. Acesso em: 20 maio 2013.

CRUZ, J.C.; PEREIRA FILHO, I.A.; QUEIROZ, L.R. Quatrocentas e sessenta e sete cultivares de milho estão disponíveis no mercado de sementes do Brasil para a safra 2013/14. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – (Embrapa Milho e Sorgo), Sete Lagoa. Disponível em: <<http://www.cnpms.embrapa.br/milho/cultivares/>>. Acesso em: 25 out de 2015.

DEHKORDI, D. K.; KASHKULI, H. A.; NADERI, A. Evaluation of average of moisture and matric potential in root zone by water uptake model in superabsorbent presence situations. **Advances in Environmental Biology**, Madison, v. 7, 3246-3251, 2013.

EITZINGER, J.; TRNKA, M.; HÖSCH, J.; ŽALUD, Z.; DUBROVSKÝ, M. Comparison of CERES, WOFOST and SWAP models in simulating soil water content during growing season under different soil conditions. **Ecological Modelling**, Madison, v. 171, p. 223-246, 2004.

ELLSWORTH, T.R.; SHOUSE, P.J.; SKAGGS, J.A.; JOBES, J.A.; FAARGERLUND, J. Solute Transport in Unsaturated Soil: Experimental Design, Parameter Estimation, and Model Discrimination. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, p. 397-407, 1996.

EMBRAPA. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1997. 212 p.

EMBRAPA. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p.

FAN, J.; Scheuermann, A.; Guyot, A.; Baumgartl, T.; Lockington, D.A. Quantifying spatiotemporal dynamics of root-zone soil water in a mixed forest on subtropical coastal sand dune using surface ERT and spatial TDR. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.523, p. 475-488, 2015.

FEDDES, R.A.; KABAT, P.; van BAKEL, P.J.T.; BRONSWIJK, J.J.B.; HALBERTSMA, J. Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone – state of the art. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 100, p. 69-111, 1988.

FIORI, A.; JANKOVIC, I.; DAGAN, G. The impact of local diffusion upon mass arrival of a passive solute in transport through three-dimensional highly heterogeneous aquifers. **Advances in Water Resources**, Amsterdam, v. 34, p. 1563-1573, 2011.

GIESE, K.; TIEMANN, R. Determination of the complex permittivity from the sample time domain reflectometry. **Advanced Molex Relaxes Processes**, New York, v.7, n. 1, p. 45-49, 1975.

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

HALL, A.J.; SINCLAIR, T.R.; Rooting Front and Water Uptake: What You See and Get May Differ. **Agronomy Journal**, Madison, v. 107, n.5, p. 1766-1770, 2015.

- INOUE, M.; SIMUNEK, J.; SHIOZAWA, S.; HOPMANS, J.W. Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. **Advances in Water Resources**, Amsterdam, v. 23, p. 677-688, 2000.
- JACQUES, D.; SMITH, C.; Šimunek, J.; SMILES, D. Inverse optimization of hydraulic, solute transport, and cation exchange parameters using HP1 and UCODE to simulate cation exchange. **Journal of Contaminant Hydrology**, Amsterdam, v. 142, p. 109-125, 2012.
- JACQUES, D.; ŠIMUNEK, J.; TIMMERMAN, A.; FEYEN, J. Calibration of Richards' and convection-dispersion equations to field-scale water flow and solute transport under rainfall conditions. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 259, p. 15-31, 2002.
- JACQUES, D.; KIM, D.J.; DIELS, J.; VANDERBORGHT, J.; VEREecken, H.; FEYEN, J. Analyses of steady-state chloride transport through two heterogeneous field soils. **Water Resources Research**, Washington, v. 34, p. 2539-2550, 1998.
- JALALI, M.; MERRIKHPOUR, H. Effects of poor quality irrigation waters on the nutrient leaching and groundwater quality from sandy soil. **Environmental Geology**, Madison, v. 53, p. 1289-1298, 2008.
- JIANG, J., FENG, S., HUO, Z., ZHAO, Z., JIA, B. Application of the SWAP model to simulate water-salt transport under deficit irrigation with saline water. **Mathematical and Computer Modelling**, Madison, v. 54, p. 902-911, 2011.
- JONES, S.B.; WRAITH, J.M.; OR, D. Time domain reflectometry measurement principles and applications. **Hydrological Processes**, Amsterdam, v. 16, p. 141-153, 2002.
- JONG VAN LIER, Q. **Física do Solo**. Viçosa:UFV, 2010. 298 p.
- JONG VAN LIER, Q. Modeling water potentials and flows in the soil-plant system comparing hydraulic resistances and transpiration reduction functions. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 12, p. 1-20, 2013.
- JONG VAN LIER, Q., WENDROTH, O., VAN DAM, J. C. Prediction of winter wheat yield with the SWAP model using pedotransfer functions: An evaluation of sensitivity, parameterization and prediction accuracy. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 154, p. 29-42, 2015.
- JONG VAN LIER, Q.; DOURADO NETO, D.; METSELAAR, K. Modeling of transpiration reduction in van Genuchten-Mualem types soils. **Water Resources Research**, Washington, v. 45, n.2, p.WO2422, Set, 2009.
- JONG VAN LIER, Q; METSELAAR, K.; van DAM, J.C.; JONG, R.; DUIJNISVELD, W.H.M. Macroscopic root water uptake distribution using a matric flux potential approach. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, p. 1065-1078, 2008.

JOST, W. **Diffusion in solids, liquids, and gases**. New York: Academic Press, 1952, p. 49.

KARGAS, G.; KERKIDES, P.; SEYFRIED, M.S. Response of three soil water sensors to variable solution electrical conductivity in different soils. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 13, p. 1-13, 2014.

KERSEBAUM, K.C. Application of a simple management model to simulate water and nitrogen dynamics. **Ecological Modelling**, Madison v. 81, p. 145–156, 1995.

KOOL, J.B.; PARKER, J.C. Analysis of the inverse problem for transient unsaturated flow. **Water Resources Research**, Washington, v. 24, p. 817-830, 1988.

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, p. 1-262. (Alterra Report, 1649).

KUMAR, A.; Sharma, A.K.; Ranib, A. Transport of solutes under transient flow conditions – A case study – Yamuna river sub basin (Kosi Kalan to Agra). **International Soil and Water Conservation Research**, Baltimore, v. 3, p. 209-223, 2015a.

KUMAR, P.; SARANGI, A.; SINGH, D. K.; PARIHAR, S. S.; SAHOO, R. N. Simulation of salt dynamics in the root zone and yield of wheat crop under irrigated saline regimes using SWAP model. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 148, p. 72-83, 2015b.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes, 1928. 1 Wall-map., 150 x 200 cm. Escala (1:___?).

LAI, J.; LI, R. Estimation of Effective hydraulic parameters in heterogeneous soil at field scale. **Geoderma**, Amsterdam, v. 264, p. 28-41, 2016.

LALOY, E.; HUISMAN, J.A.H.; JACQUES, D. High-resolution moisture profiles from full-waveform probabilistic inversion of TDR signals. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 519, p. 2121-2135, 2014.

LEONARD, R.A.; KNISEL, W.G.; STILL, D.A. GLEAMS: Ground Loading Effects of Agricultural Management Systems. **Transaction of America Society Agriculture Engineering**, Madison. v. 30, p. 1403–1418, 1987.

LEIJ, F. J., van Genuchten, M. Th. Solute Transport. In: A. W. Warrick (ed). 2002; Soil Physics Companion, PP. 189-248, CRC Press, Boca Raton, FL. LEONARD, R.A., KNISEL, W.G., STILL, D.A. GLEAMS: Groundwater loading effects of agricultural management systems. **Transaction of the ASAE**, Saint Joseph, v. 30, p. 1403–1418, 1987.

LEKAKIS, E.H.; ANTONOPOULOS, V.Z. Modeling the effects of different irrigation water salinity on soil water movement, uptake and multicomponent solute transport. **Journal of Hydrology**, Amsterdam v. 530, p. 431-446, 2015.

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

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, 2005. 335 p.

LUO, Y.; OUYANG, Z.; YUAN, G.; TANG, D.; XIE, X. Evaluation of macroscopic root water uptake models using lysimeter data. **Transactions of the ASAE**, Saint Joseph, v. 46, p. 625-634, 2003.

MA, Y., FENG, S.; SONG, X. Evaluation of optimal irrigation scheduling and groundwater recharge at representative sites in the North China Plain with SWAP model and Field experiments. **Computers and Electronics in Agriculture**, Madison, v.116, p.125-136, 2015.

MA, Y.; FENG, S.; HUOB, Z.; SONG, X. Application of the SWAP model to simulate the field water cycle under deficit irrigation in Beijing, China. **Mathematical and Computer Modelling**, Madison, v. 54, p.1044-1052, 2011.

MAAS, E.V.; HOFFMANM G.J. Crop salt tolerance-current assessment. **Journal of Irrigation and Drainage**, Heiderlberg,v. 103, p.115-134, 1977.

MALLANTS, D., MOHANTY, B., VERVOOT, A., FEYEN, J. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 10, p. 115–131, 1997.

MARIN, F. R.; ANGELOCCI, L. R.; COELHO FILHO, M. A.; VILLA NOVA, N. A.; Construção e avaliação de psicrômetro aspirado de termopar. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 58, p. 839-844, 2001.

MCGAHAN, D. G.; SOUTHARD, R. J.; ZASOSKI, R. J. Rhizosphere effects on soil solution composition and mineral stability. **Geoderma**, Amsterdam, v. 226, p. 340-347, 2014.

MELO, T. M., LOUZADA, J. A. Aplicação e avaliação dos modelos SWAP e Hydrus 1D em diferentes cenários agrícolas. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, Fortaleza, v.5, n. 4, p.261-270, 2012.

MILLINGTON, R.J.; QUIRK, J.P. Permeability of porous solids. **Transactions of the Farady Society**, Washington, v. 57, p. 1200-1207, 1961.

MINASNY, B.; PERFECT, E. Solute adsorption and transport parameters. Developments in soil science. In: PACHEPSKY, Y RAWLS, W. J. **Development of pedotransfer functions in soil hydrology**. BELLtsville: Elsevier, 2004. p. 195-224.

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

MORIASI, D.N., ARNOLD, J.G., VAN LIEW, M.W., BINGNER, R.L., HARMEL, R.D., VEITH, T.L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, p. 885–900, 2007.

MMOLAWA, K.; OR, D. Root zone solute dynamics under drip irrigation: Review. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 222, n. 2, p. 163-190, 2000.

MOREIRA, N. H.; LIBARDI, P. L.; SALVADOR, M. M. S.; SOUSA, H. H. F. Análise espaço-temporal de componentes do balanço hídrico em um latossolo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 38, p. 60-72, 2014.

MOHANTY, B.P. Soil hydraulic property estimation using remote sensing: a review. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 12, n. 4, Special Section, 2013.

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

NASH, J.C.; SUTCLIFFE, J.V. Flow river forecasting through conceptual models: I. A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, p. 282-290, 1970.

NOVÁK, V.; HURTALOVÁ, T.; MATEJKA, F. Predicting the effects of soil water content and soil water potential on transpiration of maize. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v.76, p. 211–223, 2005.

OCHELTREE, T.W.; NIPPERT, J.B.; PRASAD, P.V.V. Stomatal responses to changes in vapor pressure deficit reflect tissue-specific differences in hydraulic conductance. **Plant, Cell e Environment**, Baltimore, v. 12, p. 1-8, 2013.

OLSEN, S.R.; KEMPER, W.D. Movement of nutrients to plant roots. **Advances in Agronomy**, Madison, v.20, p. 91-151, 1968.

ONGLEY, E.D. **Controle da poluição da água pelas atividades agrícolas**. Tradução de H.R Gheyi, F.A.V. Damaceno, J. T. de BRITO. Campina Grande: UFPB, 2001 92 p. (Estudo FAO: Irrigação e Drenagem, 55).

PANG, X.P.; LETEY, J. Development and evaluation of ENVIRO-GRO, an integrated water, salinity, and nitrogen model. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 62, p. 1418-1427, 1998.

PASTUSZKA, T.; KRZYSZCZAK, J.; SLAWINSKI, C.; LAMORSKI, K. Effect of Time-Domain Reflectometry probe location on soil moisture measurement during wetting and drying processes. **Measurements**, Dordrecht, v. 49, p. 182-186, 2014.

PEGORARE, A.B.; FEDATTO, E.; PEREIRA, S.B; SOUZA, L.C.F; RIETZ, C.R. Irrigação Suplementar no ciclo de milho “safrinha” sob plantio direto. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 13, n. 3, 2009.

PINHO, R. E. C.; MIRANDA, J. H. Avaliação do modelo hydrus-1d na simulação do transporte de água e potássio em colunas preenchidas com solos tropicais. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 34, p. 899-911, 2014.

PONCIANO, M. P.; MIRANDA, J. H.; SANTOS, M. A.; JONG VAN LIER, GRAH, V. F. An empiric model for predicting soil daily evaporations: soil and atmospheric variables. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, Fortaleza, v. 9, n. 4, p. 201-211, 2015.

PONCIANO, I.M. **Aplicação da reflectometria no domínio do tempo (TDR) na estimativa da condutividade elétrica da solução do solo e da concentração de nitrato, potássio e cloreto em coluna de solo não saturado**. 2012, 113 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2012.

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

RAGAB, R. A holistic generic integrated approach for irrigation, crop and field management: the SALTMED model. **Environmental Model Software**, Amsterdam, v. 17, p. 345-361, 2002.

RHOADS, J.D.; RAATS, P.A.C.; PRATHER, R.J. Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 40, p. 651-655, 1976.

RICHARDS, L.A. The Usefulness of Capillary Potential to Soil Moisture and Plant Investigators. **Journal of Agriculture Research**, Beltimore, v. 37, p. 719-742, 1928.

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

ROCHA, M.G.; FARIA, L.N.; CASAROLI, D.; DE JONG VAN LIER, Q. avaliação de modelo de extração da água do solo por sistemas radiculares divididos entre camadas de solo com propriedades hidráulicas distintas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, p. 1017-1028, 2010.

ROOSE, T.; FOWLER, A.C. A mathematical model for water and nutrient uptake by plant root systems. **Journal of Theoretical Biology**, Amsterdam, v. 228, p. 173-184, 2004.

ROLIM, G.;S.; CAMARGO, M.B.P.; LANIA, D.G.; MORAES, J.F.L. classificação climática de köppen e de thornthwaite e sua aplicabilidade na determinação de zonas agroclimáticas para o estado de são paulo. **Bragantia**, Campinas, v. 66, p. 711-720, 2007.

RUIZ, H.A.; FERREIRA, P.A.; ROCHA, G.C.; BORGES, J.C.F. Física do solo. In: DE JONG VAN LIER, Q. **Transporte de solutos no solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 213-240.

SANTANA, G.S.; COELHO, E.F.; SILVA, T.S.M.; RAMOS, M.M. Relação entre potássio na solução do solo, umidade e condutividade elétrica aparente do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 2, p. 142-151, 2007.

SANTOS, B.R.; BACALHAU, F.R.; PEREIRA, T.S.; SOUZA, C.F.; FAEZ, R. Chitosan-Montmorillonite microspheres: A sustainable fertilizer delivery system. **Carbohydrate Polymers**, Amsterdam, v. 127, p. 340-346, 2015.

SANTOS, M.R.; MARTINEZ, M.A.; MATOS, A.T.; OLIVEIRA, R.A.; ZONTA, J.H. Uso da reflectometria no domínio do tempo para avaliar a distribuição de nitrato em colunas de solo fertirrigados. **Revista Ambiente e Água**, Taubaté, v. 4, n. 3, p. 67-81, 2009.

SCHELLE, H.; DRUNER, W.; IDEN, S.C.; FANK, J. Simultaneous estimation of soil hydraulic and root distribution parameters from lysimeter data by inverse data by inverse modeling. **Procedia Environmental Science**, Madison, v. 19, p.564-573, 2013.

SCHOUPS, G.; HOPMANS, J.W. Analytical model for vadose zone solute transport with root water and solute uptake. **Vadose Zone Journal**, Madison, v.1, p. 158-171, 2002.

SHAFIEI, M., GHAHRAMAN, B., SAGHAFIAN, B., DAVARY, K., PANDE, S., VAZIFEDOUST, M. Uncertainty assessment of the agro-hydrological SWAP model application at field scale: A case study in dry region. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 146, p.324-334, 2014.

SILVA, J. P.; COELHO, E. F. Water percolation estimated with time domain reflectometry (tdr) in drainage lysimeters. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 920-927, 2013.

SILVA, T.S.M.; COELHO, E.F.; PAZ, V.P.S.; VELLAME, L.M.; SANTANA, G.S. Teor de potássio na solução do solo com uso da técnica de reflectometria no domínio do tempo. **Irriga**, Botucatu, v. 10, n. 4, p. 393-402, Nov/dez. 2005.

SILVA, R.H.; ROSOLEM, C.H.; WONG, J. Liberação de cálcio e magnésio por cápsulas porosas de porcelana usadas na extração de solução do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, p.605-610, 2004

ŠIMUNEK, J.; JACQUES, D.; LANGERGRABER, G.; BRADFORD, S.A.; ŠEJNAA, M.; VAN GENUCHTEN, M.TH. Numerical Modeling of Contaminant Transport Using HYDRUS and its Specialized Modules. **Journal of the Indian Institute of Science**, Bangalore, v. 93, p. 265-284, 2013.

ŠIMUNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M.T.; SEJNA, 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 Research Reports, 2005. 240 p.

ŠIMUNEK, J.; BRADFORD, S.A. Vadose zone modeling: introduction and importance. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 7, p. 581-586, 2008.

ŠIMUNEK, J.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SCHAAP, M.; VANDERVAERE, J.P.; van GENUCHTEN, M.Th. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension disc infiltrometer data. **Geoderma**, Amsterdam, v. 86, p. 61-81, 1998.

ŠIMUNEK, J.; SEJNA, M.; SAITO, H.; SAKAI, M.; van GENUCHTEN, M.Th. **The Hydrus-1D Software Package for Simulating the one-dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variable-Saturated**. Media Version 4.0. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, California, 2008b.

ŠIMUNEK, J.; SUAREZ, D.L.; ŠEJNA, M. 1996. **The UNSATCHEM software package for simulating one-dimensional variably saturated water flow, heat transport, carbon dioxide production and transport, and multicomponent solute transport with major ion equilibrium and kinetic chemistry**. Riverside: Agriculture Research Service, 1996. p. 186.

SINGH, R.; REN, L.; KANG, S. Simulation of soil water in space and time using an agro-hydrological model and remote sensing techniques. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 82, p. 253-278, 2010.

SONG, X.; ZHANG, J.; ZHAN, C.; XUAN, Y.; YE, M.; XU, C. Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 523, p. 739-757, 2015.

SOUZA, C. F. ; FOLEGATTI, M. V. Spatial and temporal characterization of water and solute distribution patterns. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 67, p. 9-15, 2010.

SOUZA, C.F.; MATSURA, E.E.; FOLEGATTI, M.V.; COELHO, F.C.; OR, D. Sondas de TDR para a estimativa da umidade e da condutividade elétrica do solo. **Irriga**, Botucatu, v. 11, n. 1, p.12-25, 2006.

SNOW, V.O.; CLOTHIER, B.E.; SCOTTER, D.R.; WHITE, R.E. Solute Transport in a layered soil: experiments and modeling using the convection-dispersion approach. **Journal of Contaminant Hydrology**, Madison, v. 16, p. 339-358, 1994.

- STEUDLE, E.; PETERSON, A. How does water get through roots. **Journal of Experimental Botany**, Baltimore, v. 49, n. 322, p. 775-788, may, 1998.
- SUBBAIAH, R.; MASHRU, H.H. Modeling for predicting soil wetting radius under point source surface trickle irrigation. **Agricultural Engineering International**, Amsterdam, v. 15, p. 1-10, 2013.
- TAN, X., SHAO, D., LIU, H. Simulating soil water regime in lowland paddy fields under different water managements using HYDRUS-1D. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 132, p. 69-78, 2014.
- TAYLOR, S. A.; ASHCROFT G. M. **Physical Edaphology**. San Francisco: Freeman, 1972. 533 p.
- TURNER, N.C.; SCHULZE, E.D.; GOLLAN, T. The responses of stomata and leaf gas exchange to vapor pressure deficits and soil water content. **Oecologia**, Berlin, v. 63, p. 228-242, 1984.
- TYERMAN, S.D.; SKERRETT, M. Root ion channels and salinity. **Scientia Horticulturae**, London, v. 78, p. 175–325, 1999.
- VANCLOOSTER, M.; MALLANTS, J.; DIELS, J.; FEYEN, J. Determining local-scale solute transport parameters using time domain reflectometry (TDR). **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 148, p. 93-107, 1993.
- VAN DEN BERG, M., DRIESSEN, P.M., RABBINGE, R., 2002. Water uptake in crop growthmodels for land use systems analysis: II. Comparison of three simple approaches. **Ecological Modelling**, Madison, v. 148, 233–250, 2002.
- 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, Sept., 1980.
- VAN SCHAİK, J.C.; KEMPER, W.D.; OLSEN, S.R. Contribution of adsorbed cations to diffusion in clay water systems. **Soil Science of America Proceedings**, Washington, v.30, p. 17-22, 1966.
- VERMA, A. K.; GUPTAB, S. K.; ISAAC, R. K. Use of saline water for irrigation in monsoon climate and deep water table regions: Simulation modeling with SWAP. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 115, p. 186-193, 2012.
- WALKER, A. A simulation model for prediction of herbicide persistence. **Journal of Environmental Quality**. London, v. 3, p. 396-401, 1974.
- WANG, Q.;HUOA, Z.; ZHANGD, L.; WANG, C. J.; ZHAOC, Y. Impact of saline water irrigation on water use efficiency and soil salt accumulation for spring maize in arid regions of China. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 163, p. 125-138, 2016.

WANG, W.; WATANABE, E.; KOBAYASHI, T.; CHO, H.; HE, W.; MOHRI, N. A method for measuring soil solution electrical conductivity in the field using TDR. J. **Japan Society of Hydrology e Water Resources**, Tokyo, v. 18, p. 55-63, 2005.

WELTER, D.E.; DOHERTY J.E.; MUFFELS, C.T.; TONKIN, M.J.; HUNT, R.J.; SCHREUDER, W.A.; KARANOVIC. 2011. **Lowering the barriers of entry to inverse modeling: PEST++**. Colorado: Colorado School of Mines, 2011. 786 p.

WESSELING, J. G.; ELBERS, J. A.; KABAT, P.; VAN DEN BROEK, B. J. **SWATRE: instructions for input, Internal Note**. Wageningen: Winand Staring Centre, 1991. 34 p.

WIERENGA, P.; HILLS, R.; HUDSON, D. The Las Cruces Trench Site: characterization, experimental results, and one-dimensional flow predictions. **Water Resources Research**. Washington, v. 27, ap. 2695–2705, 1991.

WILLMOTT, C.J. On the validation of models. **Physical Geography**, Madison, v. 2, p. 184–194, 1981.

WOLFE, N.L.; MINGELGRIN, U.; MILLER, G.C. Abiotic transformations in water, sediments and soil. In: CHENG, H.H, **Pesticides in the soil environment: processes, impacts and modeling**, SSA Book Series no. 2, Madison, Wisconsin, USA, 1990. 265 p.

WU, Y.; LIU, T.; PAREDES, P.; DUANA, L.; PEREIRA, L.S. Water use by a groundwater dependent maize in a semi-arid region of Inner Mongolia: Evapotranspiration partitioning and capillary rise. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 152, p. 222-232, 2015a.

WU, M.; TAN, X.; HUANG, J.; WU, J.; Jansson, P. Solute and water effects on soil freezing characteristics based on laboratory experiments. **Cold Regions Science and Technology**, Washington, v. 115, p. 22-29, 2015b.

YAO, R.; YANG, J.; WU, D.; LI, F.; GAO, P.; WANG, X. Evaluation of pedotransfer functions for estimating saturated hydraulic conductivity in coastal salt-affected mud farmland. **Journal of soils Sediments**, Amsterdam, v.15, p. 902-916, 2015.

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. 180, p. 15-30, 2007.

ZHAO, N.; LIU, Y.; CAI, J.; PAREDES, P.; ROSA, P.; R.D.; PEREIRA, L.S. Dual crop coefficient modelling applied to the winter wheat–summer maize crop sequence in North China Plain: Basal crop coefficients and soil evaporation component. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 117, p. 93-105, 2013.

ZHEN, Q.; MA, W.; LI, M.; HE, H.; ZHANG, X.; WANG, Y. Effects of vegetation and physicochemical properties on solute transport in reclaimed soil at an opencast coalmine site on the Loess Plateau, China. **Catena**, Amsterdam, v. 133, p. 403-411, 2015.

ZHU, X.; ZUO, Q.; SHI, J. Analyzing soil soluble phosphorus transport with root-phosphorus-uptake applying an inverse method. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 97, p. 291-299, 2010.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

BALBINOT, A.; BRUSAMARELLO, V.J. **Instrumentação e fundamentos de medidas**. 2º ed. Rio de Janeiro: LTC, 2010. 385 p.

DUARTE, S.N.; SILVA, E.F.F.; MIRANDA, J.H.; MEDEIROS, J.F.; COSTA, R. N. T.; GHEYI, H. R. 2015. **Fundamentos de drenagem agrícola**. Campina Grande: Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Salinidade (INCT Sal). 356 p.

GHEYI, H.R.; DIAS, N.S.; LACERDA, C.F.L. **Manejo da salinidade na agricultura: Estudos básicos e aplicados**. Campina Grande: Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Salinidade, 2010. 472 p.

JIRKU, V.; KODESOVÁ, R.; NIKODEM, A.; MÜHLHANSELOVÁ, M.; ZIGOVA, A. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. **Geoderma**, Amsterdam, v. 204, p. 43-58, 2013.

TORRES, F.T.P.; MACHADO, P.J.O.. **Introdução à climatologia**. São Paulo: Cengage Learning, 2011. 256 p.

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