



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

BRUNO E SILVA URSULINO

DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO EM BACIA REPRESENTATIVA NO
NORDESTE BRASILEIRO: EXPERIMENTAÇÃO E MODELAGEM

RECIFE
2017

BRUNO E SILVA URSULINO

**DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO EM BACIA REPRESENTATIVA NO
NORDESTE BRASILEIRO: EXPERIMENTAÇÃO E MODELAGEM**

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Civil.

Área de concentração: Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Orientadora: Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro.

Coorientador: Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho.

**RECIFE
2017**

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

U82d Ursulino, Bruno e Silva.
Dinâmica da umidade do solo em bacia representativa no nordeste brasileiro: experimentação e modelagem / Bruno e Silva Ursulino. – 2017.
102 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientadora: Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro.
Coorientador: Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, 2017.
Inclui Referências.

1. Engenharia civil. 2. Parâmetros hidrodinâmicos. 3. TDR. 4. Variabilidade temporal. 5. Hydrus-1D. I. Montenegro, Suzana Maria Gico Lima. (Orientadora). II. Coutinho, Artur Paiva. (Coorientador). III. Título.

UFPE

624 CDD (22. ed.)

BCTG/2017-380



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

A comissão examinadora da Defesa de Dissertação de Mestrado

**DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO EM BACIA
REPRESENTATIVA NO NORDESTE BRASILEIRO:
EXPERIMENTAÇÃO E MODELAGEM**

defendida por

Bruno e Silva Ursulino

Considera o candidato APROVADO

Recife, 30 de agosto de 2017

Prof.^a Dr.^a Suzana Maria Gico Lima Montenegro – Orientadora – UFPE
Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho – Coorientador – UFPE

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a Suzana Maria Gico Lima Montenegro – UFPE
(orientadora)

Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida – UFPB
(examinador externo)

Prof.^a Dr.^a Sylvana Melo dos Santos – UFPE
(examinadora interna)

AGRADECIMENTOS

A Deus, que me concedeu o dom da vida e me abençoa diariamente.

Ao meu pai José Neudo (*in memorian*) e a minha mãe Maria Marlir, sempre presente na minha vida, me motivando nas horas mais difíceis.

A toda a minha família, que mesmo distante, torcem pelo meu sucesso.

À minha orientadora, Professora Suzana Montenegro, pela orientação e conhecimento repassado ao longo do período da elaboração deste trabalho.

Ao meu coorientador, Professor Artur Coutinho, pela grandiosa ajuda, cobrança e paciência em todos os momentos deste trabalho.

Aos Professores Sylvana Melo dos Santos e Cristiano das Neves Almeida por aceitarem o convite para participação como membros de avaliação deste trabalho.

A Professora Leidjane Oliveira, pelas palavras de incentivo, ensinamentos e apoio.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação, pelo apoio e conhecimento transmitido ao longo deste período.

Ao meu amigo Thomaz de Aquino, pelo apoio.

Aos colegas e amigos do Grupo de Recursos Hídricos (GRH): Ana, Larissa, Edinilson, Jussara, Marcelo, Tays e Thais, Nélia, Paulo, Gabi, Claudinha, Nadielan, Jonatas, Diego, Albert e Tássia.

Aos colegas do laboratório de Física do Solo, obrigado pela grande ajuda.

A CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

A todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram pra a obtenção do título de mestre.

RESUMO

O conhecimento da dinâmica da umidade do solo e a sua relação com as variáveis hidrológicas, em especial a precipitação e a evapotranspiração, é fundamental para a compreensão dos processos hidrológicos, auxiliando no gerenciamento dos recursos hídricos. Nesse contexto, o presente trabalho visa avaliar a dinâmica da umidade do solo na bacia hidrográfica do rio Tapacurá, localizada entre o Agreste e a Zona da Mata do Estado de Pernambuco. O estudo contemplou as etapas de monitoramento da umidade do solo, caracterização física e hidrodinâmica do solo, calibração de sensores TDR e modelagem da dinâmica da umidade do solo em três estações na bacia (EP1, EP2 e EM), durante os anos de 2015 e 2016. Como resultados, observou-se que os solos, pertencentes à classe Argissolo Vermelho-Amarelo, apresentam textura franco-arenosa e franco-argilo-arenosa e variabilidade entre as propriedades hidrodinâmicas, determinadas pela metodologia Beerkan. A calibração das sondas TDR demonstrou que a relação entre a resposta do sensor e o conteúdo volumétrico de água no solo foi melhor ajustada por modelos quadráticos. A dinâmica temporal da umidade do solo apresentou comportamento fortemente associado à precipitação, com os maiores picos observados no mês de julho de 2015, alcançando valores de 0,32; 0,33 e 0,30 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ na EP1, EP2 e EM, respectivamente. Logo após o período chuvoso, a umidade apresenta uma depleção tendendo a estabilizar ao alcançar valores próximos a 0,20 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ nas EP1 e EP2, e entre 0,10 e 0,15 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ na EM. A maior variabilidade da umidade do solo foi observada nos meses onde ocorre a transição de períodos (seco/chuvoso) e nos meses mais úmidos de 2016. O modelo Hydrus-1D conseguiu representar de forma satisfatória a dinâmica temporal do conteúdo de água no solo ao longo do período experimental nas três estações. A eficiência do modelo variou de 72 a 93%, com índice de concordância superior a 90% e RSME máximo de 1,6%.

Palavras-chave: Parâmetros hidrodinâmicos. TDR. Variabilidade temporal. Hydrus-1D.

ABSTRACT

Knowledge of soil moisture dynamics and its relationship with hydrological variables, especially precipitation and evapotranspiration, is fundamental for an understanding of hydrological processes, helping without water resources management. In this context, the present work aims to evaluate the soil moisture dynamics in the Tapacura river basin, located between the Agreste and the Zona da Mata of the Pernambuco State. The study included soil moisture monitoring, soil physical and hydrodynamic characterization, TDR sensor calibration and soil moisture dynamics modeling at three stations (EP1, EP2 and EM) during the years 2015 and 2016. As a result, it was observed that the soils, belonging to class Acrisols, have a sandy-loam and sandy-clay-loam texture and variability between the hydrodynamic properties, determined by the Beerkan methodology. The TDR probes calibration showed that the relationship between the sensor response and the volumetric water content in the soil was better adjusted by quadratic models. The temporal dynamics of soil moisture presented a behavior strongly associated to precipitation, with the highest peaks observed in July 2015, reaching values of 0.32; 0.33 and 0.30 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ in EP1, EP2 and EM, respectively. Immediately after the rainy period, the soil moisture presents a depletion tending to stabilize reaching values close to 0.20 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ in EP1 and EP2, and between 0.10 and 0.15 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ in EM. The highest soil moisture variability was observed in the months of transition (dry/wet) and in the wetter months of 2016. The Hydrus-1D model was able to satisfactorily represent the temporal dynamics of soil water content over the experimental period in the three stations. The efficiency of the model ranged from 72 to 93%, with a concordance index of over 90% and a maximum RSME of 1.6%.

Keywords: Hydrodynamic parameters. TDR. Temporal variability. Hydrus-1D.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização da Bacia do Rio Tapacurá. Fonte: Santos (2015).	31
Figura 2 - Distribuição geográfica das classes de solo e localização das estações de monitoramento na bacia do rio Tapacurá. Fonte: Adaptado de Embrapa (1999).	33
Figura 3 - Estação meteorológica (EM) no município de Vitória de Santo Antão (A); disposição do sensor FDR de umidade do solo (B).	34
Figura 4 - Sonda de capacitância PR2/4 (A); esquema de funcionamento da sonda (B) (Fotos: http://www.delta-t.co.uk).	35
Figura 5 - Sensor de umidade do solo CS616 e localização da estação EP1 (A); localização da estação EP2 (B).	37
Figura 6 - Perfil do solo após coleta deformada (30 cm) (A); coleta de amostra indeformada (B); anel cilíndrico com as amostras indeformadas (C).	38
Figura 7 - Ensaio de granulometria do solo. Sedimentação (A) e peneiramento (B).	39
Figura 8 - Teste de infiltração tridimensional com infiltrômetro de anel simples.	40
Figura 9 - Equipamentos utilizados para calibração do sensor TDR: balança eletrônica (A); coluna de PVC com o solo e o sensor de umidade (B) e computador para acompanhamento da leitura do sensor (C).	49
Figura 10: Função da resposta do estresse de água em função do potencial matricial do solo para baixa e alta transpiração potencial, $T_p = 1 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $T_p = 5 \text{ mm.dia}^{-1}$, respectivamente. Adaptado de Šimůnek e Hopmans (2009).	53
Figura 11 - Distribuição da precipitação total mensal na Bacia do rio Tapacurá e médias mensais históricas (1970-2000) em 2015 (A) e 2016 (B).	57
Figura 12 - Variação temporal da evapotranspiração de referência – ETo (mm dia^{-1}) e da precipitação diária (mm) na estação EM no ano de 2015 (A) e 2016 (B).	58
Figura 13 – Diagrama das classes texturais dos solos das estações de monitoramento.	59
Figura 14 - Curvas de infiltração acumulada em função do tempo nos solos das estações de monitoramento.	61
Figura 15 - Curvas de retenção médias para os solos das estações de monitoramento ajustadas de acordo com o modelo van Genuchten e Mualem.	65
Figura 16 - Curvas de condutividade hidráulica média para os solos das estações de monitoramento.	66
Figura 17 - Distribuição dos dados da curva de calibração dos sensores TDR na estação EP1 (A) e EP2 (B).	68
Figura 18 - Distribuição temporal da umidade do solo e da precipitação nas estações EP1 (A), EP2 (B) e EM (C) durante o período de 2015 e 2016.	71
Figura 19 - Variabilidade mensal da umidade do solo nas estações EP1 (A), EP2 (B) e EM (C) durante o período de 2015 e 2016. Valores de média, mediana (marcas centrais), mínimo, máximo, quartis inferiores e superiores e <i>outliers</i>	73

Figura 20 - Evolução da umidade do solo calculada a partir da variação do IAF.....	76
Figura 21 - Evolução da umidade do solo calculada a partir da variação de α (A), n (B) e K_s (C).	77
Figura 22 - Erro padrão da simulação da umidade do solo em função da variação dos parâmetros hidráulicos do solo (K_s , n e α).	78
Figura 23 - Evaporação potencial (E_p) e transpiração potencial (T_p) diária no período de 2015 a 2016 na EM.....	79
Figura 24 - Comparação entre os valores de umidade do solo medidos e simulados através dos parâmetros hidráulicos estimados pela metodologia Beerkan, para os anos de 2015 e 2016, nas estações de monitoramento EP1 (A), EP2 (B) e EM (C).	80
Figura 25 - Valores da umidade do solo medidos e simulados para o ano de 2016 nas estações de monitoramento EP1 (A), EP2 (B) e EM (C).	84
Figura 26 - Regressão linear entre os valores de umidade medidos e simulados para o ano de 2016 nas estações de monitoramento EP1 (A), EP2 (B) e EM (C).	86
Figura 27 - Divisão dos períodos da estimativa da Evapotranspiração real (E_{Tr}) do feijão caupi com os dados de entrada no modelo: precipitação, umidade do solo inicial (θ_0) e Evapotranspiração potencial da cultura (E_{Tc}); e comparação entre a Evapotranspiração potencial e real acumulada da cultura.	88

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tipos de solos existentes na bacia do rio Tapacurá.....	32
Tabela 2 - Valores do potencial de extração de água pela raiz para a cultura do feijão caupi. Adaptado de Alves (2009).	54
Tabela 3 - Fases fenológicas e valores do coeficiente de cultura (K_c) utilizadas na simulação. Adaptado de Lima (2004) e Alves (2009).....	55
Tabela 4 - Dados de entrada utilizados na análise de sensibilidade do modelo Hydrus-1D.	56
Tabela 5 - Atributos físicos das camadas de solo das estações de monitoramento.	60
Tabela 6 - Estatística dos parâmetros de forma das relações $\theta(h)$ e $K(\theta)$	62
Tabela 7 - Estatística dos parâmetros de normalização S , K_s , θ_0 , θ_s e h_g e das escalas características λ_m e $C\lambda_m$ do solo.	64
Tabela 8 - Parâmetros hidráulicos ajustados para a condição de Mualen (1976) pelo modelo RETC.....	65
Tabela 9 - Avaliação dos modelos de estimativa da umidade volumétrica dos solos em estudo, coeficiente de determinação (R^2), índice de concordância (d), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de confiança dos modelos (c).....	67
Tabela 10 - Resumo estatístico da umidade do solo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) nas estações de monitoramento da bacia do rio Tapacurá em 2015.	74
Tabela 11 - Resumo estatístico da umidade do solo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) nas estações de monitoramento da bacia do rio Tapacurá em 2016.	75
Tabela 12 – Parâmetros hidráulicos obtidos pelo <i>Rosetta</i> para as diferentes camadas de solo das estações de monitoramento.....	81
Tabela 13 - Parâmetros hidráulicos do solo estimados e calibrados por meio da solução inversa para as estações de monitoramento.	82
Tabela 14 - Análise estatística de desempenho do modelo Hydrus-1D.	87

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Dimensão
γ	Coeficiente psicrométrico	$[M.L^{-1}.T^{-2}.\theta^{-1}]$
c	Índice de concordância do modelo	Adimensional
$C\lambda_m$	Número de poros por m^2	$[L^{-2}]$
D	Diâmetro efetivo de uma partícula de solo	$[L]$
d	Índice de concordância de Willmott	Adimensional
D_g	Parâmetro de escala do tamanho das partículas	$[L]$
e_a	Pressão de vapor real	$[M.L^{-1}.T^{-2}]$
e_s	Pressão de saturação de vapor	$[M.L^{-1}.T^{-2}]$
ET_c	Evapotranspiração da cultura	$[L.T^{-1}]$
ET_o	Evapotranspiração de referência	$[L.T^{-1}]$
ET_r	Evapotranspiração real	$[L.T^{-1}]$
$F(D)$	Distribuição dos tamanhos das partículas	
G	Fluxo de calor no solo	$[M.T^{-3}]$
g	Aceleração da gravidade	$[L.T^{-2}]$
H	Potencial total	$[L]$
h	Potencial matricial	$[L]$
h_g	Parâmetro de normalização	$[L]$
IAF	Índice de área foliar	$[L^2.L^{-2}]$
$K(\theta)$	Condutividade hidráulica não saturada	$[L.T^{-1}]$
K_a	Constante dielétrica do solo	Adimensional
K_c	Coeficiente da cultura	Adimensional
K_s	Condutividade hidráulica saturada	$[L.T^{-1}]$
l	Parâmetros da tortuosidade	Adimensional
L_r	Profundidade máxima do sistema radicular	Adimensional
m	Parâmetros de forma da curva de retenção	Adimensional
M	Parâmetro de formas da curva de $F(D)$	Adimensional
m_a	Massa de água no solo	$[M]$
m_s	Massa do solo seco	$[M]$
MSS	Massa do solo seco	$[M]$
MSU	Massa do solo úmido	$[M]$
n	Parâmetros de forma da curva de retenção	Adimensional
N	Parâmetro de formas da curva de $F(D)$	Adimensional

p_m	Índice de forma do meio	Adimensional
q	Densidade de fluxo de água no solo	$[L.T^{-1}]$
r	Coeficiente de correlação	Adimensional
R^2	Coeficiente de determinação	Adimensional
R_n	Saldo de radiação	$[M.T^{-3}]$
S	Termo de extração de água pelo sistema radicular	$[L^3.L^{-3}.T^{-1}]$
S	Sorvidade do solo	$[L.T^{-0,5}]$
S_e	Saturação efetiva	Adimensional
t	Tempo	$[T]$
t	Tempo de trânsito	$[T]$
T_p	Transpiração potencial	$[L.T^{-1}]$
U_2	Umidade do vento a 2,0 m de altura	$[L.T^{-1}]$
V	Voltagem	
V_a	Volume de água no solo	$[L^3]$
V_T	Volume total do solo	$[L^3]$
z	Coordenada espacial vertical	$[L]$
α	Parâmetro de normalização	$[L^{-1}]$
Δ	Declividade da curva de saturação	$[M.L^{-1}.T^{-2}.\theta^{-1}]$
δ	Parâmetro de forma da difusividade	Adimensional
η	Parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica	Adimensional
θ_g	Umidade gravimétrica	$[M.M^{-1}]$
θ_r	Umidade volumétrica residual	$[L^3.L^{-3}]$
θ_s	Umidade volumétrica saturada	$[L^3.L^{-3}]$
θ_v	Umidade volumétrica	$[L^3.L^{-3}]$
λ_c	Escala de comprimento capilar	$[L]$
λ_m	Raio característico de poros	$[L]$
μ	Viscosidade dinâmica da água	$[M.L^{-1}.T^{-1}]$
ρ_a	Massa específica da água	$[M.L^{-3}]$
ρ_p	Massa específica das partículas do solo	$[M.L^{-3}]$
ρ_s	Massa específica do solo	$[M.L^{-3}]$
ϕ	Porosidade total do solo	$[L^3.L^{-3}]$
E_p	Evaporação potencial	$[L.T^{-1}]$

SUMARIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	OBJETIVOS	17
2.1	Objetivo Geral.....	17
2.2	Objetivos Específicos	17
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA	18
3.1	Bacias experimentais e representativas	18
3.2	Água no solo	19
3.3	Fluxo de água na zona vadosa do solo.....	21
3.4	Métodos de determinação do conteúdo de água no solo.....	25
3.5	Modelos e modelagem do movimento da água no solo	27
3.6	O modelo HYDRUS-1D.....	28
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
4.1	Caracterização da área de estudo.....	31
4.2	Dados meteorológicos e umidade do solo na EM	34
4.3	Monitoramento da umidade do solo na EP1 e EP2	36
4.4	Caracterização do solo.....	38
4.4.1	Propriedades físicas	38
4.4.2	Propriedades hidrodinâmicas	39
4.4.3	Ensaio de infiltração	40
4.4.4	O método Beerkan.....	41
4.4.5	Determinação dos parâmetros de forma utilizados pelo BEST	42
4.4.6	Determinação dos parâmetros de normalização utilizados pelo BEST	43
4.4.8	Ajuste dos parâmetros da curva de retenção	47
4.5	Calibração das sondas TDR de umidade do solo	48
4.6	Considerações adotadas nas simulações utilizando o HYDRUS 1-D	50
4.7	Estimativa da ETr do feijão caupi com o Hydrus-1D	52
4.8	Análise de sensibilidade.....	55
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	57
5.1	Aspectos meteorológicos da área de estudo	57
5.2	Propriedades físicas e hidrodinâmicas dos solos.....	59
5.3	Curva de calibração dos sensores TDR	67
5.4	Dinâmica temporal da umidade do solo	69
6.5	Sensibilidade do modelo	76
6.6	Modelagem da dinâmica de umidade do solo através do Hydrus 1-D	79

6.6.1	Dados de entrada e simulação inicial da umidade do solo	79
6.6.2	Calibração e ajuste do modelo.....	82
6.6.3	Validação e avaliação de desempenho do modelo	83
6.7	ETr do feijão caupi com o Hydrus-1D.....	87
7	CONCLUSÕES	90
8	RECOMENDAÇÕES	91
	REFERÊNCIAS	92

1 INTRODUÇÃO

Em regiões semiáridas o conteúdo de água no solo é uma variável que desempenha um papel fundamental nos processos hidrológicos, ecológicos e meteorológicos, incluindo a evapotranspiração, infiltração e escoamento superficial e erosão, regulando os mecanismos de troca de água e de energia na interface solo-atmosfera (DALY e PORPORATO, 2005; TYAGI et al., 2011). O conhecimento da distribuição do teor de água no solo e sua ligação com a precipitação, percolação, evaporação e transpiração são essenciais para o entendimento do balanço hídrico em uma região (ROSSATO, 2002; SALDANHA et al., 2012) e para o gerenciamento adequado dos recursos hídricos. Compreender a variabilidade temporal da umidade do solo é essencial para prever os processos hidrológicos na superfície terrestre. Esta variável depende de fatores como a topografia, a textura do solo e a presença de vegetação em diferentes escalas espaço-temporais (LAKHANKAR et al., 2010).

Considerando a relevância do conhecimento da dinâmica da umidade, principalmente em áreas onde a disponibilidade de água no solo se torna restritiva, o monitoramento hídrico do solo adquire maior significância (ARAÚJO, AGUIAR e COSTA, 2001). Conforme Santos Neto (2015), o método de quantificação ideal da água no solo deve basear-se numa propriedade física dependente apenas do seu conteúdo, produzindo respostas diretas, rápidas e confiáveis. Vários são os métodos que foram criados para estimar a umidade do solo, podendo ser classificados como diretos ou indiretos.

Dentre os métodos indiretos, destacam-se a sonda de nêutrons e a reflectometria no domínio do tempo (TDR) ou de frequência (FDR). Segundo Coelho et al. (2006), a determinação pela técnica TDR é uma das mais exatas, e tem se difundido por ser um método não-destrutivo, pela sua exatidão e pela possibilidade de automação da coleta de dados. Além da rapidez, precisão e medições contínuas em longos períodos, não é nocivo ao operador durante sua utilização (como o caso da sonda de nêutrons que emite radioatividade) (ALFARO SOTO, KUMAYAMA e CHANG, 2007).

No entanto, a determinação da umidade do solo utilizando métodos diretos ou indiretos demanda tempo e trabalho, o que pode ser inviável sobre extensas áreas. Assim sendo, a não disponibilidade de dados de umidade do solo para o território brasileiro, com o nível de precisão e a extensão geográfica necessários para estudos em

escala regional, limita o entendimento da interação entre a umidade do solo e a atmosfera (ROSSATO, 2002).

A dinâmica da água em solos não saturados pode ser descrita por modelos matemáticos que relacionam as propriedades hidrodinâmicas do solo com as componentes do ciclo hidrológico, a partir das equações de transferência de água. Segundo Feltrin, Paiva e Paiva (2013), muitos modelos têm sido desenvolvidos com o objetivo de quantificar o movimento da água na zona vadosa do solo. Esses apresentam diferentes níveis de complexidade, variando desde modelos analíticos e semi-analíticos relativamente simples além de complexos modelos numéricos. Medeiros, Araújo e Bronstert (2009) apontam que a aplicação da modelagem hidrológica na zona não saturada não é tarefa simples, visto que os processos ocorrem de maneira não linear com a escala espacial e há escassez de banco de dados com séries longas e confiáveis. Vale ressaltar que as medições de campo são indispensáveis, uma vez que os modelos matemáticos necessitam de calibrações e validações locais (DA SILVA, 2015).

Em virtude da importância de estudos hidrológicos no Nordeste brasileiro e objetivando o desenvolvimento de pesquisas conjuntas, e mantendo atualizado o conhecimento científico e tecnológico, em 2001 foi criada a Rede de Hidrologia do Semiárido (REHISA), composta por pesquisadores das Universidades da Região Nordeste (UFPB, UFCG, UFAL, UFPE, UFRPE, UFRN, UFC / FUNCEME). Em seguida, criou-se o Projeto de Implantação de Bacias Experimentais do Semiárido (IBESA) e o Projeto Bacias Experimentais e Representativas do Semiárido (BEER) que, de forma integrada, desenvolveram atividades de pesquisa comuns, caracterizando as ações de grupos de pesquisadores através do engajamento com os propósitos do REHISA, implantando e desenvolvendo bacias experimentais e representativas na região do Nordeste brasileiro e aplicando metodologias unificadas.

Dentre as bacias hidrográficas contempladas com os projetos, está a bacia do rio Tapacurá, localizada no Estado de Pernambuco. Segundo Oliveira et al. (2014), a bacia tem fator preponderante na gestão dos recursos hídricos de Pernambuco, decorrente principalmente da construção da barragem do rio Tapacurá, que gera mais de 25% da água consumida na RMR e possibilita o controle de inundações. A mesma envolve os municípios de Vitória de Santo Antão, Pombos, São Lourenço da Mata, Gravatá,

Moreno e Chã Grande e apresenta multiplicidade de conflitos de uso da água, como o abastecimento público, irrigação, uso industrial e outros.

Deste modo, várias pesquisas têm sido realizadas na bacia do rio Tapacurá, em especial, referentes à variabilidade espacial de atributos físico-hídrico do solo (FURTUNATO et al., 2013), avaliação espaço-temporal da precipitação (SILVA et al., 2010), estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto (OLIVEIRA et al., 2014), estudo de processos hidrológicos (MOURA, 2013) e análise de perda de solos mediante previsão climática e modelos de erosão (SILVA, 2010). Todavia, ainda há escassez de pesquisas direcionadas à dinâmica da água no solo em regiões representativas na bacia, principalmente em culturas agrícolas fundamentais para o manejo adequado de sistemas de irrigação.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Analisar a dinâmica temporal da umidade do solo na bacia hidrográfica do rio Tapacurá, região localizada entre o Agreste e a Zona da Mata do Estado de Pernambuco.

2.2 Objetivos Específicos

- Caracterização hidrodinâmica dos solos de três estações de monitoramento localizadas na bacia do rio Tapacurá-PE.
- Desenvolver curvas de calibração para um sensor do tipo TDR de umidade do solo em dois locais distintos com solos da classe Argissolo Vermelho-Amarelo.
- Analisar a variabilidade temporal do conteúdo de água no solo nas três estações de monitoramento.
- Avaliar o desempenho do modelo hidrológico Hydrus-1D na simulação da dinâmica da umidade do solo, a partir de dados medidos em campo, em três diferentes locais da bacia do rio Tapacurá-PE.
- Verificar a aplicabilidade do modelo Hydrus-1D quanto a previsão da necessidade hídrica para o cultura do feijão caupi diante de diferentes cenários.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO DE LITERATURA

3.1 Bacias experimentais e representativas

Tucci (1997) define bacia hidrográfica como a área de captação natural da água da precipitação que faz convergir os escoamentos para um único ponto de saída, denominado exutório, sendo composta por um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos de água que confluem até resultar em um leito único no exutório. De acordo com Monte-Mor (2012), a bacia hidrográfica é um sistema dinâmico e complexo, composto de variáveis de estado inter-relacionadas por uma série de funções de transferências, e submetido a entradas para produzir saídas.

A complexidade ampliada do sistema hidrológico é hoje um desafio à criatividade de profissionais de diferentes ciências naturais, entre elas a hidrologia (TUCCI, 2005). Aliado à complexidade no entendimento dos processos hidrológicos, ainda existem, no Brasil, problemas com a falta de dados hidrológicos e climatológicos, principalmente em pequenas bacias. De acordo com Paiva e Paiva (2001), existem poucas bacias monitoradas com área menor que 500 km², sendo este monitoramento fundamental para a complementação de informações hidrológicas, além de sua natural vocação para o estudo detalhado dos processos físicos, químicos e biológicos atuantes no ciclo hidrológico. Além disso, Montenegro et al. (2015) defendem que as pesquisas em pequenas bacias são de grande importância para estudos interdisciplinares de mudanças climáticas e planejamento de uso e ocupação dos solos.

Nesse sentido, entram em cena as bacias experimentais, que são definidas como aquelas que visam, basicamente, o estudo do ciclo hidrológico e eventuais influências dos componentes desse ciclo no sistema (ARAÚJO, 2016). As bacias experimentais têm entre outras funções a de desempenhar o papel de um laboratório em campo, onde se busca caracterizar as relações entre solo, planta, água e atmosfera, assim como suas inter-relações (MORAES, 2007). Segundo Paiva e Paiva (2001) essas bacias possuem características físicas relativamente uniformes, com áreas de dezenas de quilômetros quadrados, onde são realizados estudos detalhados do ciclo hidrológico. Araújo (2016) destaca alguns dos principais objetivos das bacias experimentais, como a avaliação da influência de diferentes manejos de solo e vegetação na produção de erosão e ciclo hidrológico; calibração e validação de modelos de previsão hidrológica; treinamento de

estudantes e técnicos com aparelhos de medição hidrológica e climática e pesquisas detalhadas de processos físicos, químicos e biológicos do regime hídrico.

As bacias representativas são definidas por Toebe e Ouryvaev (1973) como bacias com capacidade de representar uma região hidrológica, ou seja, uma região em que a similaridade hidrológica é presumida. Ainda segundo os autores, o tamanho da bacia representativa depende das condições naturais e dos objetivos do estudo, encontrando-se entre 1 e 250 km² e raramente excedendo 1000 km². São bacias instrumentadas com aparelhos de observação e registro de fenômenos hidrológicos que representam bacias situadas em uma mesma região homogênea (PAIVA e PAIVA, 2001). São utilizadas para estudos, sem que haja alterações em suas propriedades, especialmente no solo e cobertura vegetal, que devem ser mantidos estáveis. Estudos nessas bacias têm como objetivo principal a obtenção de grandes séries históricas de dados hidrológicos, principalmente precipitação e vazão (ARAÚJO, 2016).

As bacias representativas permitem, ainda, avaliação detalhada dos processos físicos, químicos e biológicos que permeiam o ciclo hidrológico, além de possibilitarem a calibração de modelos hidrológicos para a simulação do comportamento da bacia, com previsão de cenários futuros que possibilitem, no presente, medidas de gestão e planejamento com vistas à preservação e manutenção dos recursos hídricos (ARAÚJO, 2016).

3.2 Água no solo

O termo solo pode ser definido, de acordo com Reichardt e Timm (2004), como a camada externa e agricultável da superfície terrestre originada da rocha que, por ação de processos físicos, químicos e biológicos de desintegração, decomposição e recombinação, se transformou em material poroso de características peculiares. Sob o ponto de vista físico, Klar (1984) define o solo como um sistema poroso constituído por partículas sólidas, líquidas e gasosas, e volumes de vazios, que podem ser ocupados pelo ar e pela água, sendo, portanto, um armazenador de água e nutrientes para as plantas.

De acordo com Arraes (2014), o estado hidráulico de um solo pode ser definido de acordo com duas propriedades: a quantidade de água armazenada nos poros do solo e a energia potencial da água. A quantidade ou conteúdo de água no solo, também

denominada de umidade do solo, é um elemento essencial para a compreensão de processos hidrológicos e climáticos, uma vez que influencia na geração do escoamento superficial, na evaporação da água no solo, na transpiração das plantas e em uma série de interações geográficas e pedogênicas (HEATHMAN et al., 2009; ÁVILA, MELLO e SILVA, 2010).

A umidade do solo varia com o tempo, aumentando com a chuva, ascensão capilar ou com a irrigação e diminuindo com a drenagem ou evapotranspiração (REICHARDT, 1987). Além disso, de acordo com Bernardo, Soares e Mantovani (2006), a determinação da umidade do solo é essencial para estudos de movimento e disponibilidade de água no solo para as plantas, erosão, manejo da irrigação e muitos outros processos.

O conteúdo de água no solo corresponde a uma relação entre massas ou entre volumes de uma dada amostra de solo, e normalmente pode ser expressa de duas maneiras (LIBARDI, 2005):

- Umidade à base de massa ou umidade gravimétrica (θ_g)

$$\theta_g = \frac{m_a}{m_s} \quad (1)$$

- Umidade à base de volume ou umidade volumétrica (θ_v)

$$\theta_v = \frac{V_a}{V_T} \quad (2)$$

os termos m_a e V_a , m_s e V_T representam, respectivamente, a massa e o volume de água no solo, a massa de solo seco e o volume total do solo. A umidade gravimétrica [g g^{-1}] e a umidade volumétrica [$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$] são grandezas adimensionais, mas suas unidades devem ser mantidas, já que ambas apresentam significados físicos diferentes (REICHARDT e TRIMM, 2004).

A umidade volumétrica (θ_v) no solo varia entre a umidade residual (θ_r) e a umidade saturada (θ_s), de forma que $\theta_r \leq \theta_v \leq \theta_s$. Sendo θ_r a água imóvel presa nas bolhas de ar ou nos agregados do solo devido à capilaridade, absorção molecular, forças de Van der Waals e ligações químicas, e θ_s representa o instante em que os poros estão completamente cheios de água (DE SMEDT e WIERENGA, 1984).

A energia potencial da água no solo, por sua vez, fornece a força motriz para o movimento da água, a qual se move a partir de pontos de maior energia potencial para pontos com menor energia potencial, em resposta ao gradiente potencial (LIBARDI, 2005).

De acordo com Monteiro (2007), o estado de energia da água no solo é composto por vários componentes (potenciais) relacionados à energia livre da água. Esses potenciais resultam de atrações mútuas entre a água e a matriz do solo, da presença de solutos na solução do solo, bem como a ação externa da pressão e da gravidade. Assim, o potencial total da água no solo pode ser, portanto, a soma das contribuições de vários potenciais (HILLEL, 1998).

Coutinho (2011) destaca que o potencial total de água no solo (H) pode ser expresso em unidade de energia por massa ($J\ kg^{-1}$), energia por volume ($J\ m^{-3}$) ou energia por unidade de peso ($J\ N^{-1}$). Conforme Arraes (2014), na maioria dos estudos de relações hídricas no solo o potencial é expresso por unidade de peso, levando a uma unidade de comprimento ($J\ N^{-1} = m$). Comumente, o potencial total, em termos de energia por unidade de peso, pode ser definido por:

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

onde h é denominado potencial de pressão (solo saturado) ou potencial matricial (solo não saturado) e z corresponde a altura em relação a algum nível de referência.

Conhecendo então os potenciais da água em diferentes pontos do solo, podemos determinar sua tendência de movimento (ALVES, 2009).

3.3 Fluxo de água na zona vadosa do solo

O movimento da água no solo pode ocorrer em situações saturadas, situações em que todos os poros do solo estão preenchidos com água, e em condições não saturadas, quando apenas parte dos seus poros estão preenchidos com ar. A quantificação do movimento da água no solo, tanto sob as condições de saturação como de não saturação, tem sido feita pelas chamadas equações de fluxo para regime estacionário e para regime transiente (LIBARDI, 2005).

Quem primeiro estabeleceu os fatores que determinam o movimento da água no solo foi o Engenheiro hidráulico Henry Darcy, em 1856. Após uma série de experimentos em colunas de areia, na vertical, sob condições saturadas chegou à equação denominada mundialmente como a lei de Darcy (MONTEIRO, 2007):

$$q = -K_s \frac{\Delta H}{\Delta z} \quad (4)$$

em que q é a densidade de fluxo [$L \ T^{-1}$]; K_s é a condutividade hidráulica do solo saturada [$L \ T^{-1}$]; e $\Delta H/\Delta z$ é o gradiente de potencial total da solução na direção vertical z .

A lei de Darcy escrita desta forma é válida para a quantificação do movimento da solução através de um meio poroso isotrópico, apenas para um arranjo experimental ou uma situação em que se tenha certeza que o fluxo de água no solo seja na direção vertical (direção z), que é o caso do experimento realizado por Darcy (LIBRADI, 2005).

Na condição de não saturação quando atua o potencial mátrico, além do potencial gravitacional, os processos de fluxo são mais difíceis de serem descritos quantitativamente, uma vez que podem promover mudanças no estado e quantidade de água durante o fluxo. O fluxo de água nessas condições é a situação mais comum do solo agrícola, podendo ser quantificado pela Lei de Buckingham, que descreve a densidade de fluxo num meio poroso não saturado (ARRAES, 2014). Desta forma, a equação de Darcy passa a ser chamada de equação de Darcy-Buckingham:

$$q = -K(\theta)\nabla H \quad (5)$$

em que $K(\theta)$ ou $K(h)$ é a condutividade hidráulica não saturada [$L \ T^{-1}$] que é função do conteúdo de umidade, θ [$L^3 \ L^{-3}$], ou em função do potencial mátrico, h [L].

Pelo princípio da conservação de massa de água contida em um determinado volume do solo, pode-se demonstrar de forma matematicamente simples uma equação muito importante, denominada equação da continuidade (ALVES, 2009):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \quad (6)$$

em que a densidade de fluxo (q) que entra no elemento de volume, por ser um vetor, pode ser decomposta nas três direções ortogonais x , y e z , onde θ representa a umidade volumétrica.

Richards (1931) combinou a equação da continuidade com a equação de Darcy-Buckingham, obtendo a equação diferencial que governa o movimento de água em solos não saturados, também conhecida como equação de Richards (ALVES, 2009; ARRAES, 2014), podendo ser escrita, para um fluxo vertical z , como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \right] \quad (7)$$

sendo $\partial \theta / \partial t$ a variação da quantidade de água com o tempo.

Para solucionar a equação geral do fluxo em meios porosos não saturados, aplicada a um problema específico, precisam ser conhecidas às relações entre umidade do solo e potencial matricial da água no solo $\theta(h)$, e entre condutividade hidráulica e potencial matricial ou a umidade volumétrica, $K(h)$ ou $K(\theta)$ (MONTEIRO, 2007).

A relação fundamental entre a umidade do solo (θ) e o potencial mátrico (h) é chamada de curva de retenção de água no solo. A curva de retenção é uma das mais importantes medidas da característica hidráulica do solo e é elementar na modelagem do fluxo da água (DE JONG VAN LIER, DOURADO NETO e METSELAAR, 2009). De acordo com Coutinho (2011), a curva de retenção de água no solo determina a quantidade de água que um solo consegue armazenar a um certo potencial matricial, sendo as duas variáveis, umidade volumétrica e potencial matricial, dependentes da textura, da estrutura das partículas do solo, da conectividade e do tamanho dos poros.

Dentre os métodos empíricos existentes para descrever a curva de retenção de água no solo, citam-se os modelos de Brooks e Corey (1964), Brutsaert (1966), Haverkamp e Vauclin (1979) e van Genuchten (1980). Destaca-se o método de van Genuchten por ser o mais conhecido e utilizado, que é dado por:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha|h|^n)]^m} \quad (8)$$

sendo θ_r o teor de umidade residual do solo [$L^3 L^{-3}$], θ_s o teor de água do solo na saturação [$L^3 L^{-3}$], h é a carga de pressão ou potencial matricial [L], e α , n e m são parâmetros de ajuste do modelo.

Silva et al. (2006) destacam que nesse modelo θ_s define a assíntota superior da curva, representando o conteúdo saturado de água no solo, enquanto θ_r define a assíntota inferior da curva, representando o conteúdo residual de água no solo, o parâmetro n é adimensional e traduz a forma da curva, já o α depende do potencial matricial de água no solo.

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

A condutividade hidráulica do solo não saturado tem o mesmo conceito físico da condutividade hidráulica do meio saturado, no que concerne à característica hidrodinâmica, expressando a maior ou menor facilidade de escoamento de água no meio poroso. Ela é uma função não-linear do conteúdo de água no solo, $K(\theta)$, ou do potencial matricial $K(h)$ (ANDRADE, BORGES JUNIOR e COUTO, 2008).

Nesse sentido, van Genuchten (1980) propôs a seguinte equação para a função da condutividade hidráulica do solo não saturado, com base nos parâmetros da curva de retenção:

$$K = K_s S_e^{0,5} \left[1 - \left(1 - S_e^{0,5/m} \right)^m \right]^2 \quad (9)$$

com $m = 1 - 1/n$, Mualem (1976).

Antonino et al. (2004) destacam que a curva de condutividade hidráulica, $K(\theta)$, e a curva de retenção de água no solo, $h(\theta)$, são os principais dados de entrada de modelos numéricos de simulações do fluxo de água e do transporte de contaminantes na zona saturada. Os autores ainda afirmam que essas curvas podem ser determinadas em campo ou em laboratório, sob condições iniciais e de controle restritivas, sendo que estes métodos são onerosos e consomem muito tempo, principalmente no de $K(\theta)$.

3.4 Métodos de determinação do conteúdo de água no solo

De acordo Lima et al. (2012), existem diferentes métodos, diretos e indiretos, para a determinação do conteúdo de água no solo e que podem ser empregados nas atividades de monitoramento desta propriedade. Dentre os métodos diretos, que envolvem, de alguma forma, a separação da matriz do solo e permite a leitura direta da água extraída, destaca-se o método gravimétrico, que é considerado o método-padrão para calibração dos métodos indiretos (SANTOS NETO, 2015; ARAÚJO, 2016). Já os métodos indiretos estimam a umidade do solo a partir de medição de outra propriedade que pode ser relacionada ao seu conteúdo de água em um dado momento (LIMA et al., 2012), como a constante dielétrica (ou permissividade dielétrica), condutividade elétrica, capacidade térmica, conteúdo de H ou susceptibilidade magnética (TOPP e FERRÉ, 2002).

Devido às dificuldades envolvidas na determinação pontual da umidade do solo pelos métodos diretos, os quais são destrutivos e não permitem a repetibilidade das medidas, geralmente utilizam-se métodos indiretos para esta finalidade (MIRANDA et al., 2007; SOUZA et al., 2016). Os métodos indiretos são os mais indicados nos estudos de monitoramento de água no solo, devido à praticidade, rapidez e possibilidade de repetição das medidas em um determinado ponto do perfil do solo (SILVA et al., 2008).

Dois métodos indiretos, baseados na constante dielétrica aparente do solo (K_a), têm se destacado nos últimos anos devido a sua precisão, segurança ao operador e rapidez na obtenção da estimativa do conteúdo de água no solo, sendo eles a Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR) e a Frequência no Domínio do Tempo (FDR), conhecido também como técnica por capacitância (SILVA et al., 2008; SOUZA et al., 2016).

A Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR) tem sido amplamente usada nas últimas décadas para o monitoramento da umidade superficial do solo, permitindo detalhada descrição desta variável ao longo do tempo. As medidas de TDR, do conteúdo de água no solo, são baseadas na forte correlação observada entre a constante dielétrica do solo e seu conteúdo volumétrico de água (GRECO e GUIDA, 2008).

A ideia básica da técnica é medir o tempo de deslocamento $t(\mu s)$ de uma sequência de pulsos que possuem harmonia na frequência de microondas em uma linha de transmissão (antena), composta de duas hastes de comprimento conhecida, introduzidas no solo. Quanto maior este tempo de deslocamento, maior a constante dielétrica relativa aparente do solo (TOMMASELLI e BACCHI, 2001).

Apesar de apresentar algumas vantagens, como a alta resolução temporal, rapidez e precisão na aquisição de dados, os sensores do tipo TDR possuem custo elevado e a sua utilização necessita de calibração de acordo com o tipo de solo. Topp, Davis e Annan (1980) apresentaram uma calibração universal (Equação 10) através da relação entre a umidade e a constante dielétrica aparente do solo, que poderia ser utilizada para uma ampla diversidade de solos, sendo praticamente independente do teor de sais, da textura e da densidade do mesmo.

$$\theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} K_a - 5,5 \cdot 10^{-4} K_a^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} K_a^3 \quad (10)$$

Entretanto, alguns pesquisadores (CICHOTA e LIER, 2002; TOMMASELLI e BACCHI, 2001; SANTOS, ZONTA e MARTINEZ, 2010, entre outros) defendem que a relação proposta por Topp, Davis e Annan (1980) não possui aplicabilidade universal, uma vez que alguns atributos do solo podem conferir erros às medições. Lima et al. (2012) destacam que, como qualquer tipo de equipamento destinado à determinação indireta de propriedades do solo, sua aplicação necessita de verificação da qualidade dos dados gerados e de comprovação do grau de fidelidade das medidas com a realidade que se pretende caracterizar.

Outro método indireto que vem se popularizando é a Reflectometria no Domínio da Frequência (FDR) ou capacitância, onde é criado um campo elétrico de alta frequência ao redor do sensor, partindo do tubo de acesso e penetrando pelo solo, em que as trocas de frequência do circuito é função das trocas de capacitância. Segundo Kunz, Ávila e Petry (2014), essa técnica tem sido amplamente difundida na pesquisa científica, em função de sua precisão, facilidade de acoplamento a um sistema de coleta de dados, rapidez e segurança ao operador.

Pereira et al. (2006) descrevem que, através desse método, a estimativa do conteúdo de água no solo ocorre por meio da mensuração da constante dielétrica calculada, e este valor é baseado no tempo de emissão/reflexão de um pulso eletromagnético, emitido por um gerador de pulsos presentes na sonda.

Em escala de bacia hidrográfica, vários trabalhos já comprovaram a eficiência de sensores FDR na mensuração do conteúdo de água no solo, em diferentes condições de cobertura e profundidades de monitoramento. Melo (2013) e Silva Junior (2015), avaliando os padrões de variação espaciais e temporais da umidade do solo em uma bacia experimental do semiárido pernambucano, detectaram boa precisão com a sonda portátil Diviner 2000®, da Sentek, em 18 pontos de monitoramento sob diferentes condições de cobertura vegetal, tipo de solo e profundidades amostrais. Heathman et al. (2012), também concluíram que a utilização de sondas FDR fixas ao solo, nas profundidades de 0,2 m a 0,5 m, foram eficientes na determinação da umidade volumétrica em uma bacia hidrográfica do estado da Indiana, Estados Unidos.

A mensuração da umidade do solo em campo apresenta-se como uma forma bastante precisa de estimativa desta variável, mas por um longo tempo e em grandes áreas se torna inviável diante do custo operacional envolvido na instalação de equipamentos, manutenção e mão de obra, visto que os equipamentos que medem a umidade do solo em campo de forma pontual atingem poucos metros quadrados (ARAÚJO, 2016).

3.5 Modelos e modelagem do movimento da água no solo

Nas últimas décadas observou-se considerável progresso na compreensão conceitual e na descrição matemática dos processos de fluxo de água e de transporte de soluto em zonas não saturadas (ALVES, 2009). Surgiu assim uma grande variedade de modelos analíticos e numéricos para prever os processos de transferência da água e solutos entre a superfície do solo e a toalha freática (GONÇALVES et al., 2007).

Esses modelos apresentam diferentes níveis de complexidade e dimensionalidade (1, 2 e 3 dimensões), e são baseados em soluções analíticas e semi-analíticas relativamente simples até complexas soluções numéricas (FELTRIN, PAIVA e PAIVA, 2013; ARRAES, 2014).

Os modelos de simulações mais populares utilizam a equação de Richards para o fluxo de água e a equação de convecção-dispersão para o transporte do soluto. As soluções destas equações clássicas são utilizadas para a análise das experiências específicas em laboratório ou em campo que envolve o fluxo de água ou transporte de solutos. Estes modelos são também ferramentas úteis para extrapolar informações de um número limitado de experiências de campo para diferentes solos, culturas e circunstâncias climáticas (ŠIMŮNEK et al., 2008).

Entre os muitos modelos numéricos desenvolvidos nas últimas décadas, se destacam o modelo SWAP (KROES et al., 2008), sendo um modelo eco-hidrológico que simula diferentes processos em uma dimensão no sistema solo-planta-atmosfera, e utiliza para solução da equação de Richards o método das diferenças finitas (VAN DAM e FEDDES, 2000). Outro modelo muito utilizado na escala unidimensional é o MACRO, proposto por Jarvis e Larsbo (2012), tratando-se de um modelo mecanicista unidimensional que usa o método das diferenças finitas para simular o movimento de água na condição de dupla porosidade. No Brasil, destacam-se os modelos propostos por Molina e Andrade (1993), Costa et al. (1999) e Corrêa (2001).

Conforme Arraes (2014), na escala unidimensional o modelo mais utilizado no mundo é o Hydrus-1D, que utiliza o método de elementos finitos para solução da equação de Richards. De acordo com Šimůnek et al. (2009), o modelo Hydrus-1D pode ser utilizado para analisar o movimento de água e solutos em meio não saturados, parcialmente saturados e/ou totalmente saturados, podendo a região ser composta de solos não uniformes.

3.6 O modelo HYDRUS-1D

O Hydrus-1D é um programa computacional que simula a dinâmica da água, o transporte de calor e de solutos em solos saturados e não saturados, cultivados ou não, em regime permanente ou transiente. O modelo resolve as equações de Richards baseado na discretização das equações diferenciais com o uso do método de elementos finitos, e inclui modelagem inversa para estimar os parâmetros hidráulicos e de transporte (ALVES, 2009; SANTOS, 2014).

A rotina para a dinâmica da água em um meio poroso unidimensional, isotérmico, parcialmente saturado é descrito por uma forma modificada da Equação de Richards (Equação 11), pelo qual não se considera os efeitos da fase gasosa e do gradiente térmico no fluxo da água.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S(h) \quad (11)$$

onde, h é o potencial mátrico da água no solo [L]; θ é a umidade volumétrica da água [$L^3 L^{-3}$]; t é o tempo [T]; x é a coordenada espacial [L]; S é o termo de extração de água [$L^3 L^{-3} T^{-1}$]; α é o ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical ($\alpha = 0^\circ$ para fluxo vertical, $\alpha = 90^\circ$ para fluxo horizontal, e $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ para fluxo inclinado).

De acordo com Alves (2009), a solução da Equação 11 é feita através do método de elementos finitos, sujeita às condições iniciais e de fronteira impostas, necessitando de informações sobre as propriedades hidráulicas do solo, como a curva de retenção e de condutividade hidráulica. O modelo utiliza a equação de van Genuchten-Mualen (van Genuchten, 1980) para determinar a relação entre condutividade hidráulica não saturada, a umidade volumétrica e o potencial mátrico do solo (DA SILVA, 2015).

Atualmente existem duas versões disponíveis do programa Hydrus. O Hydrus-1D (1998 a 2014) e o Hydrus-2D/3D, que é uma combinação do Hydrus-2D (1999 a 2007) e Hydrus-3D (2006 a 2007). O Hydrus-1D é gratuito e foi desenvolvido por Šimůnek et al. (1998) a princípio para estudos acadêmicos. Já o Hydrus-2D/3D é um produto comercial desenvolvido pela companhia PC-Progress. Os dois programas podem ser baixados diretamente no site da empresa (<http://www.pc-progress.com>) (SOUZA, 2015).

Diversos são os trabalhos realizados utilizando o programa Hydrus-1D por meio de diferentes tipos de problemas. No que se refere aos estudos da dinâmica da água no solo utilizando o HYDRUS-1D, destacam-se as pesquisas de Chen, Willgoose e Saco (2014), que investigaram a dinâmica da umidade do solo em duas bacias hidrográficas no rio Goulburn, na Austrália, obtendo bons resultados nas simulações por meio do modelo. Adicionalmente, Qu et al. (2014) utilizaram o HYDRUS-1D ao investigar a relação entre a variabilidade do conteúdo de água no solo e a variação dos parâmetros hidráulicos em uma bacia hidrográfica da Alemanha, e observaram que os resultados

simulados pelo modelo foram capazes de reproduzir com precisão o conteúdo de água no solo. Já no Brasil, Feltrin, Paiva e Paiva (2013) aplicaram o HYDRUS-1D para simular a dinâmica da água no solo em diferentes profundidades no Rio Grande do Sul, e observaram uma mesma tendência de variação entre os dados simulado e observados. Da Silva et al. (2015) conduziram um estudo em uma bacia localizada no semiárido de Pernambuco, avaliando a modelagem da umidade do solo através do HYDRUS-1D, e verificaram que o modelo apresentou um adequado desempenho.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Caracterização da área de estudo

Esta pesquisa foi realizada na bacia hidrográfica do rio Tapacurá (Figura 1), sub-bacia do rio Capibaribe, Pernambuco, integrante da Rede de Hidrologia do Semiárido – REHISA. A bacia do rio Tapacurá possui área de drenagem de aproximadamente 470 km², está localizada em uma zona de transição entre o Agreste e a Zona da Mata do Estado de Pernambuco entre os paralelos 7° 58' 30" e 8° 13' 00" de latitude sul e os meridianos de 35° 5' 00" e 35° 30' 00" de longitude oeste. (REHISA, 2004; SANTOS, 2015). A bacia é composta por doze sub-bacias, sendo as principais formadas pelos riachos Itapessirica, Natuba, Gameleira e Várzea do Una.

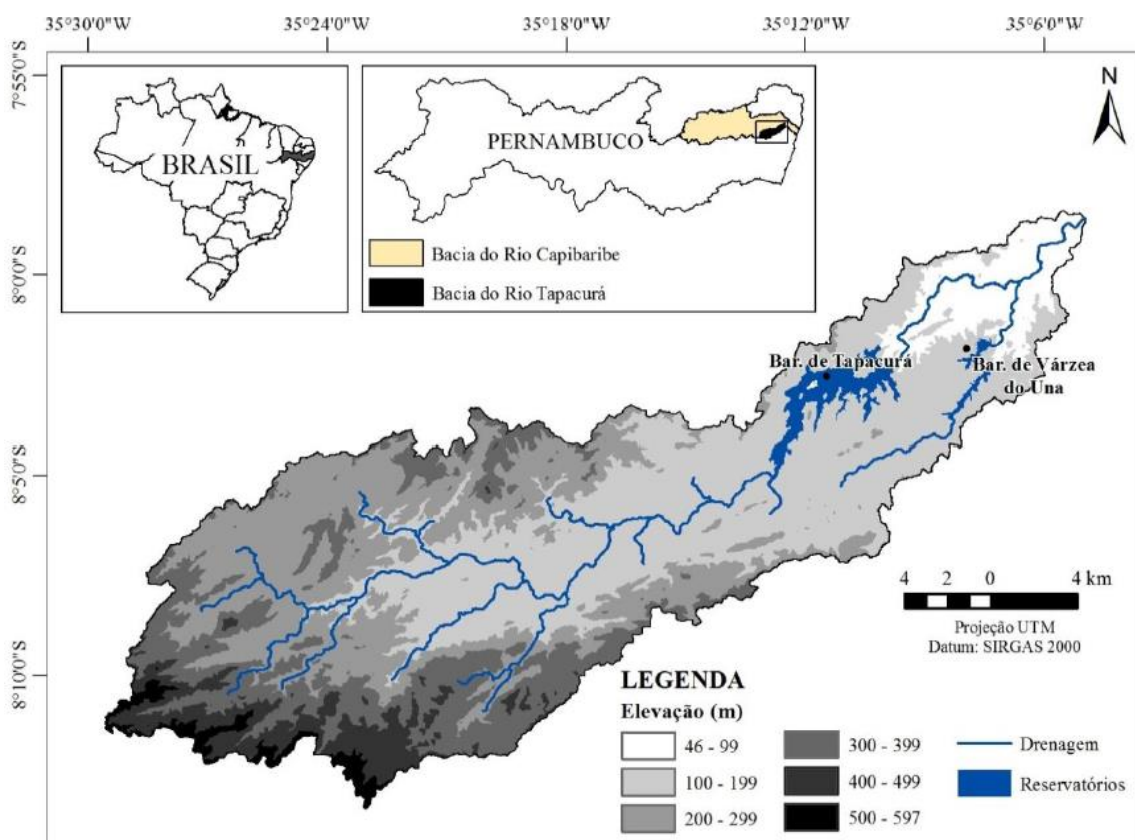


Figura 1 - Localização da Bacia do Rio Tapacurá. Fonte: Santos (2015).

A Bacia do Rio Tapacurá abrange os municípios de Vitória de Santo Antão, Pombos, São Lourenço da Mata, Gravatá, Moreno e Chã Grande. Desses municípios, Vitória de Santo Antão e Pombos são os mais representativos, por ocuparem maiores percentuais na área da bacia, respectivamente 38,6% e 31,2%.

O clima da região é do tipo As', clima quente e úmido do tipo tropical na classificação climática de Köppen. A temperatura mensal média varia entre 23 e 27°C, enquanto a umidade relativa do ar, durante os meses de março a julho, é superior a 70% (SILVA et al., 2010). Na bacia, a precipitação média anual varia, de oeste para leste, de 800 a 1800 mm. O período chuvoso é o mesmo da costa oriental do Nordeste, de março a julho, recebendo cerca de 70% da precipitação total anual. O período mais seco corresponde aos meses de outubro, novembro e dezembro, nos anos considerados normais (BRAGA, 2001; MONTENEGRO e RAGAB, 2012; OLIVEIRA et al., 2014).

Segundo Braga (2001), o relevo da Bacia do Rio Tapacurá é constituído em sua maior parte, por morros e cristas em estruturas cristalinas do Núcleo Nordestino do Escudo Brasileiro. Os morros ocorrem ao longo da calha do Rio Tapacurá, apresentando altitudes que se elevam de 60 a 70 m no exutório da bacia, para 100 a 130 m no entorno da barragem do Tapacurá, e ultrapassam 200 m a montante da cidade de Pombos.

As principais classes de solos da bacia, conforme (EMBRAPA, 1999), são predominantemente do tipo Argissolos, seguido de Gleissolos, Neossolos Litólicos, Planossolos, Neossolos Flúvicos e em baixas proporções a dos Luvisolos Crômicos, Neossolos Regolíticos e Latossolos. Os tipos de solos existentes na bacia, conforme a classificação proposta pela Embrapa (2006), são apresentados na Tabela 1. A Figura 2 apresenta a distribuição geográfica dos tipos de solo e a localização das estações de monitoramento utilizadas nesta pesquisa.

Tabela 1 - Tipos de solos existentes na bacia do rio Tapacurá.

Tipos de solos	Área (km²)	Área (%)
Argissolos	323,58	68,85
Gleissolos	43,47	9,25
Latossolos	3,98	0,85
Luvissolos Crômicos	6,19	1,32
Neossolos Flúvicos	20,16	4,29
Neossolos Litólicos	42,72	9,09
Neossolos Regolíticos	4,99	1,06
Planossolos	24,90	5,30

Fonte: SANTOS (2015).

Braga (2001) descreve em detalhes a caracterização desta bacia no Plano de ação da Gestão Ambiental da Bacia do Rio Tapacurá.

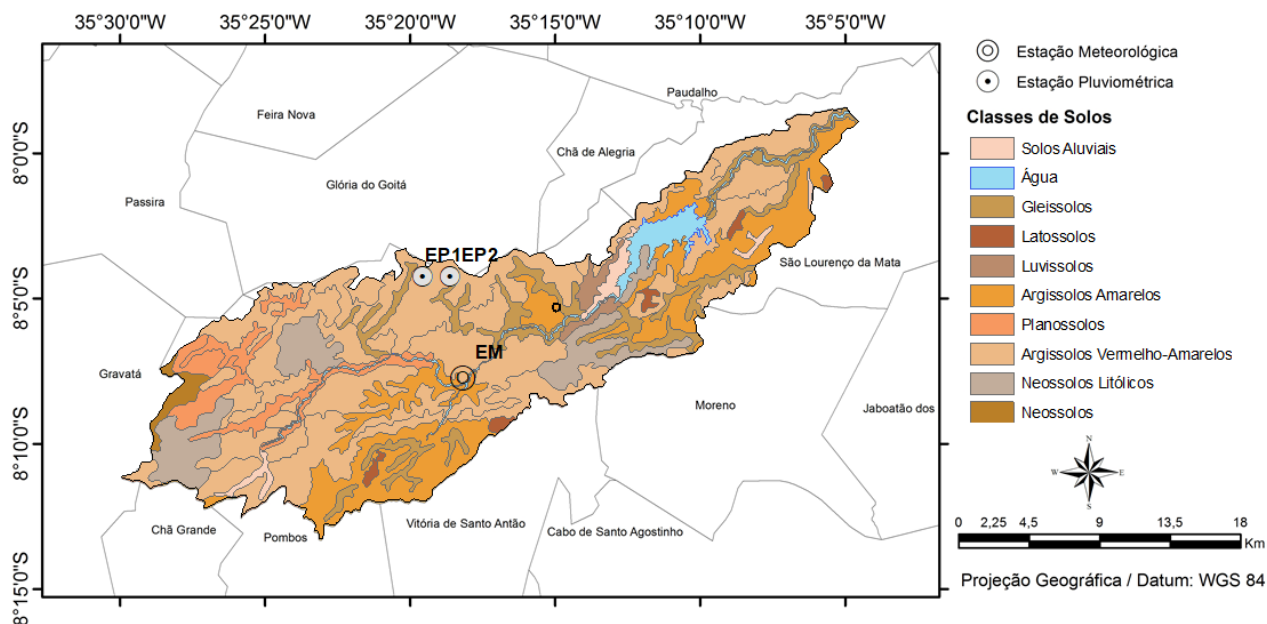


Figura 2 - Distribuição geográfica das classes de solo e localização das estações de monitoramento na bacia do rio Tapacurá. Fonte: Adaptado de Embrapa (1999).

Neste estudo foram utilizados dados provenientes de três estações de monitoramento, conforme a Figura 2. Nas estações pluviométricas EP1 e EP2, pertencentes à UFPE, estão instalados os sensores TDR, utilizados para a análise da dinâmica temporal da umidade do solo, bem como para a calibração e validação do HYDRUS-1D. Os dados meteorológicos necessários para a modelagem da umidade do solo foram obtidos da estação meteorológica EM, pertencente à Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). Como esta estação possui um sensor FDR, seus dados também foram utilizados para a avaliação e simulação da umidade do solo. Informações mais detalhadas das estações são apresentadas nos itens seguintes.

4.2 Dados meteorológicos e umidade do solo na EM

As variáveis meteorológicas utilizadas nesta pesquisa foram obtidas da série histórica da estação meteorológica operada pela APAC, localizada no município de Vitória de Santo Antão e intitulada no presente trabalho como EM. A estação encontra-se a uma distância de aproximadamente 6 km da EP1 e EP2 (Figura 2). A mesma é totalmente automatizada e dotada de um conjunto de sensores para medição de precipitação, temperatura e umidade relativa do ar, pressão atmosférica, direção e velocidade do vento, radiação solar e uma sonda de capacitância FDR para o monitoramento da umidade do solo (Figura 3). Os dados são armazenados a cada hora, com exceção da precipitação, programada para acumular e registrar a chuva em intervalos de 15 minutos.

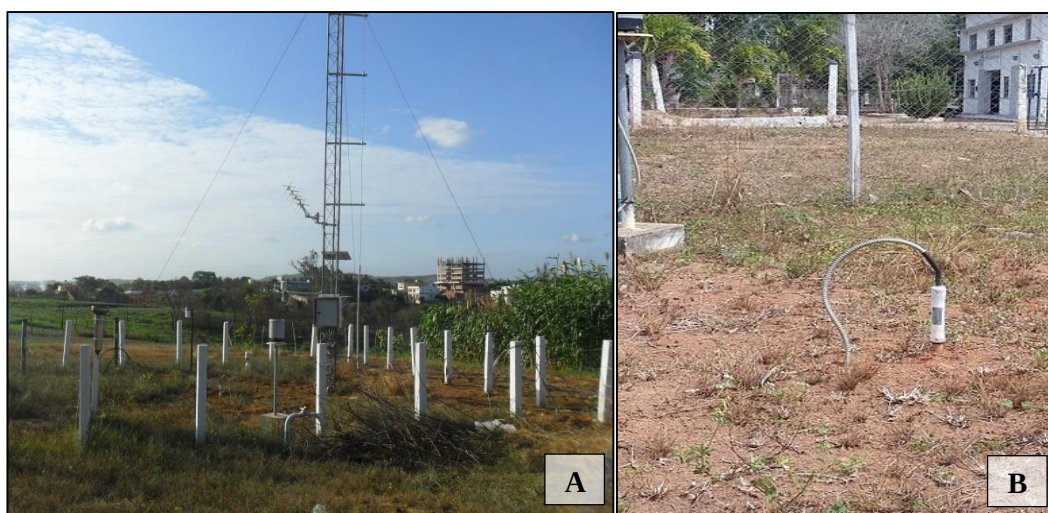


Figura 3 - Estação meteorológica (EM) no município de Vitória de Santo Antão (A); disposição do sensor FDR de umidade do solo (B).

De posse da série histórica, foi verificada a consistência dos dados diários de velocidade do vento, umidade relativa do ar, temperatura, radiação solar, precipitação e umidade do solo. As quatro primeiras variáveis citadas foram utilizadas para o cálculo da evapotranspiração de referência diária, estimada por meio da equação de Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998), escrita como:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{\text{méd}} + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (12)$$

onde ET_o é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor na saturação versus temperatura do ar ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); G é o fluxo total de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$); γ é o coeficiente

psicrométrico ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); U_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m s^{-1}); e_s é a pressão de vapor na saturação (kPa); e_a é a pressão de vapor atual (kPa) e T_{med} é a temperatura média do ar tomada a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$).

A sonda de umidade do solo utilizada na estação EM, do tipo FDR, é do modelo PR2/4 (*Delta-T Devices Ltd.*), e realiza leituras de umidade em três profundidades, 10, 20 e 40 cm. O equipamento possui uma haste selada com aproximadamente 25,4 mm de diâmetro (Figura 4A), com sensores eletrônicos em forma de pares de anéis em aço inoxidável, arranjados e fixos em intervalos regulares ao longo do seu comprimento de 750 mm (DELTA-T DEVICES LTD, 2004; GUIMARÃES et al., 2010).

Quando a sonda é acionada, um sinal de 100 MHz é gerado e aplicado nos pares de anéis ao longo da extensão da haste. Desse modo, um campo eletromagnético é gerado e se estende ao redor dos sensores em um raio de aproximadamente 100 mm dentro do solo (Figura 4B). Este processo serve para estimar indiretamente o conteúdo de água próximo aos sensores, por meio do valor da constante dielétrica ou permissividade do meio poroso (SILVA et al., 2010; LIMA et al., 2012).

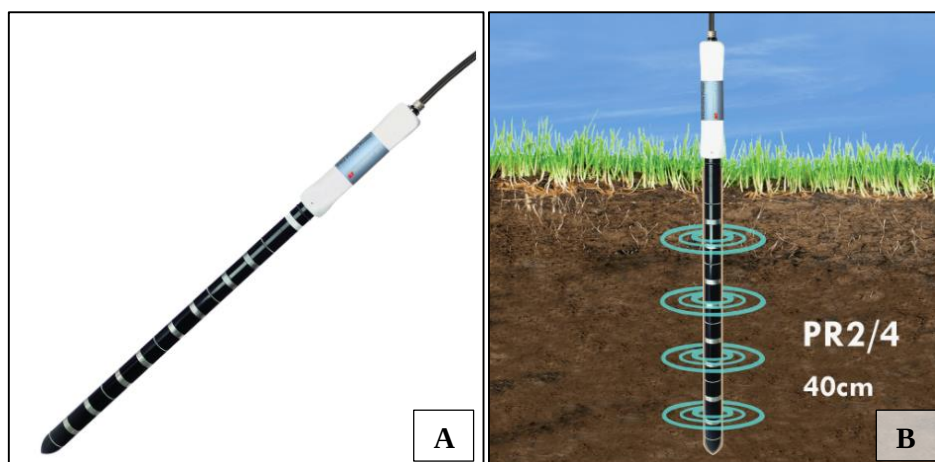


Figura 4 - Sonda de capacitância PR2/4 (A); esquema de funcionamento da sonda (B) (Fotos: <http://www.delta-t.co.uk>).

Os dados de saída do sensor são registrados em voltagem (V). A conversão dos dados lidos pelos sensores em teor de água no solo se dá através da calibração do equipamento, relacionando a voltagem (V) e o conteúdo de água no solo. O manual do fabricante apresenta mais informações a respeito do procedimento de calibração do equipamento, que pode ser realizado em campo ou laboratório. Há também a possibilidade de conversão dos dados através da equação padrão de fábrica, fornecida no manual do equipamento.

No presente trabalho, os dados de saída da sonda de capacitância FDR foram convertidos em conteúdo de água no solo através da equação linear (DELTA-T DEVICES LTD, 2004). Esta equação é utilizada para solos minerais, com teor de matéria orgânica inferior a 7%, $\rho_s > 1,0 \text{ g cm}^{-3}$ e teor de água no solo até $0,6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, ou 1,0 V.

$$\theta_v = \frac{(0,37 + 4,43V) - a_0}{a_1} \quad (13)$$

sendo a_0 e a_1 parâmetros do modelo com valores iguais a 1,6 e 8,4, respectivamente; e V é a resposta do sensor, em volt.

O erro absoluto dos resultados convertidos em umidade do solo, utilizando a Equação 13, é de aproximadamente $0,06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. De acordo com o fabricante, a utilização de parâmetros calibrados para solos específicos possibilita a redução deste erro, passando para $\pm 0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Após a conversão, os dados foram analisados e incluídos nas etapas de caracterização, avaliação e modelagem da umidade do solo.

4.3 Monitoramento da umidade do solo na EP1 e EP2

A umidade do solo nas estações pluviométricas EP1 e EP2 é obtida por meio de sondas do tipo TDR, modelo *CS616 Water Content Reflectometer* fabricados pela *Campbell Scientific*. Cada estação possui uma sonda TDR, instaladas em março de 2014, na EP2, e em março de 2015, na EP1 (Figura 5). Estas foram inseridas verticalmente no solo, conforme ilustrado na Figura 5A, representando o conteúdo de água na profundidade superficial de 30 cm do solo.

A determinação do teor de água no solo é obtida a partir da estimativa da constante dielétrica do solo, este valor é baseado no tempo de trânsito (emissão/reflexão) de um pulso eletromagnético, emitido por um gerador de pulsos, em hastes metálicas paralelas, que servem como guia de ondas (LOPES et al., 2010; SOUZA et al., 2016). As sondas deste modelo são dotadas de uma base de epóxi de 5 cm e de duas hastes de aço inoxidável com 30 cm de comprimento.

Os dados são armazenados em um equipamento *datalogger* modelo CR800, da *Campbell Scientific*, ligados a uma bateria de 12 Volts alimentada por um painel solar. O registro é realizado em microssegundos (μs), que correspondem ao tempo de resposta de pulso entre as hastes de aço. Para este modelo de sonda, o tempo de resposta pode oscilar na faixa de 15 a 35 μs , com precisão de $\pm 0,5\%$ de umidade volumétrica em solo seco e $\pm 1,5\%$ de umidade volumétrica em solo saturado (CAMPBELL, 2002). Nas duas estações a leitura do sensor TDR é contínua e os dados são armazenados a cada 30 minutos.

Nas estações também foram instalados pluviômetros automáticos, modelo TB4-L *Rain Gauge* da *Campbell Scientific*, com resolução de 0,254 mm. O armazenamento dos dados de precipitação é realizado a cada minuto de sua ocorrência, e acumulado a cada 30 minutos.



Figura 5 - Sensor de umidade do solo CS616 e localização da estação EP1 (A); localização da estação EP2 (B).

O tempo de deslocamento registrado pelos sensores (em microssegundos - μs) pode ser correlacionado com a umidade volumétrica do solo (θ_v) através de modelos quadráticos e cúbicos disponibilizados pelo manual do equipamento (CAMPBELL, 2002). Todavia, segundo Lira (2015), a faixa de aplicação dos modelos é válida apenas para condições especificadas pelo fabricante, sendo recomendada a calibração da sonda para cada tipo de solo. Desta forma, a calibração dos sensores de umidade foi realizada em laboratório, após a etapa de caracterização das propriedades físicas do solo, e é descrita no item 4.5.

Foram realizadas campanhas bimestrais para coletar os dados pluviométricos e os registrados pelos sensores de umidade nas duas estações. O período experimental definido para esta pesquisa foi de janeiro de 2015 a dezembro de 2016.

4.4 Caracterização do solo

4.4.1 Propriedades físicas

A determinação das propriedades físicas do solo foi realizada nas três estações de monitoramento. Amostras deformadas e indeformadas de solo foram coletadas a uma distância de 40 cm dos sensores de umidade, nas profundidades de 0-10, 10-20, 20-30 cm, considerando que essas camadas são representativas para os dados monitorados pelos sensores (Figura 6). Os ensaios de granulometria, densidade do solo e densidade das partículas foram realizados no laboratório de Física de solos no Departamento de Energia Nuclear da UFPE.

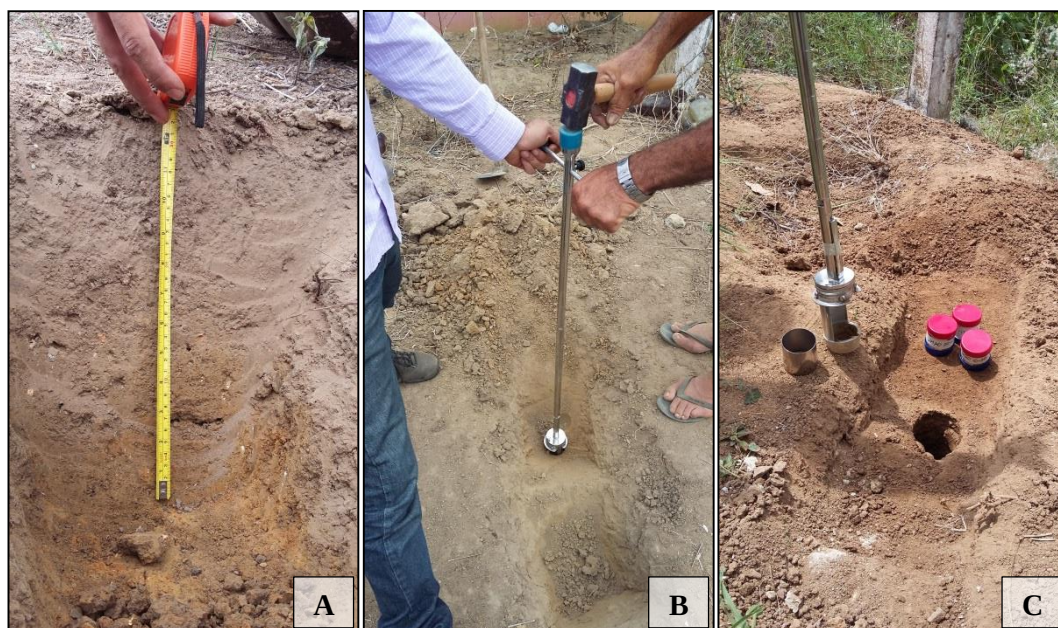


Figura 6 - Perfil do solo após coleta deformada (30 cm) (A); coleta de amostra indeformada (B); anel cilíndrico com as amostras indeformadas (C).

Para a determinação da densidade do solo, foram retiradas amostras indeformadas de cada profundidade com auxílio de um extrator cilíndrico, do tipo Uhland (Figura 6C), com anéis volumétricos de volume conhecido (100 cm^3). No laboratório, as amostras foram colocadas em estufa para secar (105°C durante 24h) e então pesadas em uma balança de precisão até atingir massa constante. A densidade do

solo foi determinada através da razão entre a massa do solo seco em estufa e o volume do anel.

A análise granulométrica dos solos foi realizada seguindo os critérios da NBR 7181 (ABNT, 1984). O ensaio consiste no peneiramento, utilizado para determinação das frações mais grossas, e sedimentação, que permite a quantificação das frações finas de argila e silte, após dispersão com hexametáfosfato de sódio, utilizando o método do densímetro (Figura 7).



Figura 7 - Ensaio de granulometria do solo. Sedimentação (A) e peneiramento (B).

A densidade das partículas foi determinada pelo método do balão volumétrico, descrito em Embrapa (1997). O método consiste na determinação do volume de álcool etílico gasto para completar a capacidade de um balão volumétrico de 50 ml, com 20 g de terra fina seca em estufa (TFSE) no seu interior. O valor da densidade das partículas é obtido por:

$$\rho_p = \frac{m_s}{50 - V_a} \quad (14)$$

onde ρ_p é a densidade das partículas (g cm^{-3}); m_s é a massa do solo seca (g) a 105 °C; e V_a é o volume de álcool etílico gasto (cm^3).

4.4.2 Propriedades hidrodinâmicas

Para a obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos, necessários no processo de modelagem da dinâmica da umidade do solo, foi realizada a caracterização hidrodinâmica dos solos nas três estações. Por meio de ensaios de infiltração em campo e das propriedades físico-hídricas do solo, foram obtidos os parâmetros das curvas de retenção de água no solo, $\theta(h)$, e a da condutividade hidráulica saturada, $K(\theta)$, utilizando o método semifísico Beerkan, descrito em Souza (2005).

4.4.3 Ensaios de infiltração

Os ensaios de infiltração foram realizados na profundidade entre 5-10 cm do solo, de modo a representar a região de alcance dos sensores de umidade do solo. Para o procedimento, foi utilizado um infiltrômetro de anel simples com 82 mm de diâmetro, cravado a 1 cm de profundidade do solo com o objetivo de se evitar perdas laterais de água durante o processo de infiltração. Com o infiltrômetro de anel simples já cravado no solo, são inseridos volumes constantes de água (70 mL), anotando o tempo que levam para infiltrar (Figura 8). Nesta etapa, o número de repetições contínuas variou de acordo com o tipo de solo, sendo finalizadas até o fluxo atingir o regime permanente. Para cada estação de monitoramento foram utilizados três infiltrômetros.



Figura 8 - Teste de infiltração tridimensional com infiltrômetro de anel simples.

Amostras de solo foram coletadas no início e no final dos ensaios para a determinação da densidade do solo (ρ_s), umidade volumétrica inicial (θ_0) e final (θ_s) e curva granulométrica. As informações de localização, tempo de infiltração das lâminas d'água, identificação dos recipientes utilizados para coleta do solo e observações adicionais foram registrados em uma planilha de campo.

4.4.4 O método Beerkan

A metodologia Beerkan, idealizada por Haverkamp et al. (1994), permite determinar a curva de retenção de água no solo, $\theta(h)$, e a curva de condutividade hidráulica do solo, $K(\theta)$, através dos modelos de van Genuchten (1980) e Brooks e Corey (1964). O método utiliza as propriedades dinâmicas e estáticas do solo, como a distribuição do tamanho das partículas e ensaios de infiltração simplificados, para obtenção dos parâmetros de forma e normalização (HAVERKAMP et al., 1998; LASSABATÈRE et al., 2006; SOUZA et al., 2008).

$$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r) \cdot \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} + \theta_r \quad \text{com } m = 1 - \frac{2}{n} \quad (\text{Burdine, 1953}) \quad (15)$$

e

$$K(\theta) = K_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad (16)$$

sendo θ a unidade volumétrica [$L^3 L^{-3}$]; θ_r e θ_s as umidades volumétricas residual e saturada [$L^3 L^{-3}$], respectivamente; h o potencial matricial [L]; h_g [L] o inverso do comprimento capilar de h a partir do qual ocorre a dessaturação, conhecido como potencial de entrada de ar; m e n são parâmetros de forma; K_s a condutividade hidráulica saturada do solo [$L T^{-1}$] e η o parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

As Equações (15) e (16) contêm seis parâmetros desconhecidos: três de forma (m , n e η) e três de normalização (θ_s , K_s , h_g). Os dois parâmetros de forma são relacionados à textura, obtidos através da distribuição do tamanho das partículas, $F(D)$. Os parâmetros de normalização dependem das propriedades estáticas (estrutura) dos solos, determinados por intermédio de ensaios de infiltração.

Os parâmetros de forma e normalização, bem como as curvas de retenção de água no solo e condutividade hidráulica foram obtidos através do programa BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*), desenvolvido por Lassabatère et al. (2006). O programa BEST foi executado através do software *Scilab* versão 6.0.0.

4.4.5 Determinação dos parâmetros de forma utilizados pelo BEST

Os parâmetros de forma podem ser determinados assumindo a similaridade de forma entre a distribuição das partículas $F(D)$ e a curva de retenção de água no solo $\theta(h)$. Harverkamp e Parlange (1986) apresentaram a seguinte equação para expressar $F(D)$:

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M} \quad \text{com } M = 1 - \frac{2}{N} \quad (17)$$

onde D é o diâmetro da partícula [L], D_g é um parâmetro de escala do tamanho das partículas [L] e M e N são parâmetros de forma da curva de distribuição do tamanho das partículas.

Os parâmetros de forma da curva de retenção M e N são obtidos a partir do índice de forma do meio p_m pelas seguintes relações:

$$m = \frac{1}{p_m} \cdot \left(\sqrt{1 + p_m^2} - 1 \right) \quad (18)$$

$$n = \frac{2}{1-m} \quad (19)$$

p_m é estimado a partir de M e N por (ZATARÁIN et al., 2003):

$$p_m = \frac{M \cdot N}{1 + M} \cdot (1 + \kappa)^{-1} \quad (20)$$

sendo κ um coeficiente definido por Fuentes et al. (1998):

$$\kappa = \frac{2 \cdot s - 1}{2 \cdot s(1 - s)} \quad (21)$$

e s a dimensão fractal relativa. A dependência de s ($s = D_f/E$, na qual D_f é a dimensão fractal do solo e $E = 3$ a dimensão de Euclides) com respeito à porosidade total do solo (ϕ) é definida por (FUENTES, 1992):

$$(1 - \phi)^s + \phi^{2 \cdot s} = 1 \quad (22)$$

No caso da equação da curva de condutividade hidráulica de Brooks e Corey (1964), o seu parâmetro de forma, η , pode ser expresso como função do produto dos parâmetros de forma da curva de retenção e do fator de tortuosidade (p):

$$\eta = \frac{2}{mn} + 2 + p \quad (23)$$

sendo $p = 1$ para o modelo de Burdine (1953).

4.4.6 Determinação dos parâmetros de normalização utilizados pelo BEST

A umidade volumétrica saturada do solo (θ_s), primeiro parâmetro de normalização, foi estimado a partir da massa específica do solo e da umidade gravimétrica saturada. Os parâmetros K_s e h_g são obtidos através da modelagem dos experimentos de infiltração. Para uma fonte de água circular com dado potencial de pressão da água sobre uma superfície de solo uniforme e com um conteúdo de água inicial uniforme (θ_0), a infiltração acumulada tridimensional $I(t)$ e a taxa de infiltração $q(t)$ podem ser aproximadas pelas equações para o regime de fluxo transitório (Equações 24 e 25) e estacionário (Equações 26 e 27) (HAVERKAMP et al., 1994):

$$I(t) = S\sqrt{t} + [a.S^2 + b.K_s]t \quad (24)$$

$$q(t) = \frac{s}{2\sqrt{t}} + [a.S^2 + b.K_s] \quad (25)$$

$$I_{+\infty}(t) = [a.S^2 + K_s]t + c \frac{S^2}{K_s} \quad (26)$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = a.S^2 + K_s \quad (27)$$

onde

$$a = \frac{\gamma}{r\Delta\theta} \quad (28)$$

$$b = \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^\eta + \frac{2-\beta}{3} \left(1 - \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^\eta\right) \quad (29)$$

$$c = \frac{1}{2 \left[1 - \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^\eta\right] \cdot (1-\beta)} \cdot \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \quad (30)$$

sendo S a sorvidade [$L T^{-1/2}$], r o raio do cilindro [L], γ igual a 0,75 e β igual a 0,6 (valores aplicáveis para a maioria dos solos, quando $\theta_0 < 0,25\theta_s$).

Para determinação de K_s e S , o BEST utiliza equações equivalentes às Equações 24 e 25, obtidas pela substituição de K_s em função da sorvidade S e da taxa de infiltração no regime estacionário $q_{+\infty}$, ou seja, a Equação 27 nas Equações 24 e 25:

$$I(t) = S\sqrt{t} + [a(1 - b)S^2 + b \cdot q_{+\infty}]t \quad (31)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [a(1 - b)S^2 + b \cdot q_{+\infty}] \quad (32)$$

O ajuste das Equações 31 e 32 aos dados experimentais da infiltração acumulada ($I_{\text{exp}}(t)$) é obtido pela minimização da clássica função objeto dada por:

$$f_1(S, K_s, k) = \sum_{i=1}^k [I_{\text{exp}}(t_i) - I(t_i)]^2 \quad (33)$$

na qual k é o número de pontos considerado no regime transitório. O algoritmo usado na minimização da função objetivo, $f_1(S, K_s, k)$, é o de Marquardt (1963) e o desempenho dos ajustes é analisado pelos valores correspondentes ao erro quadrático médio (EQM):

$$\text{EQM} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k [I_{\text{exp}}(t_i) - I(t_i)]^2}{\sum_{i=1}^k (I_{\text{exp}}(t_i))^2}} \quad (34)$$

Inicialmente, o BEST estima um valor máximo para a sorvidade, S_{MAX} , a partir do ajuste dos dados experimentais com as Equações 31 e 32, assumindo um fluxo de água dependendo exclusivamente da capilaridade, considerando b igual a zero.

Como as Equações 24, 25, 31 e 32 são válidas apenas para o regime transitório, é possível que os ajustes não sejam feitos para todos os valores de k . A sorvidade então é estimada para valores de k de no mínimo cinco pontos para um máximo de N_{tot} . S_{MAX} é considerada o valor máximo de toda a sequência de pontos. Para obter valores positivos de K_s , são levadas em consideração as seguintes condições: S_{MAX} deve ser menor do que a taxa de infiltração no regime estacionário ($q_{+\infty}$) dividido pelo coeficiente $a = \gamma/r\Delta\theta$. Desse modo, a sorvidade máxima S_{MAX} é então definida por:

$$S_{\text{MAX}} = \max_{N_{\text{obs}}=5 \dots N_{\text{tot}}-1} \left[\min \left(S_{N_{\text{obs}}} (b - 0), \sqrt{\frac{q_{+\infty}}{a}} \right) \right] \quad (35)$$

$$\text{sendo } b = \frac{2-\beta}{3}$$

Na obtenção de K_s é considerado o valor verdadeiro de b , conforme Equação 29. O ajuste é executado minimizando a função objeto definida pela Equação 33. Como os ajustes pelas Equações 31 e 32 nem sempre são válidas para todos os pontos ($0 \dots k$), o BEST ajusta os dados para um mínimo de cinco pontos a um máximo de N_{tot} . Para cada subconjunto de dados que contém os k primeiros ponto, o BEST estima a sorvidade $S(k)$, a condutividade hidráulica $K_s(k)$ em função de $S(k)$ e da Equação 27 para um tempo máximo $t_{max}(k)$ definido como:

$$t_{max} = \frac{1}{4(1 - b)^2} t_{grav} \quad (36)$$

sendo t_{grav} o tempo gravimétrico definido por Philip (1969). O $t_{max}(k)$ é o tempo máximo para o qual as expressões para o regime transitório são consideradas válidas, Logo, o tempo mais longo do subconjunto de dados t_k é comparado com $t_{max}(k)$. Os valores de $S(k)$ e $K_s(k)$ são considerados válidos para t_k menores do que $t_{max}(k)$. A partir daí serão escolhidos os valores correspondentes ao maior k .

Após a determinação de θ_s e K_s , o parâmetro h_g é obtido pela seguinte equação (LASSABATÈRE et al., 2006):

$$h_g = - \frac{s^2}{c_p(\theta_s - \theta_0) \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s}\right)^\eta\right) K_s} \quad (37)$$

onde c_p é um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de formas n , m e h dos modelos (HAVERKAMP et al., 1998; CONDAPPA et al., 2002; LASSABATÈRE et al., 2006):

$$c_p = \Gamma\left(1 + \frac{1}{n}\right) \cdot \left[\frac{\Gamma\left(n\eta - \frac{1}{n}\right)}{\Gamma(n\eta)} + \frac{\Gamma\left(n\eta + m - \frac{1}{n}\right)}{\Gamma(n\eta + m)} \right] \quad (38)$$

onde Γ é a função gama clássica.

4.4.7 Escalas características

Durante o processo de infiltração tridimensional os fatores que podem afetar o fluxo de entrada de água no solo, são: a geometria da fonte de água, a capilaridade e a gravidade (SOUZA et al., 2008). Uma das formas de caracterizar esses fatores é a partir das escalas de comprimento capilar, λ_c [L] (WHITE e SULLY, 1987) e o raio característico dos poros hidraulicamente ativos, λ_m [L] (PHILIP, 1987) determinados, respectivamente, pelas equações:

$$\lambda_c = \frac{\delta S^2}{(\theta_s - \theta_0)K_s} \quad (39)$$

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_a g \lambda_c} \quad (40)$$

sendo σ a tensão superficial da água ($0,0719 \text{ N m}^{-1}$), ρ_a a massa específica da água (10^3 kg m^{-3}), g a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e δ um parâmetro de forma da difusividade ($1/2 \leq \delta \leq \pi/4$), o qual foi considerado igual a 0,55 (WHITE e SULLY, 1987).

De acordo com Souza et al. (2008) a escala de comprimento capilar representa a importância relativa das forças capilares em relação a gravidade, quando a água é transmitida de uma fonte através do solo, com umidade inicial θ_0 . O raio característico de poros define a dimensão média dos poros que participam do processo de infiltração submetida a pressão aplicada h ; quanto maior for o raio característico, λ_m , maior é o efeito da gravidade em comparação ao da capilaridade (SOUZA et al., 2007).

Além disso, Souza et al. (2007) determinam o número de poros por unidade de área, $C\lambda_m$ (Nº de poros m^{-2}), utilizando a lei de Poiseuille para fluxo em um tubo capilar através da seguinte expressão:

$$C\lambda_m = \frac{8\mu K_s}{\rho_a g \pi \lambda_m^4} \quad (41)$$

sendo μ a viscosidade dinâmica da água ($0,00089 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

4.4.8 Ajuste dos parâmetros da curva de retenção

Os parâmetros h_g , m e n , até então calculados, foram determinados através da equação de van Genuchten com a condição de Burdine (1953), conforme a Equação 15. Como o software HYDRUS 1-D utiliza a equação de van Genuchten com a condição de distribuição de poros de Mualem (van Genuchten, 1980), na qual $m = 1-1/n$, foi necessário o ajuste dos parâmetros da curva de retenção obtidos pela metodologia Beerkan.

A conversão da condição de Burdine (1953) para a condição de Mualem (1976) foi realizada através do software RETC (*RE*Tention *C*urve), desenvolvido pela EPA (*United States Enviromental Protection Agency*) para analisar a retenção de água no solo e a condutividade hidráulica de solos não saturados.

Através do software RETC é possível obter propriedades hidráulicas de solos não saturados a partir de ajustes de modelos analíticos em dados de curva de retenção ou de permeabilidade não saturada do solo. Para isso, o programa utiliza os modelos paramétricos de Brooks-Corey (1964) e van Genuchten (1980), e através do método dos mínimos quadrados não linear do parâmetro otimizado estima os coeficientes desconhecidos nos modelos hidráulicos, favorecendo melhores ajustes aos dados experimentais (van GENUCHTEN, 1991; LASSABATÈRE et al., 2007; MA et al., 2010; SANTOS, 2014).

O procedimento realizado no software RETC consistiu nas seguintes etapas: seleção do tipo de análise, que neste caso foi à curva de retenção; seleção das unidades de comprimento e tempo, mm e s; escolha do tipo de modelo para obtenção da curva de retenção ajustada, nesta etapa foi adotado o modelo de van Genuchten e Mualem; e por fim foram inseridos os valores de θ_0 , θ_s , K_s e quarenta pontos da curva de retenção, $\theta(h)$, obtida inicialmente da metodologia Beerkan, adotando peso 1 para ponderação de todos os ponto da curva. Como dados de saída, o modelo fornece os parâmetros empíricos α (mm^{-1}) e n , que possibilitam determinar novos h_g e m .

4.5 Calibração das sondas TDR de umidade do solo

Para a calibração dos sensores de umidade foram utilizadas amostras de solo da profundidade de 10-20 cm, região intermediária da instalação dos sensores. Foram coletadas amostras deformadas de solo a uma distância de aproximadamente 1 m dos sensores TDR nas duas estações pluviométricas, EP1 e EP2. Os solos utilizados são classificados como Argissolo Vermelho-Amarelo (Figura 2) de textura franco-arenosa. O método de calibração utilizado se baseou nas recomendações do manual do equipamento (CAMPBELL, 2002) e em trabalhos já desenvolvidos (LOPES et al., 2010; ALMEIDA, 2012; SANTOS NETO, 2015).

Uma coluna de PVC de 100 mm de diâmetro foi utilizada para o procedimento de calibração. O volume útil da coluna de PVC foi calculado para que as hastes do sensor (com comprimento de 30 cm) ficassem totalmente inseridas no solo, e para que houvesse uma camada livre de solo entre a superfície inferior do recipiente e a ponta das hastes. A altura adotada para o preenchimento de solo foi de 32,4 cm, correspondendo a um volume útil do recipiente de 2.300 cm³.

Antes do preenchimento da coluna, os solos foram destorroados, peneirados em uma malha de 2 mm e submetidos a secagem a uma temperatura de 105 °C durante 24 horas. Após o resfriamento, as amostras foram pesadas e acomodadas na coluna de PVC, ajustando a densidade do solo para que ficassem em torno de 1,50 g cm⁻³ e 1,62 g cm⁻³, para a estação EP1 e EP2, respectivamente.

A coluna preenchida com o solo foi posicionada sob uma balança eletrônica, com capacidade de 15 kg e precisão de 5 gramas, para registrar a massa do sistema RECIPIENTE + SOLO. Em seguida, o sensor TDR do modelo CS616 foi inserido cuidadosamente no recipiente, e novamente realizada a leitura da massa do sistema. O sensor foi conectado a um *datalogger* idêntico ao utilizado nas estações e as leituras foram observadas com o auxílio de um computador (Figura 9).

Com base na porosidade do solo, foi calculado o volume total de água a ser adicionado ao sistema, a fim de se atingir a saturação da amostra. O volume total de água foi então dividido em volumes controlados (100 ml) e assim adicionados gradualmente ao recipiente. À medida que se adicionava água à coluna, anotava-se a nova massa do conjunto e registrava-se a leitura do sensor. Este registro era computado

quando o tempo de resposta do sensor (leitura) estabilizava, mediante a umidade volumétrica aplicada.

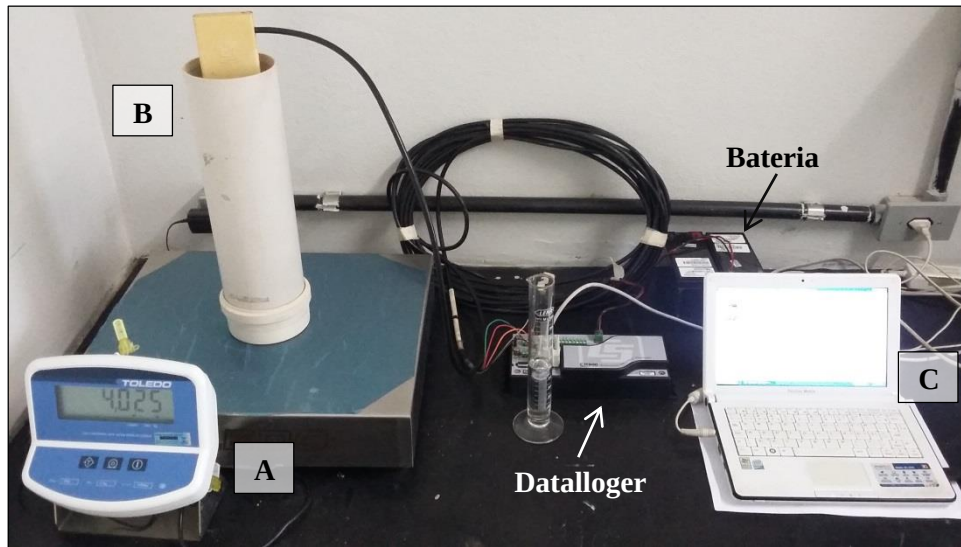


Figura 9 - Equipamentos utilizados para calibração do sensor TDR: balança eletrônica (A); coluna de PVC com o solo e o sensor de umidade (B) e computador para acompanhamento da leitura do sensor (C).

Realizadas as pesagens e as leituras, a umidade volumétrica do solo (θ_v) foi obtida pela Equação 42:

$$\theta_v = \frac{\rho_s}{\rho_a} \left[\frac{MSU - MSS}{MSS} \right] \quad (42)$$

em que ρ_a é a massa específica da água (g cm^{-3}); MSU é a massa do solo úmido (g); e MSS é a massa de partículas sólidas (g).

A curva de calibração foi obtida comparando-se os dados da leitura do sensor, em μs , com os valores calculados da umidade volumétrica do solo. Foram geradas três tipos de equações (linear, quadrática e cúbica), e avaliadas com base nos seguintes índices estatísticos: coeficiente de determinação (R^2), que indica o grau de correlação entre as variáveis independentes e a variável dependente, variando de 0 a 1; coeficiente de correlação de Pearson (r , ver Equação 43), que indica a intensidade da associação linear existentes entre as variáveis; o índice de concordância de Willmott (d , ver Equação 44), que indica o grau de precisão da equação, variando de 0 a 1, sendo 1 uma concordância perfeita; e o índice de desempenho do modelo (c), que permite analisar a precisão e exatidão dos resultados obtidos através do produto dos dois coeficientes, r e d , conforme proposto por Camargo e Sentelhas (1997).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{m_i} - \bar{\theta}_m)(\theta_{e_i} - \bar{\theta}_e)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (\theta_{m_i} - \bar{\theta}_m)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\theta_{e_i} - \bar{\theta}_e)^2}} \quad (43)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{e_i} - \theta_{m_i})^2}{\sum_{i=1}^n (|\theta_{e_i} - \bar{\theta}_m| + |\theta_{m_i} - \bar{\theta}_m|)} \quad (44)$$

onde θ_m é o valor da umidade medida ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); θ_e é o valor da umidade estimada ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); $\bar{\theta}_m$ é a média dos valores de umidade medidas ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); e n é o número de medições.

4.6 Considerações adotadas nas simulações utilizando o HYDRUS 1-D

As simulações da dinâmica da umidade do solo nas estações EP1, EP2 e EM, foram realizadas para um período de dois anos (2015 e 2016). Inicialmente foram realizadas simulações com os parâmetros hidráulicos obtidos pela metodologia Beerkan, com o objetivo de verificar a precisão destes resultados diante da resposta do modelo. Em seguida, foi realizada a calibração dos parâmetros hidráulicos, através da modelagem inversa, e por fim a validação do Hydrus-1D. Nas estações EP2 e EM foram utilizados os 365 dias do ano de 2015 para a calibração e todo o ano de 2016 para validação (366 dias). Como a estação EP1 começou a operar no final de março de 2015, foram utilizados 278 dias para calibração e 366 dias para validação (ano de 2016).

Em relação à geometria do modelo, foi considerado um perfil com a profundidade de 60 cm composto por uma única camada de controle (correspondendo às propriedades físicas e hidrodinâmicas obtidas no ensaio de infiltração na camada de 5-10 cm) com uma malha compacta de 201 nós. Na discretização temporal foi utilizada a unidade de tempo em dias, com tempo inicial considerado 0 (dia anterior à simulação) e tempo final referente aos dias de calibração e validação, citados anteriormente.

Quanto aos critérios de convergência, foi determinado o número máximo de 10 iterações para a resolução da equação não linear de Richards, com o valor de 0,001 para a tolerância do conteúdo de água na região não saturada dos nós, como recomendado pelo programa. O modelo hidráulico adotado foi o de van Genuchten-Mualem (van GENUCHTEN, 1980), sem considerar o fenômeno da histerese.

Foi utilizado como condição de contorno na fronteira superior o fluxo variável de eventos diários de precipitação e evapotranspiração potencial. Na condição de fronteira inferior considerou-se a drenagem livre. No tocante às variáveis da fronteira superior (condições atmosféricas) foram utilizadas, para cada estação, a precipitação pluviométrica (mm dia^{-1}) e os valores particionados da evapotranspiração potencial (mm dia^{-1}). A evaporação e a transpiração foram separadas conforme o modelo proposto por Vanclooster et al. (1994), com base no índice de área foliar (IAF). No presente trabalho foi considerado o valor de IAF igual a 0,3, constante para toda a simulação, conforme Che et al. (2014) e Da Silva et al. (2015).

$$T_p = ET_o [1 - \exp(-0,43 \cdot \text{IAF})] \quad (45)$$

$$E_p = ET_o \exp(-0,43 \cdot \text{IAF}) \quad (46)$$

onde T_p é a taxa de transpiração potencial (mm dia^{-1}); e E_p é a evaporação potencial (mm dia^{-1})

Os parâmetros hidráulicos do solo, estimados pelos *softwares* BEST e RETC, e os dados de umidade residual, determinados em campo, foram utilizados para a calibração do modelo, inicializado com a primeira leitura de umidade medida pelo sensor TDR. Após a calibração, os parâmetros hidráulicos do solo foram ajustados e a validação do modelo foi iniciada.

Três critérios estatísticos foram adotados para a avaliação de desempenho do modelo: Raiz do Erro Quadrático da Média (RMSE, ver Equação 47); índice de concordância de Willmott (d, descrito no item 4.5); e a eficiência de modelagem Nash e Sutcliffe (NSE) (NASH e SUTCLIFFE, 1970):

$$\text{RMSE} = \left\{ \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (\theta_i - \theta_e)^2 \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (47)$$

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\theta_i - \theta_e)^2}{\sum_{i=1}^n (\theta_i - \theta_m)^2} \quad (48)$$

onde θ_i é o valor da umidade medida ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); θ_e é o valor da umidade estimada ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); θ_m é o valor médio dos valores de umidade medidas ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); e n é o número de medições.

O coeficiente NSE varia de $-\infty$ a 1, sendo que, quanto maior for o coeficiente, melhor o desempenho do modelo. Se NSE for menor que 0, significa que a capacidade de previsão do modelo é inferior a simplesmente adotar o valor médio medido. No caso contrário, um valor de NSE maior que 0 representa que a capacidade de previsão do modelo é superior ao valor médio medido (ARAÚJO, 2007).

4.7 Estimativa da ETr do feijão caupi com o Hydrus-1D

Após o ajuste dos parâmetros hidrodinâmicos do solo, foram realizadas simulações do balanço hídrico para a cultura de feijão caupi em diferentes regimes pluviométricos do ano de 2016, a fim de verificar a aplicabilidade do modelo para previsão de necessidade hídrica da cultura. De acordo com Antonino et al. (2000), uma das formas de avaliar o estado hídrico a que está submetida uma cultura é através da relação entre a Evapotranspiração real (ETr) e a Evapotranspiração potencial da cultura (ETc). Se houver água disponível no solo e o fluxo de água na planta atender à demanda atmosférica, ETr será igual a ETc. Se houver restrição de água no solo e a demanda atmosférica não for atendida, ETr será menor que ETc. (REICHARDT e TIMM, 2004). Ainda segundo os autores, a situação ideal para uma cultura é que ETr seja igual a ETc, e sempre que $ETr < ETc$ haverá restrição de água e a produtividade poderá ser afetada. Dessa forma, foram avaliados os resultados da Evapotranspiração potencial da cultura e da Evapotranspiração real do feijão caupi, estimados pelo Hydrus-1D.

O Hydrus-1D incorpora na equação de fluxo (Equação 11) a função de extração de água pelo sistema radicular, S , definida como o volume de água extraído pela planta de uma unidade de volume representativo do solo por unidade de tempo. A extração de água do solo como uma função empírica do conteúdo de água do solo foi apresentada inicialmente por Feddes et al. (1976) e aprimorada por Feddes, Kowalik e Zaradny (1978), considerando-a função do potencial matricial do solo (SANTOS, 2011; ALVES, 2009). De acordo com o modelo de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978), S é definido como:

$$S(z) = \alpha(h)S_{max}(z) \quad (49)$$

sendo $\alpha(h)$ uma função de redução da transpiração ou da extração, que é função do potencial matricial do solo h ; e S_{zmax} , a extração máxima ou potencial de água pelas raízes, que, seguindo o balanço de massa e negligenciando a água na planta, é obtida por:

$$T_p = \int_{L_r} S_{max}(z) \partial z \rightarrow S_{max} = \frac{T_p}{L_r} \quad (50)$$

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

Para resolução da extração de água pela raiz, o Hydrus-1D utiliza cinco potenciais propostos por Feddes, Kowalik e Zaradny (1978), Figura 10.

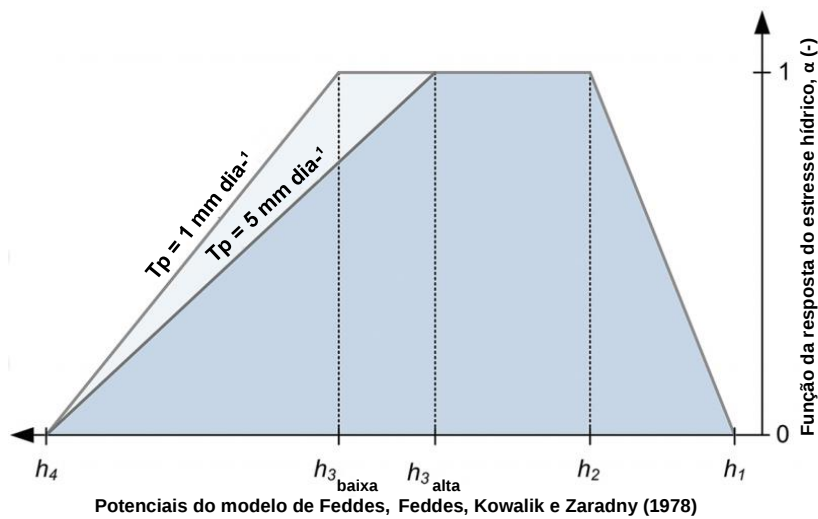


Figura 10: Função da resposta do estresse de água em função do potencial matricial do solo para baixa e alta transpiração potencial, $T_p = 1 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $T_p = 5 \text{ mm.dia}^{-1}$, respectivamente. Adaptado de Šimůnek e Hopmans (2009).

A função de redução de transpiração, $\alpha(h)$, varia no intervalo $(0 \leq \alpha \leq 1)$. De acordo com Santos (2011), α é igual a zero quando o potencial matricial do solo for superior a h_1 (deficiência de oxigênio) ou inferior a h_4 (ponto de murcha permanente). Quando o potencial matricial estiver entre h_2 e h_3 (pontos de redução), α é igual a unidade, assim a transpiração/extração ocorre à taxa máxima. Para valores do potencial matricial entre h_3 e h_4 , α diminui linearmente. O parâmetro h_3 é comumente conhecido como valor crítico ou limitante e representa o ponto a partir do qual as condições hidráulicas limitam a extração de água pelas raízes (SANTOS, 2011).

O Hydrus-1D assume dois valores para o potencial h_3 : um para transpiração alta e outro para transpiração baixa. Alves (2009) aborda com maiores detalhes os valores do potencial h_3 utilizados pelo modelo, apresenta também a nomenclatura e o cálculo para obtenção dos diferentes potenciais no modelo, sendo:

$$h_1 = P0 \quad (51)$$

$$h_2 = P0_{pt} \quad (52)$$

$$h_3 = \begin{cases} P2H + \frac{P2L - P2H}{r2H - r2L} \cdot (r2H - T_p) & \text{para } r2L < T_p < r2H \\ P2L & \text{para } T_p \leq r2L \\ P2H & \text{para } T_p \geq r2H \end{cases} \quad (53)$$

$$h_4 = P3 \quad (54)$$

De acordo com Alves (2009), $P2H$ é o potencial na qual as raízes param de extrair água do solo à taxa máxima (assumindo uma transpiração potencial $r2H = 5 \text{ mm.dia}^{-1}$) e $P2L$ é o potencial na qual as plantas param de extrair água do solo à taxa máxima (assumindo uma transpiração potencial $r2L = 1 \text{ mm.dia}^{-1}$).

Para a simulação foram utilizados os dados da cultura do feijão caupi obtidos através do experimento de Lima (2004) em um Latossolo Amarelo na fazenda Chã de Jardim, pertencente ao Centro de Ciências Agrárias da UFPB, no município de Areia, Paraíba. A simulação foi realizada utilizando os potenciais do modelo de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) para extração de água pela raiz (Tabela 2), conforme Alves (2009), em 80 dias referentes às quatro fases fenológicas da cultura do feijão caupi (Tabela 3). Neste procedimento foram adotados os dados do solo da EP1.

Tabela 2 - Valores do potencial de extração de água pela raiz para a cultura do feijão caupi. Adaptado de Alves (2009).

Potenciais (Feddes, Kowalik e Zaradny, 1978)	h_1	h_2	h_3		h_4
Potenciais no Hydrus-1D	P0	$P0_{pt}$	P2H	P2L	P3
Valor adotado para o feijão (cm)	-10	-25	-750	-2000	-8000

Tabela 3 - Fases fenológicas e valores do coeficiente de cultura (Kc) utilizadas na simulação. Adaptado de Lima (2004) e Alves (2009).

Fase fenológica	Duração da fase	Kc
Emergência	10 dias	0,4
Vegetativa	40 dias	0,8
Reprodutiva	21 dias	1,2
Maturação	9 dias	0,75

A evapotranspiração da cultura foi particionada em evaporação potencial e transpiração potencial através do modelo proposto por Vanclooster et al. (1994) (Equações 45 e 46), assumindo o valor de k igual a 0,7, conforme Soares (2009), e adotando os valores de IAF de acordo com o procedimento descrito em Alves (2009). Assim, para a estimativa da transpiração real da planta, o modelo utiliza a transpiração potencial com base na redução de Feddes, Kowalik e Zaradny (1978) e para estimativa da evaporação real o Hydrus-1D utiliza a mínima pressão superficial do solo permitida (h_{CritA}) e a umidade do solo (ŠIMŮNEK et al., 2008; GALLEGUILLOS et al., 2017). Finalmente, a evapotranspiração real é estimada pelo somatório da evaporação real e transpiração real.

As simulações foram realizadas em três diferentes regimes pluviométricos do ano de 2016. Os dados de entrada no modelo foram à precipitação (mm dia^{-1}), a Evapotranspiração da cultura (mm dia^{-1}) particionada e a umidade volumétrica do solo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) do dia anterior ao início da simulação.

4.8 Análise de sensibilidade

Para a análise de sensibilidade do modelo foi empregado o método de superfícies de resposta, em que várias simulações são realizadas com a modificação de um único parâmetro, enquanto os demais são mantidos constantes, e em seguida o mesmo processo é repetido para outro parâmetro e assim sucessivamente (ALVES, NETTO e ANTONINO, 2012; SOARES et al, 2016). O procedimento foi realizado utilizando os dados da EP1, com o objetivo de verificar a sensibilidade do modelo ao simular a umidade do solo em função da variação do Índice de Área Foliar (IAF) e de três parâmetros hidráulicos (α , n, e K_s).

Foram utilizados cinco valores diferentes de IAF, correspondentes a 0,1; 0,3; 0,5; 0,8 e 1,5. Para os parâmetros hidráulicos foram atribuídas variações correspondentes a $\pm 50\%$, $\pm 40\%$, $\pm 30\%$, $\pm 20\%$ e $\pm 10\%$ (Tabela 4). Como o parâmetro n , da equação de van Genuchten-Mualem, deve ser maior que 1, não foi possível utilizar todas as variações negativas. Neste caso, foi observado até onde o modelo foi capaz de convergir os resultados ao utilizar valores mínimos do parâmetro n , e assim foi encontrada a variação máxima negativa deste parâmetro, correspondendo a -15% ou 1,058.

Tabela 4 - Dados de entrada utilizados na análise de sensibilidade do modelo Hydrus-1D.

Parâmetros	Referência	Ref. - 50%	Ref. - 40%	Ref. - 30%	Ref. - 20%	Ref. - 10%	Ref. +10%	Ref. +20%	Ref. +30%	Ref. +40%	Ref. +50%
α (mm ⁻¹)	0,0041	0,0020	0,0024	0,0028	0,0032	0,0036	0,0045	0,0049	0,0053	0,0057	0,0061
n	1,245	-	-	-	1,058*	1,121	1,370	1,494	1,619	1,743	1,868
K_s (mm dia ⁻¹)	1599,6	799,8	959,7	1119,7	1279,7	1439,6	1759,6	1919,5	2079,5	2239,5	2399,4

*O valor corresponde a -15%

Para a avaliação da sensibilidade do modelo aos parâmetros hidráulicos foi utilizado o erro padrão (Equação 55) através da comparação entre a umidade do solo obtida pelos valores de referência iniciais e modificados, conforme Arraes (2014) e Santos (2014).

$$e = \sqrt{\frac{\sum (y_m(i) - y_s(i))^2}{N}} \quad (55)$$

sendo “e” o erro padrão; $y_m(i)$ o valor simulado pelo modelo a partir dos dados de referência; $y_s(i)$ o valor simulado pelo modelo variando os dados de referência e N o número de observações.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Aspectos meteorológicos da área de estudo

A distribuição da precipitação total mensal no período de janeiro de 2015 a dezembro de 2016 para as três estações de monitoramento juntamente com as médias mensais históricas (1970-2000) da Bacia do rio Tapacurá, obtidas por Silva et al. (2010), são apresentadas na Figura 11.

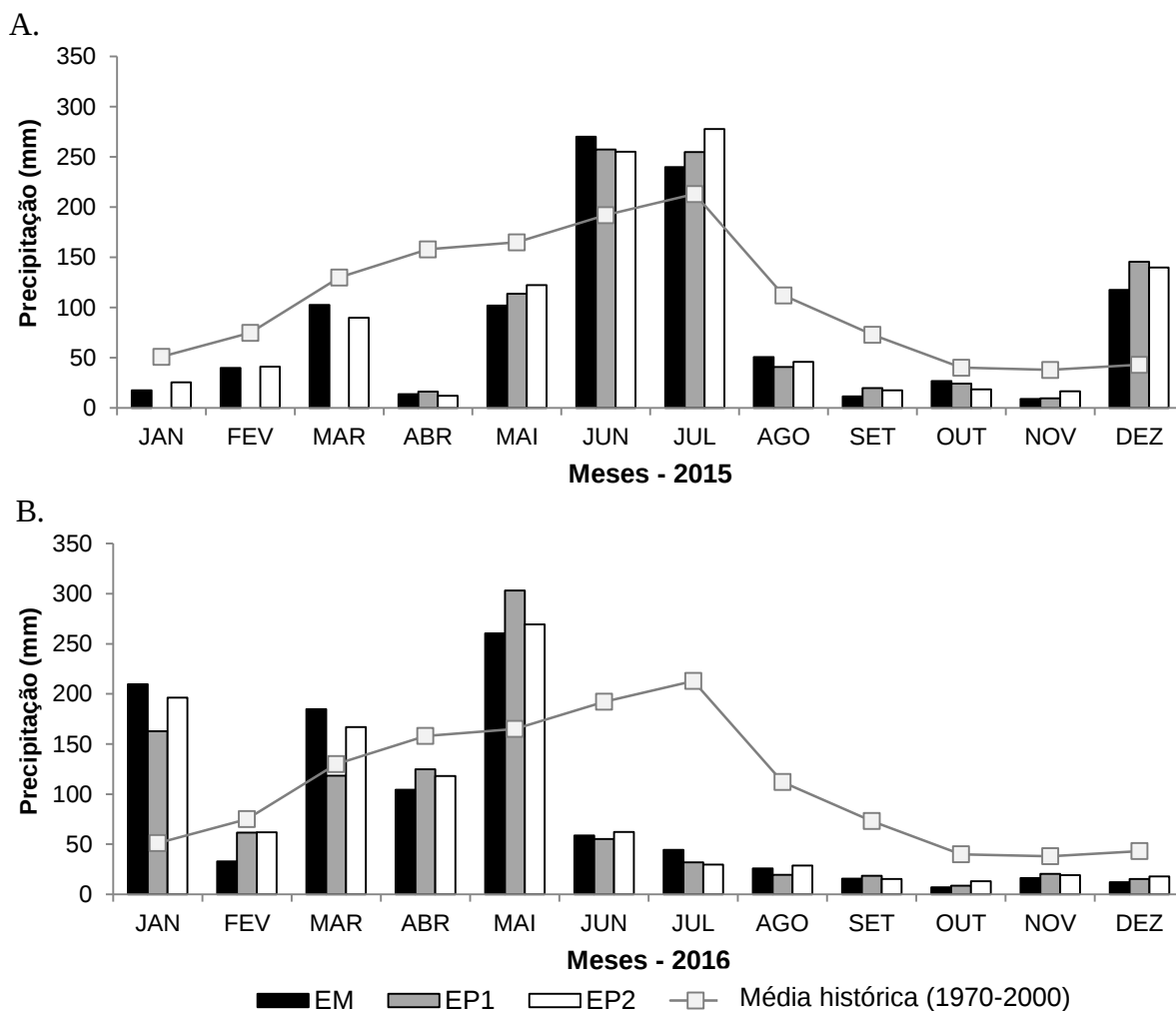


Figura 11 - Distribuição da precipitação total mensal na Bacia do rio Tapacurá e médias mensais históricas (1970-2000) em 2015 (A) e 2016 (B).

Observa-se que há diferença entre o regime dos totais mensais precipitados nos dois anos hidrológicos. No ano de 2015 o período chuvoso ocorreu entre os meses de março a julho, e isoladamente no mês de dezembro. Não há registro de chuva nos meses de janeiro a março na estação EP1 devido à data da sua instalação, que foi no final de março de 2015. O ano de 2016 concentrou as maiores precipitações nos meses de janeiro a maio, não correspondendo com os resultados encontrados por Silva et al.

(2010), que analisaram uma série histórica (1970-2000) da bacia em estudo, e observaram que a estação chuvosa ocorre entre os meses de março a julho, correspondendo a 60% da precipitação total anual (1.209 mm).

Nos dois anos as precipitações foram cerca de 20% abaixo da média anual para a região. Os menores registros ocorreram em outubro de 2016, nas estações EM (7,1 mm) e EP1 (8,6 mm) e em novembro de 2015 nas mesmas estações, com os totais de 8,8 e 9,6 mm, respectivamente. Porém, vale ressaltar que nos dois anos ocorreram dias com eventos chuvosos intensos, como o registrado na estação EP2 em 04 de julho de 2015 (114 mm) e em 9 de maio de 2016 na estação EP1 (134 mm).

Na Figura 12 pode-se observar a distribuição diária da evapotranspiração de referência e da precipitação na estação EM.

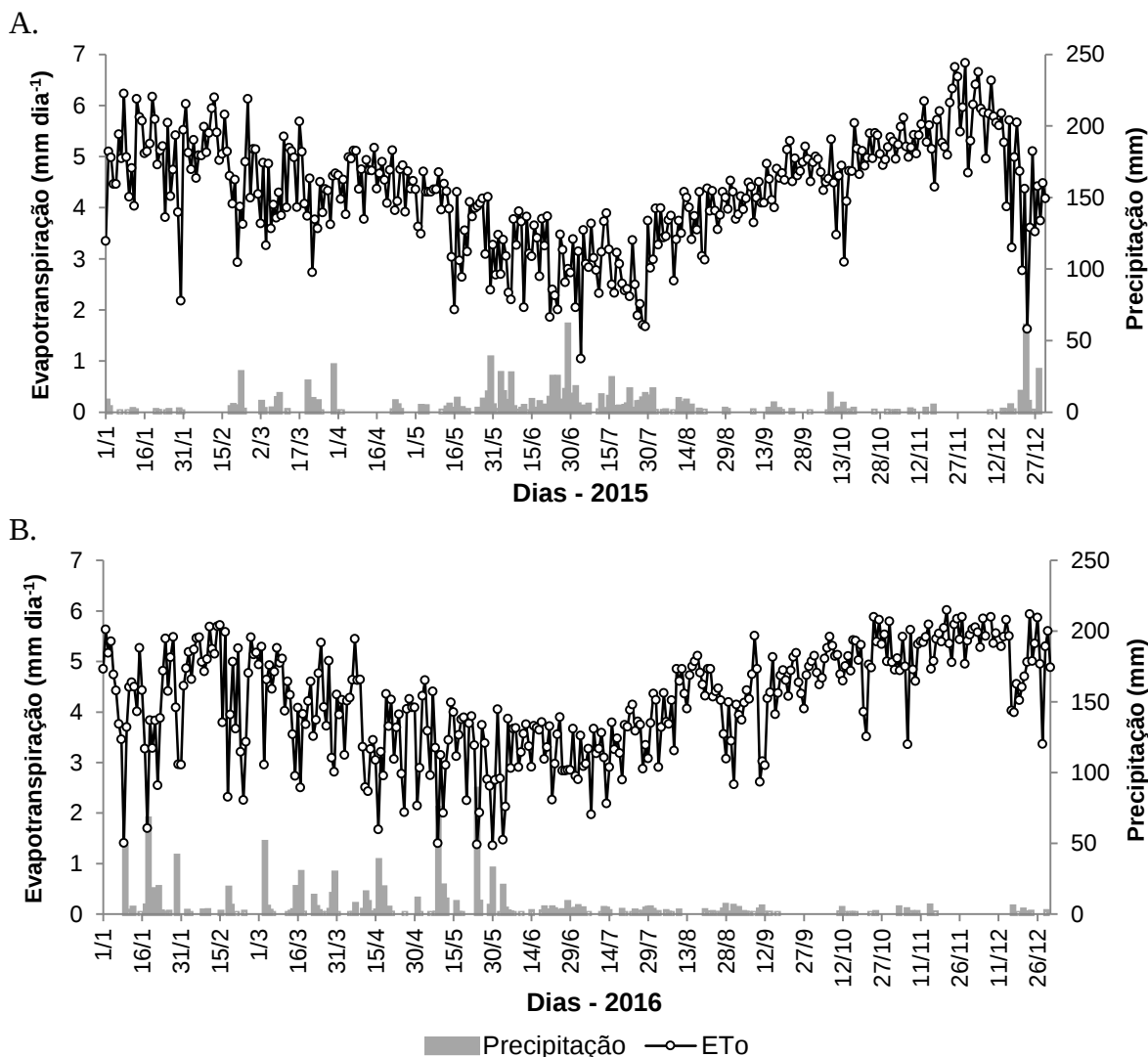


Figura 12 - Variação temporal da evapotranspiração de referência – ETo (mm dia^{-1}) e da precipitação diária (mm) na estação EM no ano de 2015 (A) e 2016 (B).

O comportamento da evapotranspiração de referência – ETo (mm dia^{-1}) na estação EM, estimada pelo método de Penman-Monteith, condiz com os eventos chuvosos que ocorreram na região. No ano de 2015, os menores valores de ETo foram observados nos meses de junho, julho e dezembro, exatamente onde ocorreram os maiores eventos de precipitação. Durante este mesmo ano, a ETo variou de 1,05 a 6,83 mm dia^{-1} , com média de 4,31 mm dia^{-1} . O ano de 2016 apresentou os maiores valores de ETo , com resultados acima de 6 mm dia^{-1} , nos meses de novembro e dezembro, período considerado seco na região. Neste ano a variabilidade da ETo foi de 1,36 a 6,22 mm dia^{-1} com valor médio de 4,20 mm dia^{-1} .

Os dados de precipitação e evapotranspiração aqui descritos foram utilizados como entrada no procedimento de simulação da umidade do solo, detalhado adiante.

5.2 Propriedades físicas e hidrodinâmicas dos solos

A partir das curvas de distribuição dos tamanhos das partículas dos solos das estações EP1, EP2 e EM, foi possível determinar as frações de areia, silte e argila das profundidades analisadas. De acordo com o diagrama de classes texturais (Figura 13), observa-se a predominância da classe franco-arenosa.

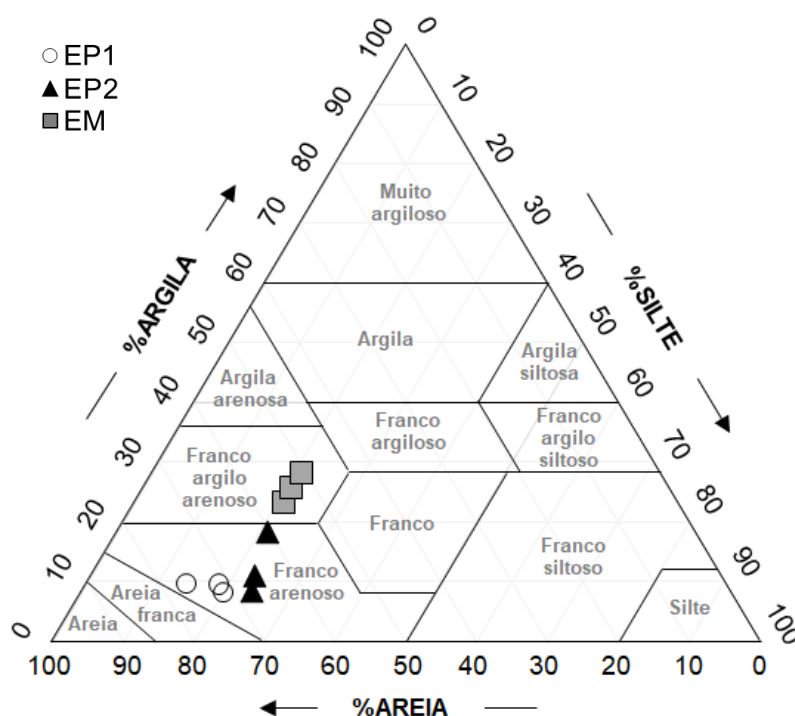


Figura 13 – Diagrama das classes texturais dos solos das estações de monitoramento.

Na Tabela 5 são apresentadas a caracterização granulométrica do solo e os demais atributos físicos: tipo de solo, densidade do solo (ρ_s), densidade das partículas (ρ_p) e classificação textural.

Tabela 5 - Atributos físicos das camadas de solo das estações de monitoramento.

Estação	Tipo de solo	Profundidade (cm)	Areia	Silte	Argila	ρ_s	ρ_p	Class. Textural
			(%)			(g.cm ⁻³)		
EP1	PVA*	0 – 10	71,61	20,06	8,33	1,54	2,62	Franco-arenoso
		10 – 20	71,72	18,68	9,60	1,50	2,60	Franco-arenoso
		20 – 30	76,14	14,11	9,75	1,51	2,58	Franco-arenoso
EP2	PVA*	0 – 10	67,56	24,01	8,43	1,58	2,58	Franco-arenoso
		10 – 20	60,40	21,26	18,34	1,62	2,56	Franco-arenoso
		20 – 30	65,88	23,10	11,02	1,64	2,58	Franco-arenoso
EM	PVA*	0 – 10	55,57	21,02	23,41	1,73	2,76	Franco-argilo-arenoso
		10 – 20	53,22	20,92	25,86	1,64	2,76	Franco-argilo-arenoso
		20 – 30	50,66	21,16	28,15	1,67	2,68	Franco-argilo-arenoso

* Simbologia do 1º nível categórico de classificação do solo, sendo PVA – Argissolo Vermelho-Amarelo.

Observa-se que, para cada estação de monitoramento, os percentuais das frações granulométricas não apresentaram grandes variações em profundidade, conferindo às camadas do solo da EP1 e EP2 a classe textural franco-arenosa, e às camadas do solo da EM a classe franco-argilo-arenosa. A predominância da fração areia em EP1 e EP2 pode estar associada ao fato da proximidade das estações a solos do tipo Gleissolos (Figura 2). Em relação aos teores de argila, observam-se as maiores percentagens na EM, com variação de 23 a 28%, aumentando com a profundidade.

A densidade do solo apresentou os maiores valores nas camadas do solo da EM (1,64 a 1,73 cm⁻³) e menores valores nas camadas de solo da EP1 (1,50 a 1,54 g cm⁻³). Quanto à densidade das partículas, propriedade que depende da constituição do solo e varia relativamente pouco de solo para solo (REICHARDT e TIMM, 2004), verifica-se semelhança entre os valores de EP1 e EP2, variando de 2,56 a 2,62 g cm⁻³. Esta propriedade apresentou os maiores valores nas camadas superficiais da EM (0-10 e 10-20 cm), com ρ_s igual a 2,76 g cm⁻³. Todos os valores de densidade das partículas encontram-se próximos ao valor médio adotado na literatura (2,65 g cm⁻³).

Os resultados dos testes de infiltração estão agrupados de acordo com os ensaios realizados em cada estação de monitoramento (Figura 14), e representam, simultaneamente, a classe textural do solo dessas estações. De acordo com Souza et al. (2008), as comparações das lâminas de água medidas em diferentes classes texturais demonstram que existem diferenças qualitativas e quantitativas dos efeitos texturais e estruturais no fluxo de água.

A duração dos ensaios de infiltração nas estações EP1 e EP2 variou de 1500 a 3000 s, com a lâmina acumulada variando de 250 a 310 mm. Na estação EM, os ensaios duraram entre 10.300 e 14.000 s com a lâmina acumulada variando entre 120 e 300 mm. Deste modo, além do elevado tempo de duração da infiltração no solo da EM, que foi cerca de 80% maior em relação ao solo da EP1 e EP2, observa-se uma alta variabilidade nos fluxos de infiltração deste solo (Figura 14), cuja textura é do tipo franco-argilo-arenosa. Segundo Furtunato et al. (2013), a variabilidade dos fluxos de infiltração em solos de mesma classe textural pode ser interpretada como uma resposta à influência da heterogeneidade do solo, estando mais associada aos fatores estruturais do que aos fatores texturais. Por sua vez, os fatores estruturais do solo podem estar relacionados à ativação hidráulica dos macroporos durante a infiltração.

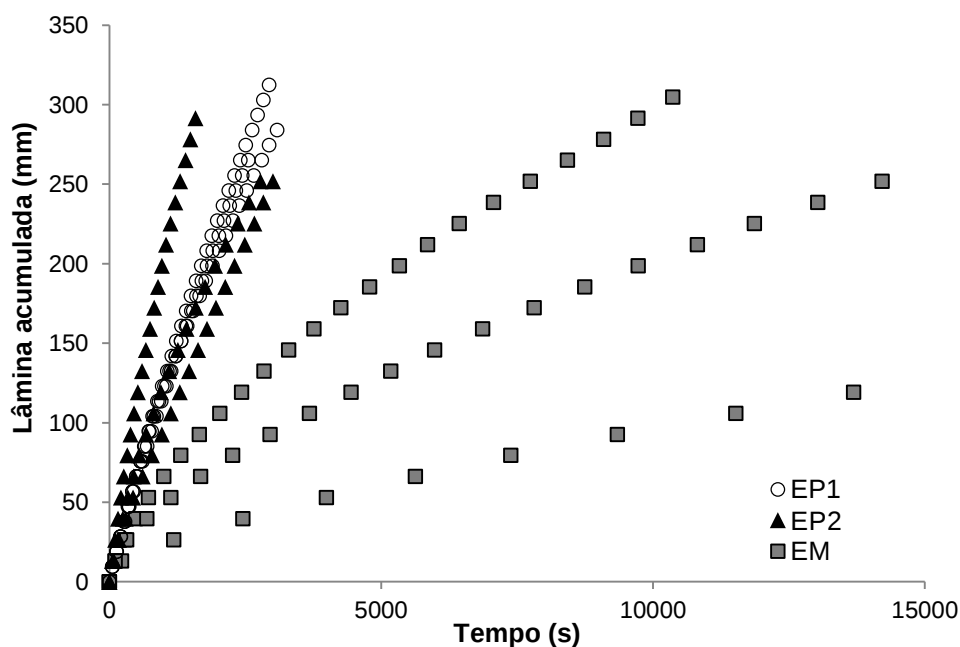


Figura 14 - Curvas de infiltração acumulada em função do tempo nos solos das estações de monitoramento.

Na Tabela 6 é apresentado o resultado da média e mediana dos parâmetros de forma (m , n e η) dos solos das três estações de monitoramento. Observa-se que, para todos os casos, os valores da média e da mediana permaneceram próximos. Os parâmetros m e n , que dependem da textura do solo, apresentaram os maiores valores nos solos com frações mais arenosas (EP1 e EP2). Os resultados do parâmetro η demonstraram uma relação inversa aos demais parâmetros de forma, que é explicado pelo fato de η ser inversamente proporcional ao produto de m e n .

Souza et al. (2008) utilizaram a metodologia Beerkan para avaliar a variabilidade dos parâmetros hidráulicos do solo em uma bacia experimental do semi-árido paraibano, e obtiveram os seguintes valores para m , n e η : 0,06; 2,13 e 18,16 em um solo de textura franco-arenoso e 0,06; 2,12 e 20,23 para um solo franco-argilo-arenoso. Já Furtunato et al. (2013) obtiveram os valores médios de 2,22 e 13,16 para os parâmetros n e η utilizando 102 pontos distribuídos na bacia experimental do riacho Gameleira, localizada na bacia do rio Tapacurá, onde estão posicionadas as estações EP1 e EP2. Os valores dos parâmetros de forma m , n e η encontrados no presente trabalho estão próximos aos encontrados por esses autores.

Tabela 6 - Estatística dos parâmetros de forma das relações $\theta(h)$ e $K(\theta)$.

Parâmetros	EP1			EP2			EM		
	m	n	η	m	n	η	m	n	η
Média	0,102	2,223	11,482	0,094	2,204	12,682	0,063	2,143	16,965
Mediana	0,103	2,229	11,723	0,093	2,206	12,682	0,062	2,143	16,988

Os resultados estatísticos dos parâmetros de normalização, referentes aos valores de S , K_s , θ_0 , θ_s e h_g , gerados pelo programa BEST, e das escalas características dos solos, λ_m e $C\lambda_m$, estão apresentados na Tabela 7. Analisando os solos das três estações, observa-se que os maiores valores de sorvidade (S), parâmetro que traduz a capacidade do solo absorver água, e da condutividade hidráulica saturada (K_s) ocorreram nos solos das EP1 e EP2, com os menores valores na EM.

Nota-se que o valor médio de K_s na EM foi aproximadamente 5 vezes menor que na EP1 e EP2. Tal diferença pode ser atribuída tanto à distribuição dos tamanhos das partículas da fração de areia como à densidade do solo das estações.

Souza et al. (2008) estimaram a sorvidade e a condutividade com o modelo BEST em diferentes classes texturais de solos e observaram que os valores de S e K_s aumentaram de acordo com o teor de areia, obtendo valores de S de $2,07 \text{ mm s}^{-1/2}$ e K_s de $0,13 \text{ mm s}^{-1}$ para um solo com textura franco-arenosa e de $0,79 \text{ mm s}^{-1/2}$ e $0,01 \text{ mm s}^{-1}$, respectivamente, para um solo de textura franco-argilosa.

Com relação às escalas características dos solos, nota-se que o raio característico de poros hidraulicamente funcionais (λ_m) aumentou de acordo com os valores da densidade do solo e diminuíram com os teores de areia. No entanto, quando analisada a porosidade, refletiva pela densidade do solo, verifica-se que a dimensão média dos poros que participam do processo de infiltração, λ_m , foi maior nos solos com menor porosidade. Esse resultado corrobora com os obtidos por Coutinho (2011), que observou um aumento dos valores de λ_m com a diminuição da porosidade do solo. O autor observou também que os menores valores de λ_m foram compensados pelo elevado número de poros hidraulicamente ativos ($C\lambda_m$). Deste modo, observando os resultados de λ_m e $C\lambda_m$ (Tabela 7) verifica-se que, embora haja um aumento do tamanho dos poros com a densidade do solo, como por exemplo, na EM, a quantidade de poros hidraulicamente ativos diminui. Observando a dimensão dos poros da EP1 (menor valor encontrado), percebe-se que o número de poros hidraulicamente ativos, $C\lambda_m$, desta estação é cerca de 2 vezes maior que o encontrado na EP2 e 8 vezes maior que na EM.

Os valores encontrados de λ_m e $C\lambda_m$ estão de acordo com as faixas reportadas em outras pesquisas com solos de propriedades semelhantes (SOUZA et al., 2008 e COUTINHO, 2011).

Tabela 7 - Estatística dos parâmetros de normalização S , K_s , θ_0 , θ_s e h_g e das escalas características λ_m e $C\lambda_m$ do solo.

Estação	Parâmetros	S (mm s ^{-1/2})	K_s (mm s ⁻¹)	θ_0 (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	h_g (mm)	λ_m (mm)	$C\lambda_m^*$ (Nº de poros m ⁻²)
EP1	Média	1,314	0,019	0,193	0,377	-184,973	0,026	3,14.10 ⁷
	Mediana	1,338	0,019	0,180	0,380	-177,436	0,026	3,13.10 ⁷
EP2	Média	1,204	0,018	0,203	0,379	-99,652	0,029	1,98.10 ⁷
	Mediana	1,66	0,015	0,199	0,379	-100,950	0,028	1,72.10 ⁷
EM	Média	0,621	0,004	0,105	0,371	-150,230	0,037	3,93.10 ⁶
	Mediana	0,664	0,003	0,099	0,373	-172,511	0,027	4,92.10 ⁶

*Quantidade de poros hidraulicamente ativos por unidade de área (Nº de poros m⁻²)

Após a obtenção dos parâmetros de forma e de normalização, foram geradas as curvas de retenção de água para cada ensaio de infiltração, por meio da Equação (15). Em seguida, utilizou-se o programa RETC para ajustar as curvas de retenção para a condição de van Genuchten e Mualem, a fim de se obter os parâmetros ajustados α e n (Tabela 8), que definem o formato da curva.

Tabela 8 - Parâmetros hidráulicos ajustados para a condição de Mualem (1976) pelo modelo RETC.

Parâmetros	EP1		EP2		EM	
	α (mm ⁻¹)	n	α (mm ⁻¹)	n	α (mm ⁻¹)	n
Média	0,004	1,245	0,002	1,273	0,007	1,149
Mediana	0,004	1,245	0,002	1,279	0,005	1,149

Os valores médios dos parâmetros obtidos pelo RETC (α e n) foram utilizados para a construção das curvas de retenção de água no solo conforme o modelo van Genuchten e Mualem, e são apresentadas na Figura 15.

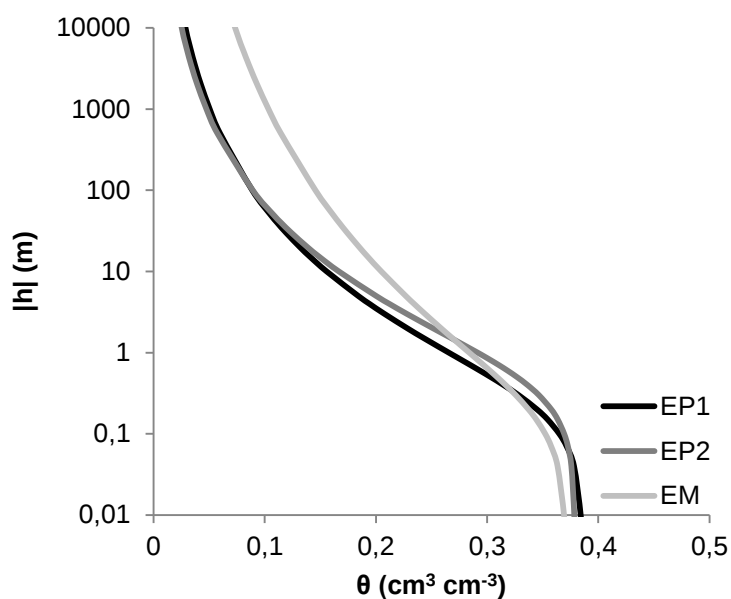


Figura 15 - Curvas de retenção médias para os solos das estações de monitoramento ajustadas de acordo com o modelo van Genuchten e Mualem.

Souza et al. (2008) explicam que para cada curva de retenção, o ponto de origem, θ_s , é determinado durante os ensaios de infiltração. Essas curvas apresentam claramente uma inflexão logo após a saturação, onde os valores de θ começam a diminuir. Esta inflexão corresponde ao valor do potencial de entrada de ar (h_g) na matriz porosa do solo.

Analisando o comportamento das curvas de retenção do solo de cada estação, observa-se que a variação dos teores de umidade do solo da EM é ligeiramente menor que nos solos das EP1 e EP2. Entretanto, verifica-se que o solo desta estação apresenta a maior capacidade de retenção à medida que o potencial matricial aumenta, mais precisamente após o ponto de inflexão, a partir de $h = 2$ m. A título de exemplo, para $h = 10$ m, as umidade do solo na EP1, EP2 e EM foram iguais a 0,15; 0,16 e 0,20 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, respectivamente. A explicação para essa maior capacidade de retenção pode ser atribuída aos teores de argila existentes no perfil do solo da EM.

As curvas de condutividade hidráulica dos solos das estações de monitoramento são apresentadas na Figura 16. Como esperado, a taxa de condutividade sobe rapidamente enquanto o teor de umidade é baixo e tende à estabilidade à medida que o solo atinge o estado de saturação (SANTOS et al., 2012). Analisando os resultados, verifica-se que o solo da EP1 apresenta valores de condutividade hidráulica, $K(\theta)$, superiores aos solos da EP2 e EM em toda a faixa de umidade do solo. Nas faixas de saturação, a condutividade hidráulica da EP2 aproxima-se do valor de K_s da EP1, em torno de $0,019 \text{ mm s}^{-1}$. Já na EM, observa-se que ao atingir a saturação, o solo apresenta K_s igual a $0,004 \text{ mm s}^{-1}$, menor valor encontrado entre os solos analisados.

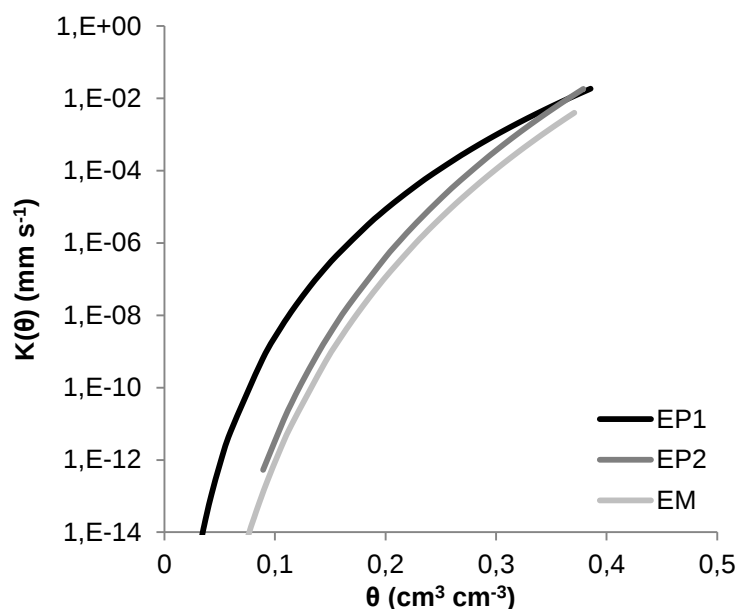


Figura 16 - Curvas de condutividade hidráulica média para os solos das estações de monitoramento.

5.3 Curva de calibração dos sensores TDR

A análise de desempenho das equações ajustadas a partir dos dados observados em laboratório e das equações propostas pelo fabricante, para estimativa da umidade volumétrica (θ_v) dos solos das EP1 e EP2, é apresentada na Tabela 9. De modo geral, observa-se que, de acordo com os índices estatísticos adotados, todos os modelos apresentaram desempenho confiável, incluindo as equações fornecidas pelo fabricante. Todavia, o desempenho destas equações mostrou-se ligeiramente inferior aos obtidos no procedimento em laboratório.

Em relação ao desempenho dos modelos para cada solo, verifica-se que o ajuste de regressão quadrática apresentou os melhores resultados na EP1 de acordo com o índice de concordância (d), coeficiente de Pearson (r) e índice de confiança (c). Já na EP2, o melhor desempenho foi observado no ajuste de regressão linear, conforme os índices d e c. O coeficiente de determinação (R^2) demonstrou melhor representatividade nos modelos cúbicos, seguido de quadráticos e lineares, para os solos das duas estações.

Tabela 9 - Avaliação dos modelos de estimativa da umidade volumétrica dos solos em estudo, coeficiente de determinação (R^2), índice de concordância (d), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de confiança dos modelos (c).

Equação	Modelo	R^2	d	r	c	Equação de calibração
EP1	Linear	0,990	0,997	0,995	0,992	$\theta = 0,0269t - 0,4463$
	Quadrática	0,998	0,999	0,999	0,999	$\theta = 0,0006t^2 - 0,0008t - 0,1355$
	Cúbica	0,999	0,998	0,998	0,998	$\theta = 4.10^{-5}t^3 - 0,0022t^2 + 0,0632t - 0,6095$
CS616*	Linear	-	0,975	0,995	0,970	
	Quadrática	-	0,992	0,998	0,990	
EP2	Linear	0,993	0,997	0,995	0,992	$\theta = 0,0261t - 0,4347$
	Quadrática	0,998	0,989	0,998	0,987	$\theta = 0,0006t^2 - 0,0019t - 0,1343$
	Cúbica	0,999	0,950	0,998	0,948	$\theta = 6.10^{-5}t^3 - 0,0031t^2 + 0,0788t - 0,7035$
CS616*	Linear	-	0,962	0,995	0,957	
	Quadrática	-	0,990	0,997	0,986	

*Equações fornecidas pelo fabricante.

Estes mesmos índices foram utilizados por Costa (2012) para avaliar o ajuste de equações de calibração de sondas do tipo CS616, em uma bacia experimental no Ceará, onde foi observado que as regressões lineares apresentaram desempenho ótimo, com os índices d variando de 0,98 a 0,99; r de 0,96 a 0,98 e c 0,94 a 0,98. De acordo com o autor, o expoente cúbico, no ajuste de valores extremos, tende a afastar-se dos valores

medidos apresentando uma interpretação errônea da umidade do solo nestas faixas. O mesmo fato foi observado nesta pesquisa, em que, ao analisar os resultados de umidade volumétrica obtidos para cada equação ajustada (linear, quadrática e cúbica), foram encontrados valores acima da umidade de saturação quando utilizada a equação cúbica para os solos da EP1 e EP2.

Neste trabalho decidiu-se utilizar as equações quadráticas para a obtenção da umidade volumétrica do solo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) a partir dos valores das leituras dos sensores (μs). Na Figura 17 observa-se a distribuição dos dados obtidos na calibração e o ajuste do modelo quadrático para as duas estações.

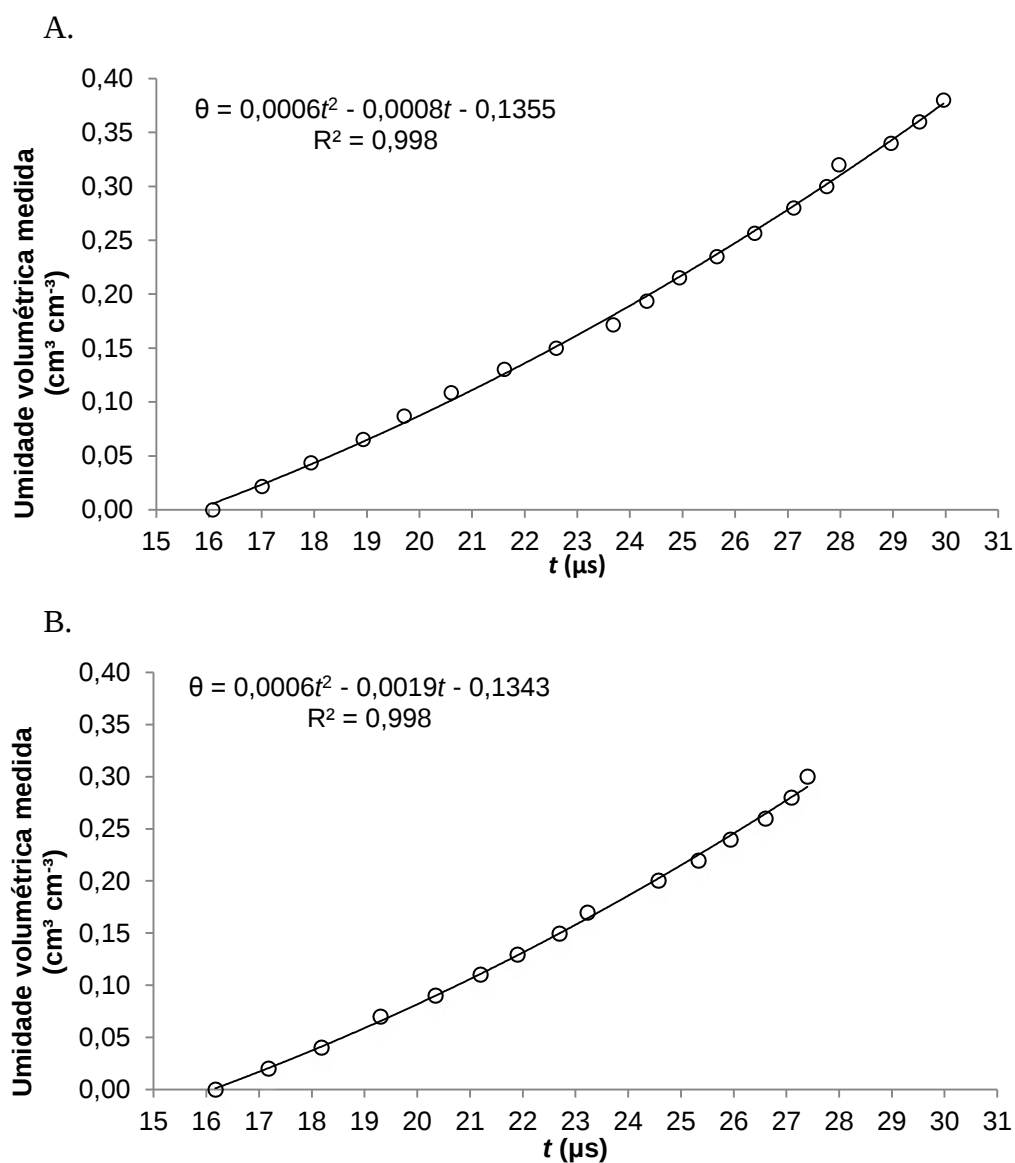


Figura 17 - Distribuição dos dados da curva de calibração dos sensores TDR na estação EP1 (A) e EP2 (B).

Outros autores também utilizaram ajustes quadráticos em calibrações de sensores do tipo TDR de umidade do solo. Medeiros, Araújo e Bronstert (2009) calibrou sensores do modelo CS616 para duas profundidades (0-30 e 30-60 cm) em uma área agrícola no agreste de Alagoas, e, utilizando o modelo polinomial de segundo grau, obteve valores de R^2 de 0,997 para as duas profundidades. Já Lira (2015), ao realizar calibrações em campo para quatro sensores do modelo CS616, distribuídos na área de uma bacia experimental da Paraíba, encontrou valores de R^2 entre 0,96 e 0,60 por meio de ajuste de regressão quadrática.

5.4 Dinâmica temporal da umidade do solo

Com base nas curvas de calibração definidas, foi realizada a transformação das leituras dos sensores TDR CS616 em umidade volumétrica, gerando uma nova série de dados para as estações de monitoramento EP1 e EP2, ilustradas na Figura 18. Esta apresenta também o monitoramento das leituras do sensor FDR PR2/4 da EM convertidos em umidade volumétrica (Figura 18C) através da equação fornecida pelo manual do equipamento (Equação 13). Vale ressaltar que na estação EM foram utilizadas as leituras na profundidade de 20 cm.

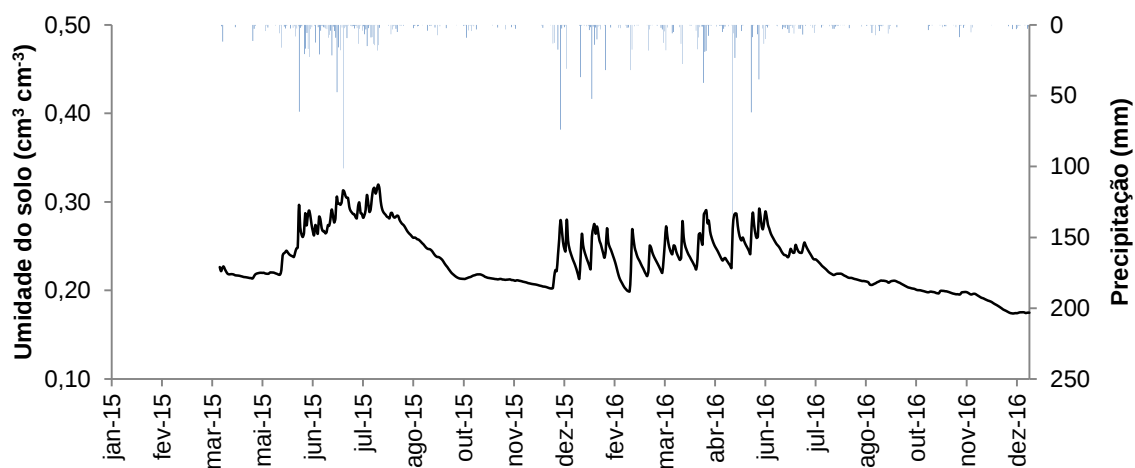
Analizando o comportamento da umidade do solo em função da precipitação (Figura 18), observa-se que os eventos de chuva acima de 15 mm proporcionam, de modo geral, respostas rápidas nas três estações. Os eventos de precipitação concentrados nos meses de maio a julho de 2015 proporcionaram os maiores picos de umidade nas três estações. Todavia, esses valores não se aproximaram da umidade de saturação do solo em nenhuma estação, com os maiores picos observados durante a chuva do dia 04 de julho de 2015, alcançando os valores de 0,32; 0,33 e 0,30 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ em EP1, EP2 e EM, respectivamente.

Verifica-se que, após a elevação abrupta da umidade do solo no final de maio do mesmo ano, em consequência da chuva de 61 mm (em EP1 e EP2) e 37 mm na EM, o conteúdo de água no solo se mantém elevado nas três estações, e ligeiramente estável em EP1 e EP2, até o final período de chuvoso. Já no ano de 2016, observa-se maior variabilidade da umidade durante os eventos de chuva, com incrementos e perdas abruptas de água no solo das três estações. Isso, provavelmente, está associado ao

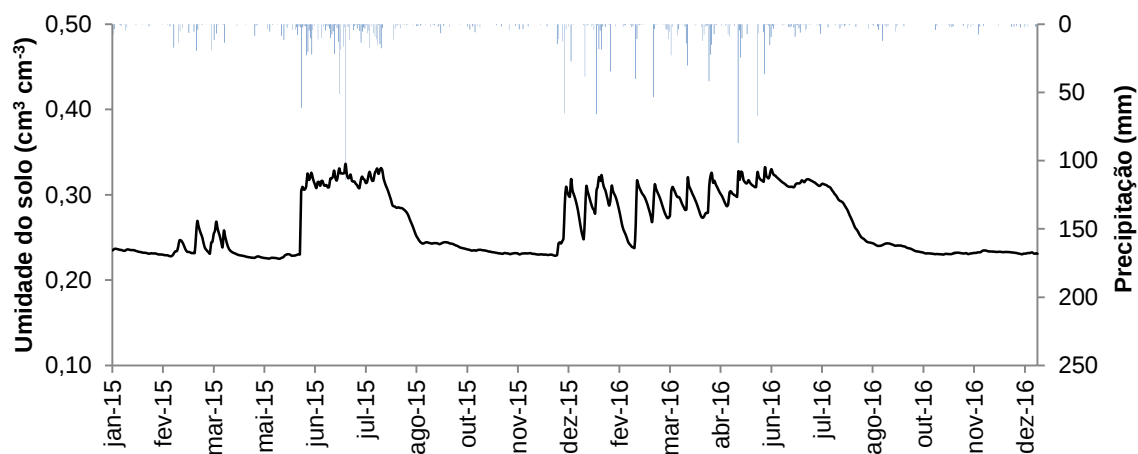
comportamento divergente da precipitação entre os dois anos, visto que em 2015 o período chuvoso foi mais concentrado, não permitindo perdas abruptas da umidade, enquanto que o ano de 2016 apresentou chuvas esparsas durante o período chuvoso e consequentemente depleções acentuadas na umidade do solo das três estações.

Após o período chuvoso, o conteúdo de água no solo apresenta uma suave depleção ao longo dos primeiros dias do mês de agosto, início do período seco. Este decréscimo é um pouco mais acentuado em EP2 e EM, tendendo a estabilizar ao alcançar valores próximos a $0,20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ nas EP1 e EP2, e entre 0,15 (2015) e $0,10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (2016) na EM, onde foram verificados os menores valores de umidade.

A.



B.



C.

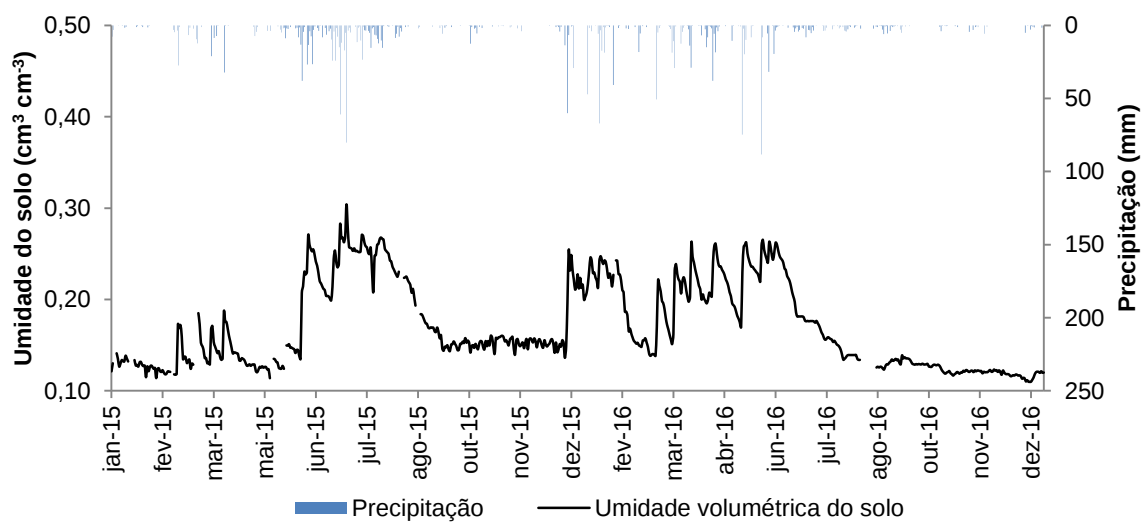


Figura 18 - Distribuição temporal da umidade do solo e da precipitação nas estações EP1 (A), EP2 (B) e EM (C) durante o período de 2015 e 2016.

A Figura 19 apresenta, por meio de gráficos *box-plot*, a variabilidade e a distribuição da umidade do solo média diária observada para cada mês nas três estações de monitoramento, através dos valores da média, mediana (marcas centrais), mínimo, máximo, quartis inferiores e superiores e *outliers*. Adicionalmente, o resumo da análise estatística desses valores é apresentado nas Tabelas 10 e 11

A presença de *outliers*, observada apenas no ano de 2015, deve-se aos valores mais elevados de umidade do solo, causados provavelmente por eventos de precipitação isolados, que proporcionam incrementos mais acentuados no conteúdo de água no solo, diferenciando-se em relação à média amostral. A presença destes valores atípicos também pode ser associada ao início e final do período chuvoso, como pode ser observado nos meses de maio, nas três estações, e agosto, em EP1 e EP2.

A maior dispersão dos dados é observada nos meses onde ocorre a transição de períodos (seco/úmido e úmido/seco), como em agosto e dezembro de 2015, e durante os períodos mais úmidos, como no primeiro semestre de 2016. Esta variabilidade pode ser verificada pela amplitude da amostra (diferença entre os limites máximos e mínimos) e pelo afastamento entre os quartis e a mediana. Os meses mais secos apresentaram a menor variabilidade dos dados, o que já era esperado, como pode ser observado em setembro a outubro de 2015 e no final do período chuvoso de 2016, a partir de agosto.

Em relação à análise estatística (Tabela 10 e 11), verifica-se uma aproximação entre a média e a mediana na maioria dos meses, indicando que os valores se distribuem em intervalos menores, demonstrando uma tendência simétrica para esses casos. Seguindo a classificação proposta por Warrick e Nielson (1980), observa-se que a maioria dos meses apresentou baixa variabilidade ($CV < 12\%$) da umidade do solo, com o menor coeficiente de variação de 0,21% na EP2, em novembro de 2015. Alguns meses apresentaram coeficientes de variação considerados médios ($12\% < CV < 60\%$), ocorrendo principalmente na EM.

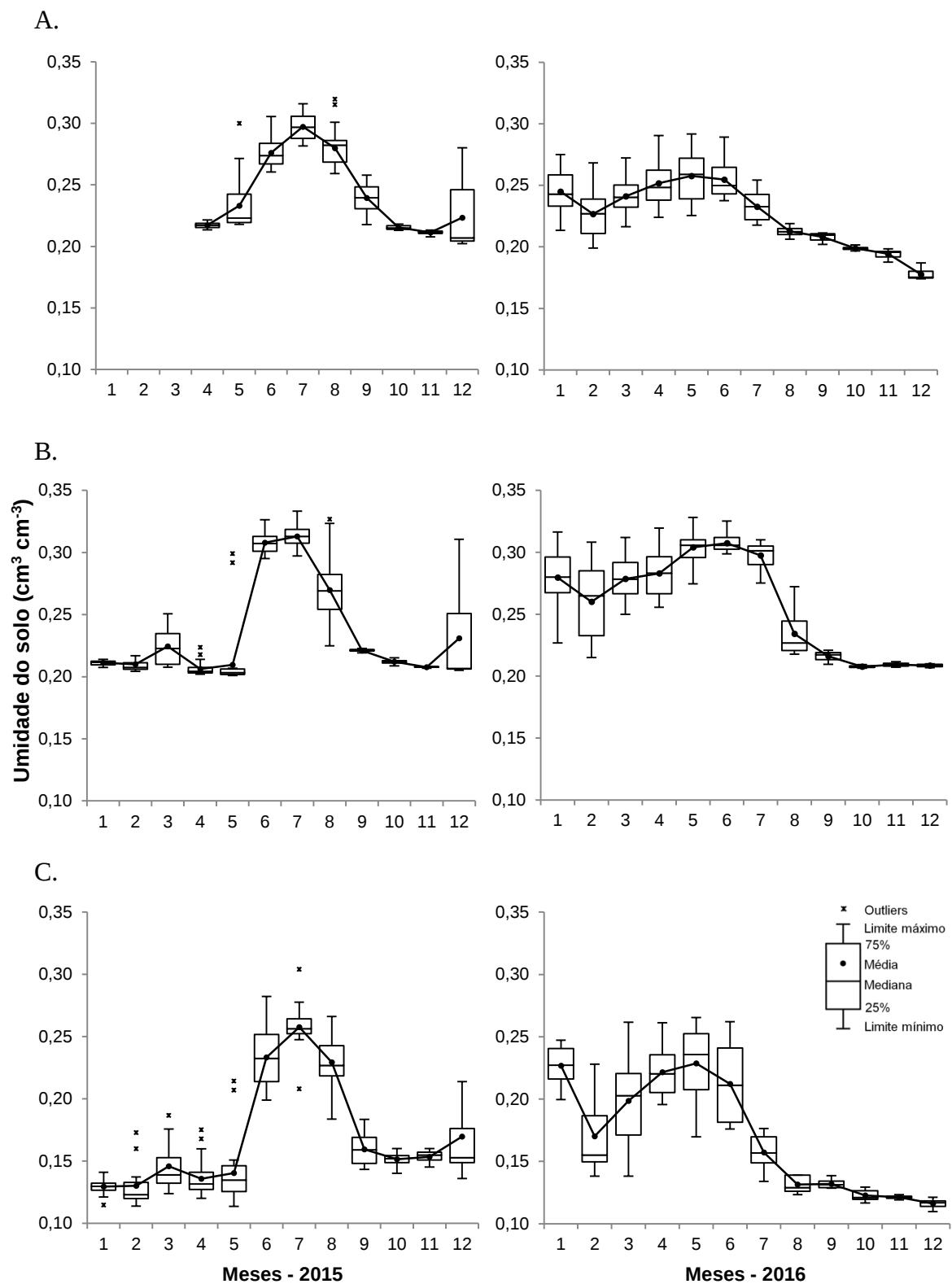


Figura 19 - Variabilidade mensal da umidade do solo nas estações EP1 (A), EP2 (B) e EM (C) durante o período de 2015 e 2016. Valores de média, mediana (marcas centrais), mínimo, máximo, quartis inferiores e superiores e *outliers*.

Tabela 10 - Resumo estatístico da umidade do solo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) nas estações de monitoramento da bacia do rio Tapacurá em 2015.

Estação		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
EP1	Média	-	-	-	0,217	0,233	0,276	0,297	0,280	0,240	0,215	0,211	0,223
	Mediana	-	-	-	0,217	0,223	0,274	0,297	0,282	0,239	0,215	0,212	0,207
	Mínimo	-	-	-	0,213	0,218	0,260	0,282	0,259	0,218	0,213	0,208	0,202
	Máximo	-	-	-	0,224	0,296	0,306	0,320	0,316	0,258	0,218	0,213	0,280
	DP (%)	-	-	-	0,25	1,79	1,13	1,08	1,48	1,21	0,18	0,16	2,58
	CV (%)	-	-	-	1,14	7,68	4,09	3,62	5,29	5,05	0,81	0,74	11,57
EP2	Média	0,211	0,210	0,224	0,206	0,210	0,308	0,313	0,270	0,221	0,212	0,208	0,231
	Mediana	0,212	0,208	0,223	0,204	0,203	0,307	0,313	0,269	0,221	0,212	0,208	0,207
	Mínimo	0,208	0,204	0,208	0,202	0,201	0,295	0,297	0,225	0,218	0,209	0,207	0,205
	Máximo	0,214	0,225	0,251	0,223	0,299	0,326	0,333	0,327	0,223	0,217	0,208	0,311
	DP (%)	0,19	0,63	1,36	0,50	2,30	0,84	0,82	2,64	0,12	0,20	0,04	3,71
	CV (%)	0,91	3,01	6,08	2,41	10,98	2,71	2,63	9,78	0,54	0,95	0,21	16,09
EM	Média	0,130	0,130	0,146	0,136	0,140	0,233	0,258	0,229	0,159	0,152	0,154	0,170
	Mediana	0,130	0,123	0,139	0,132	0,135	0,233	0,256	0,227	0,159	0,152	0,155	0,153
	Mínimo	0,115	0,114	0,124	0,120	0,114	0,199	0,208	0,184	0,143	0,140	0,140	0,136
	Máximo	0,141	0,173	0,187	0,175	0,214	0,282	0,304	0,266	0,184	0,160	0,160	0,254
	DP (%)	0,56	1,76	1,82	1,34	2,24	2,27	1,53	2,10	1,23	0,48	0,50	3,54
	CV (%)	4,30	13,53	12,48	9,90	15,97	9,75	5,94	9,15	7,74	3,19	3,24	20,82

Tabela 11 - Resumo estatístico da umidade do solo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) nas estações de monitoramento da bacia do rio Tapacurá em 2016.

Estação		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
EP1	Média	0,245	0,227	0,241	0,252	0,258	0,255	0,233	0,212	0,208	0,199	0,194	0,178
	Mediana	0,243	0,227	0,240	0,248	0,259	0,250	0,233	0,212	0,210	0,199	0,196	0,175
	Mínimo	0,213	0,199	0,216	0,224	0,226	0,238	0,218	0,206	0,202	0,197	0,188	0,174
	Máximo	0,275	0,268	0,278	0,291	0,292	0,289	0,254	0,219	0,211	0,202	0,198	0,187
	DP (%)	1,70	1,89	1,50	1,84	2,01	1,46	1,13	0,39	0,32	0,12	0,33	0,41
	CV (%)	6,96	8,32	6,22	7,30	7,82	5,72	4,85	1,83	1,53	0,62	1,68	2,28
EP2	Média	0,279	0,260	0,278	0,283	0,304	0,307	0,297	0,234	0,216	0,208	0,209	0,209
	Mediana	0,280	0,265	0,278	0,283	0,306	0,306	0,301	0,227	0,217	0,208	0,209	0,208
	Mínimo	0,227	0,215	0,250	0,256	0,275	0,299	0,275	0,218	0,210	0,206	0,207	0,207
	Máximo	0,316	0,308	0,312	0,320	0,328	0,325	0,310	0,272	0,221	0,209	0,212	0,210
	DP (%)	2,29	3,00	1,64	1,84	1,26	0,70	1,08	1,74	0,37	0,08	0,14	0,09
	CV (%)	8,21	11,56	5,88	6,50	4,16	2,28	3,63	7,42	1,72	0,37	0,65	0,46
EM	Média	0,227	0,170	0,199	0,221	0,229	0,212	0,157	0,132	0,132	0,123	0,121	0,116
	Mediana	0,227	0,155	0,203	0,220	0,236	0,211	0,157	0,129	0,131	0,121	0,121	0,117
	Mínimo	0,200	0,138	0,138	0,196	0,170	0,176	0,134	0,123	0,129	0,117	0,117	0,110
	Máximo	0,247	0,242	0,262	0,261	0,265	0,262	0,177	0,139	0,139	0,129	0,123	0,121
	DP (%)	1,34	3,05	3,18	1,86	2,96	3,07	1,37	0,62	0,30	0,40	0,12	0,35
	CV (%)	5,92	17,91	16,02	8,42	12,93	14,47	8,70	4,68	2,27	3,23	0,99	3,01

6.5 Sensibilidade do modelo

A análise de sensibilidade do Hydrus-1D foi realizada de acordo com as condições da EP1 utilizando os 240 primeiros dias do ano de 2016. Os resultados diários das simulações da umidade do solo a partir da variação do IAF e dos parâmetros hidráulicos são apresentados na Figura 20 e Figura 21.

Observa-se na Figura 20 que os menores valores de IAF (0,1; 0,3 e 0,5) não proporcionaram grandes variações na evolução da umidade do solo, com resultados quase semelhantes entre si. Os valores mais elevados de IAF (0,8 e 1,5) promoveram perdas menos abruptas de água após os picos de umidade, o que já era esperado, visto que, de acordo com o modelo proposto por Vanclooster et al. (1994), o aumento do IAF reduz os valores da evaporação do solo. Dessa maneira, o modelo mostrou-se sensível aos maiores valores de IAF.

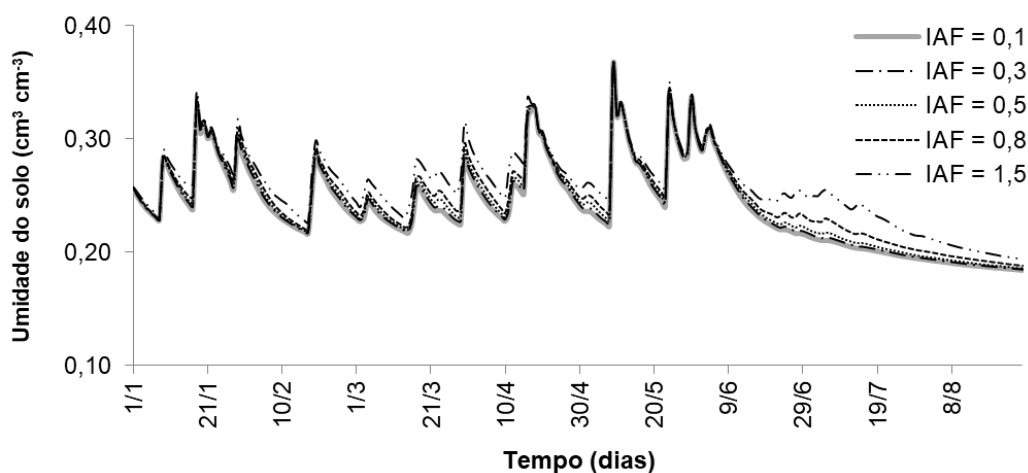


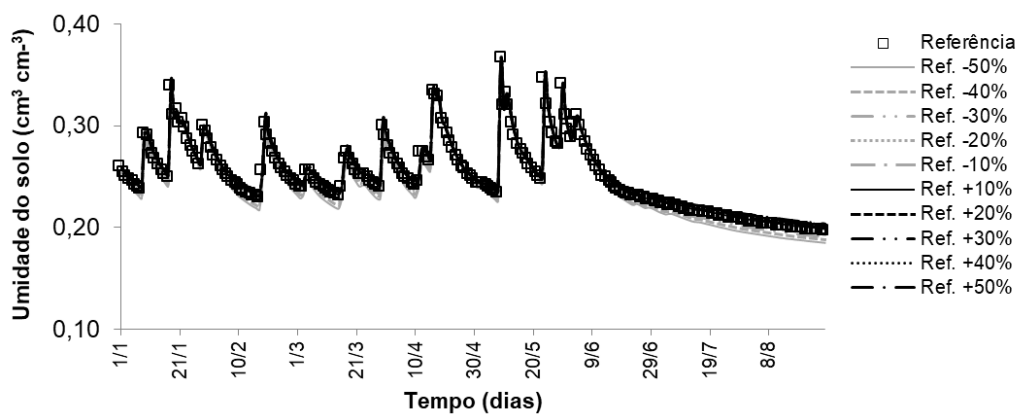
Figura 20 - Evolução da umidade do solo calculada a partir da variação do IAF.

Em relação aos parâmetros hidráulicos, observa-se que as variações nos valores de referência de α provocaram modificações insignificantes nos resultados da umidade do solo simulada pelo Hydrus-1D. Ainda assim é possível verificar que o modelo apresentou uma discreta sensibilidade às variações negativas de α , com uma redução de 3% da umidade quando o valor de α foi reduzido a -50%, visível nos períodos de decréscimo de umidade (Figura 21A).

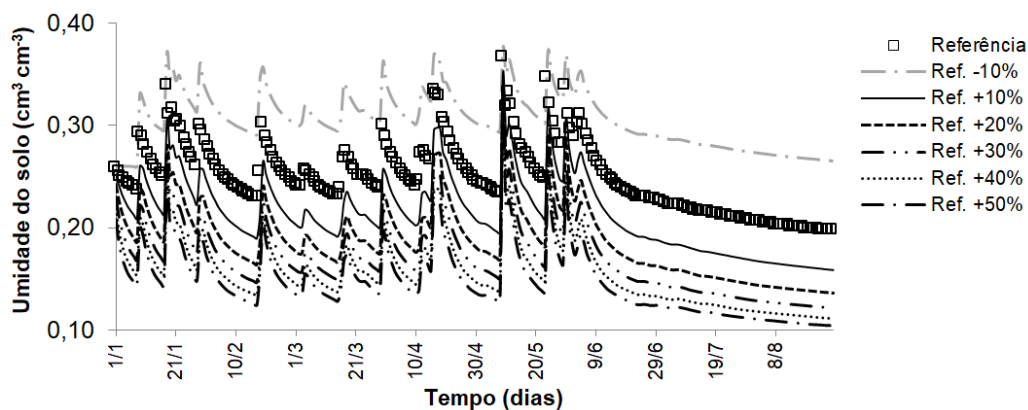
As variações no parâmetro n provocaram grandes diferenças nos valores simulados da umidade do solo (Figura 21B). Verifica-se que quando o parâmetro n foi reduzido em 10%, a umidade do solo aumentou em 22%. À medida que os valores de n

aumentaram, menores foram os resultados da umidade do solo, com redução de até 41%, quando n foi acrescido em 50% do valor de referência. Isto indica que o modelo mostrou-se sensível a este parâmetro.

A.



B.



C.

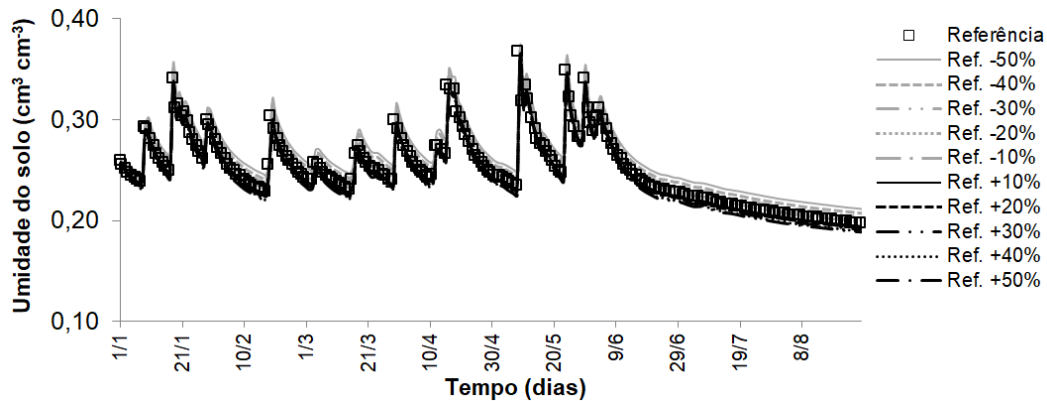


Figura 21 - Evolução da umidade do solo calculada a partir da variação de α (A), n (B) e K_s (C).

Observa-se na Figura 21C que o modelo mostrou-se pouco sensível às variações no valor da condutividade hidráulica saturada. O aumento de K_s em 50% reduziu os valores da umidade do solo em 3,2% em relação ao valor de referência. Já as variações negativas deste parâmetro proporcionaram mudanças ligeiramente mais acentuadas na umidade do solo, de modo que a redução do K_s em -50% ocasionou um aumento de 3% na umidade.

Quando analisado o erro padrão do efeito da variação dos parâmetros sobre a simulação da umidade do solo (Figura 22), verifica-se que o parâmetro n , como já constatado, foi o que apresentou a maior influência nas simulações com o Hydrus-1D, sendo mais acentuado para variações negativas que para as positivas. Resultados semelhantes foram observados por Šimůnek et al. (1998); Rocha, Abbasi e Feyen (2006) e Alves (2009).

Os baixos valores do erro padrão da umidade para as variações de K_s e α demonstram que estes parâmetros não influenciam significativamente os resultados da umidade do solo simulação pelo modelo. Todos os parâmetros apresentaram valores de erro padrão mais acentuados para as variações negativas.

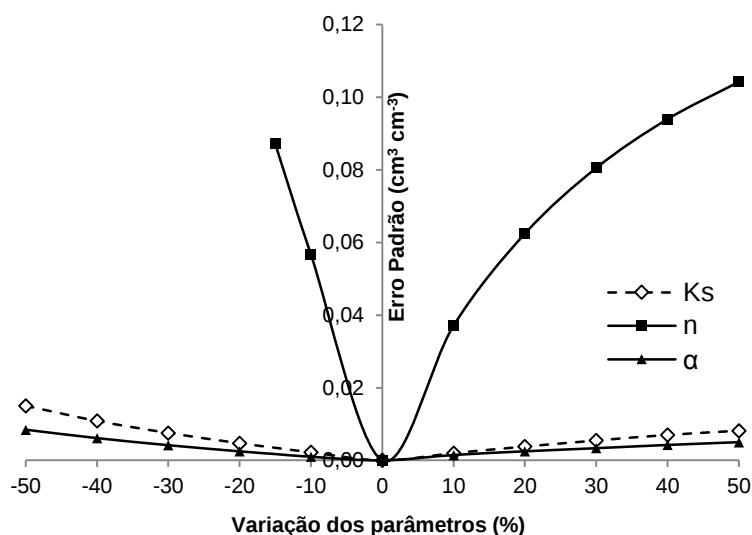


Figura 22 - Erro padrão da simulação da umidade do solo em função da variação dos parâmetros hidráulicos do solo (K_s , n e α).

6.6 Modelagem da dinâmica de umidade do solo através do Hydrus 1-D

6.6.1 Dados de entrada e simulação inicial da umidade do solo

Os dados de entrada para a inicialização e calibração do modelo foram as séries de precipitação de cada estação, os valores de evaporação potencial (Ep) registrados na EM e os parâmetros hidráulicos dos solos. Os resultados da partição da ETo em Ep e Tp (mm dia⁻¹) no período de 2015 e 2016 são apresentados na Figura 23, onde verifica-se que os valores de Ep foram superiores a Tp ao longo de todo o período de observação.

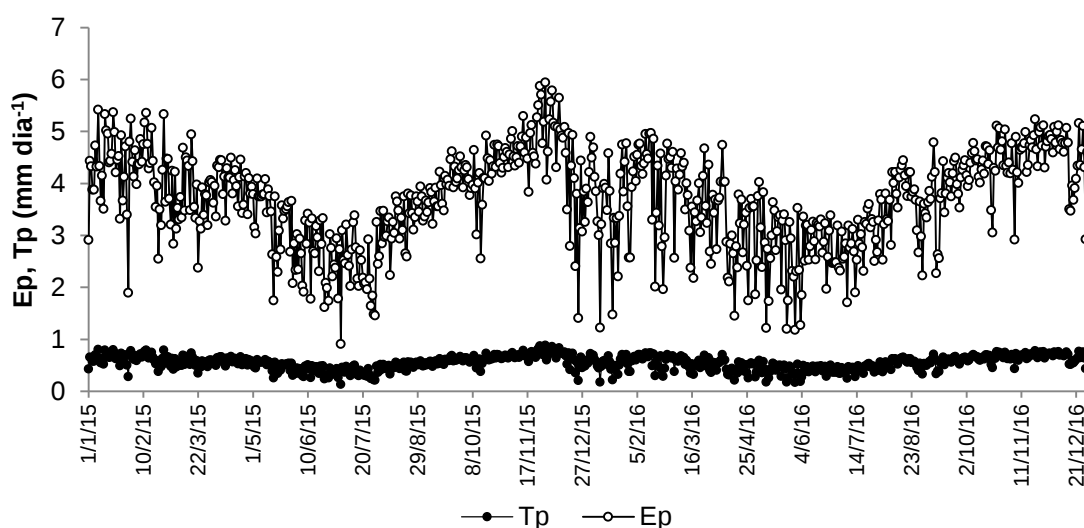
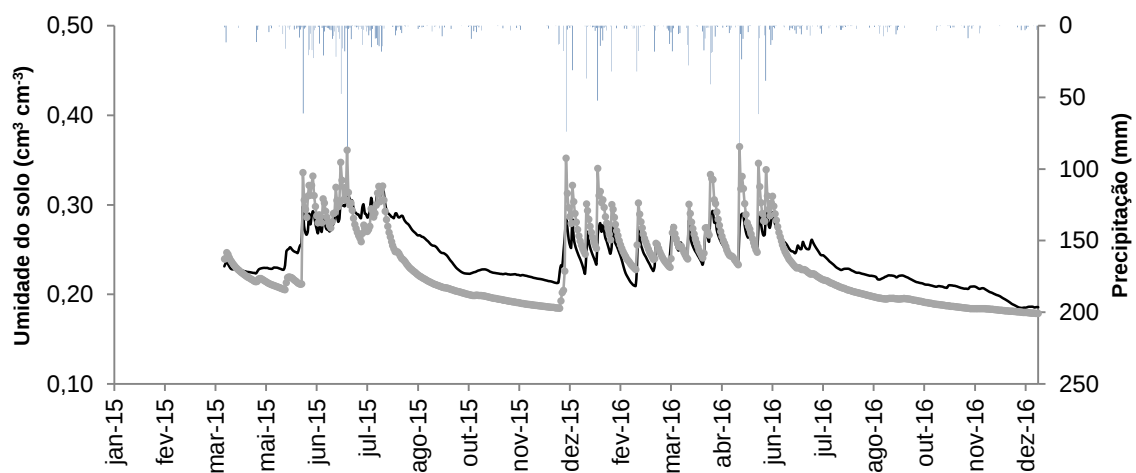


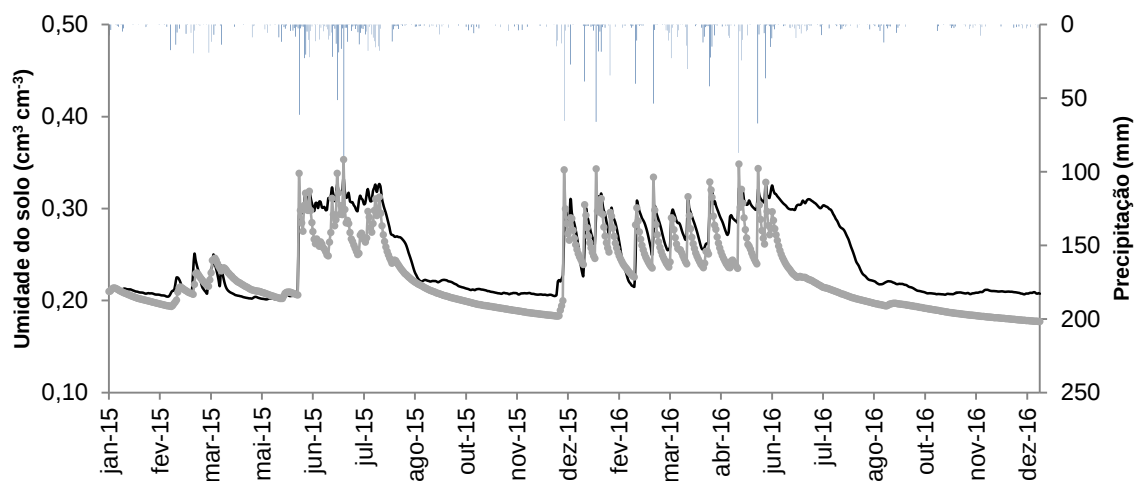
Figura 23 - Evaporação potencial (Ep) e transpiração potencial (Tp) diária no período de 2015 a 2016 na EM.

As primeiras simulações foram realizadas com os parâmetros hidráulicos estimados pelo método Beerkan para as três estações de monitoramento. Como pode ser observado na Figura 24, mesmo sem a calibração do modelo, as EP1 e EP2 apresentaram mesma tendência de variação e proximidade, quando comparado à EM, entre os dados de umidade medida e simulada ao longo do período experimental. Para o período seco, verifica-se que o modelo subestima os dados de umidade medidos pelos sensores nas EP1 e EP2, não respondendo aos pequenos eventos de chuva. Isso possivelmente pode estar associado à condição de fronteira inferior adotada na simulação, que neste caso foi a drenagem de fluxo livre, e em campo pode estar havendo pequena contribuição da água subterrânea às camadas de solo superiores por capilaridade, o que não foi considerado nesta etapa. Outra possível explicação para os resultados subestimados pelo modelo nas EP1 e EP2 foi a adoção de um IAF constante (0,3) para toda a simulação, promovendo períodos com maiores taxas de evaporação e consequentemente reduzindo a umidade do solo.

A.



B.



C.

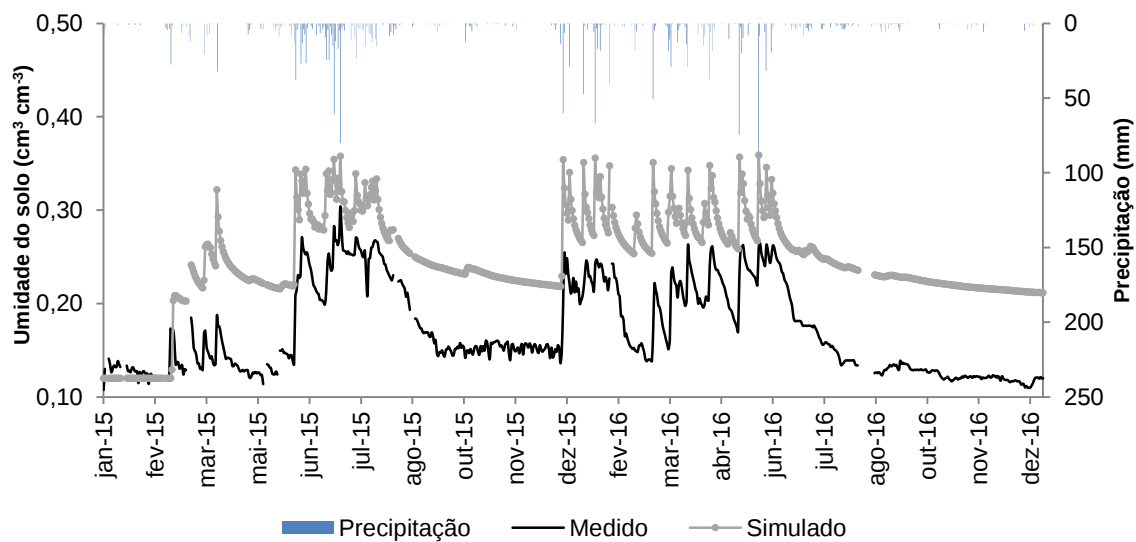


Figura 24 - Comparação entre os valores de umidade do solo medidos e simulados através dos parâmetros hidráulicos estimados pela metodologia Beerkan, para os anos de 2015 e 2016, nas estações de monitoramento EP1 (A), EP2 (B) e EM (C).

Embora os resultados da EM tenham apresentado a mesma tendência de variação da umidade do solo ao longo do período experimental (Figura 24C), verifica-se que os valores estão bem acima dos observados pelo sensor FDR em campo. Tal comportamento possivelmente está associado ao processo de aquisição dos dados de umidade do solo nesta estação, que foi através da equação fornecida pelo manual do fabricante, não sendo realizada a calibração do sensor. O que pode ter resultado em valores abaixo do que ocorre nas condições reais, em campo. Mesmo assim a EM foi utilizada nas etapas de calibração e validação do modelo.

Também foram realizadas tentativas de simulação da umidade do solo através de parâmetros hidráulicos estimados por meio da ferramenta *Rosetta Lite Version 1.1* (SCHAAP, LEIJ e van GENUCHTEN, 2001), que está inserida no Hydrus-1D e implementa funções de pedrotransferência com base em sub-rotinas de redes neurais, cujos dados de entrada podem ser as frações granulométricas, a densidade do solo e um ou dois pontos da curva de retenção de água. Para esta etapa foram consideradas as três camadas de solo em cada estação, inseridas no modelo de acordo com a profundidade (10 cm cada) e com os respectivos parâmetros hidráulicos obtidos com os dados de densidade do solo e frações granulométricas (Tabela 12).

Tabela 12 – Parâmetros hidráulicos obtidos pelo *Rosetta* para as diferentes camadas de solo das estações de monitoramento

Estação	Profundidade (cm)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α	n	K_s (cm dia ⁻¹)
EP1	0-10	0,0408	0,3724	0,0378	1,5088	52,36
	10-20	0,0438	0,3858	0,0347	1,5155	57,55
	20-30	0,0467	0,3880	0,0351	1,6025	71,97
EP2	0-10	0,0382	0,3580	0,0379	1,4390	36,79
	10-20	0,0516	0,3633	0,0266	1,3368	14,21
	20-30	0,0403	0,3473	0,0371	1,3799	23,52
EM	0-10	0,0529	0,3400	0,0282	1,2336	5,68
	10-20	0,0608	0,3677	0,0228	1,2789	7,37
	20-30	0,0619	0,3624	0,0229	1,2504	5,42

Neste procedimento verificou-se que o modelo não foi capaz de convergir os resultados em nenhuma estação, impossibilitando a simulação da umidade do solo por meio dos parâmetros estimados pelo *Rosetta*.

6.6.2 Calibração e ajuste do modelo

Os parâmetros hidráulicos dos solos, obtidos na etapa de caracterização, foram calibrados por meio da solução inversa no programa Hydrus 1-D, com o objetivo de aprimorar os resultados simulados. Para isto, foram utilizadas as séries de umidade do solo registradas pelos sensores TDR e FDR e os dados de E_p para o ano de 2015. Os parâmetros estimados e calibrados são apresentados na Tabela 13.

Observa-se que, após a calibração, os valores da umidade residual aumentaram nas EP1 e EP2 e diminuíram na EM. Já os valores da umidade saturada diminuíram em todas as estações. A condutividade hidráulica saturada aumentou em todos os solos, sobretudo na EM, como já era esperado, apresentando um acréscimo 24 vezes maior que o seu valor inicial. Tal comportamento foi evidenciado por Chen, Willgoose e Saco (2014), que utilizaram o Hydrus-1D para simular a umidade do solo em duas sub-bacias do rio Goulburn na Austrália por um período de 3 anos, e verificaram que a calibração modificou os valores dos parâmetros hidráulicos de todos os solos analisados, reduzindo θ_r e aumentando θ_s e K_s . Segundo os autores, os parâmetros hidráulicos calibrados representam, além da textura do solo, fatores como a quantidade de macroporos causados por raízes ou rachaduras, o tipo de vegetação, a matéria orgânica e as atividades antrópicas.

Tabela 13 - Parâmetros hidráulicos do solo estimados e calibrados por meio da solução inversa para as estações de monitoramento.

Estação		θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (mm ⁻¹)	n	K_s (cm dia ⁻¹)	l
EP1	Estimados	0,063	0,377	0,004	1,247	159,97	0,5
	Calibrados	0,098	0,35	0,002	1,19	426,2	0,5
EP2	Estimados	0,026	0,379	0,002	1,273	155,52	0,5
	Calibrados	0,047	0,345	0,001	1,1	252,1	0,5
EM	Estimados	0,056	0,371	0,007	1,149	30,3	0,5
	Calibrados	0,03	0,331	0,002	1,171	737,1	0,5

l – parâmetro da tortuosidade da função de condutividade hidráulica.

6.6.3 Validação e avaliação de desempenho do modelo

Os resultados das simulações são apresentados na Figura 25. De maneira geral, verifica-se que os resultados ajustaram-se ainda mais aos valores obtidos pelos sensores, entretanto ainda é possível observar discrepância entre os valores, como detalhado adiante.

Na Figura 25A observa-se que os dados simulados seguem um mesmo padrão de variação da umidade medida, entretanto, o modelo superestimou os valores medidos para alguns eventos de chuva. Observa-se que no dia 9 de maio, a resposta do modelo para a precipitação de 133,8 mm foi de $0,34 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, enquanto o valor medido foi de $0,29 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Na mesma estação o modelo não conseguiu responder aos eventos de chuva do período de 13 de junho a 10 de agosto, subestimando a umidade medida.

Na estação EP2 (Figura 25B) os dados simulados também seguiram o mesmo comportamento dos dados medidos, com superestimações mais discretas, quando comparadas com a EP1 (Figura 25A), para alguns eventos de precipitação. Todavia, percebe-se que o modelo subestimou os dados medidos em dois curtos períodos (30 de abril a 8 de maio e 14 a 21 de maio) e logo após o período chuvoso, onde é possível observar uma acentuada diferença entre a resposta do Hydrus-1D e a umidade medida (10 de julho a 9 de agosto). É provável que o modelo tenha considerado uma taxa de infiltração superior ao que de fato ocorreu diante da umidade anterior.

Apesar da hipótese de que os valores de umidade do solo na EM serem inferiores aos reais (item 6.1.1.), esta estação apresentou os melhores resultados após a calibração (Figura 25C), com grande similaridade entre o comportamento dos valores simulados e medidos. Isso ocorreu em razão do ajuste dos parâmetros hidráulicos, e principalmente pelo acréscimo na condutividade hidráulica saturada (Tabela 13). Ainda assim, verificam-se valores superestimados pelo modelo, como nos eventos de chuva dos dias 18 de janeiro, 18 de fevereiro e 9 e 24 de maio. Já nos meses de outubro, novembro e dezembro os resultados simulados não acompanharam o secamento do solo, superestimando discretamente esses valores.

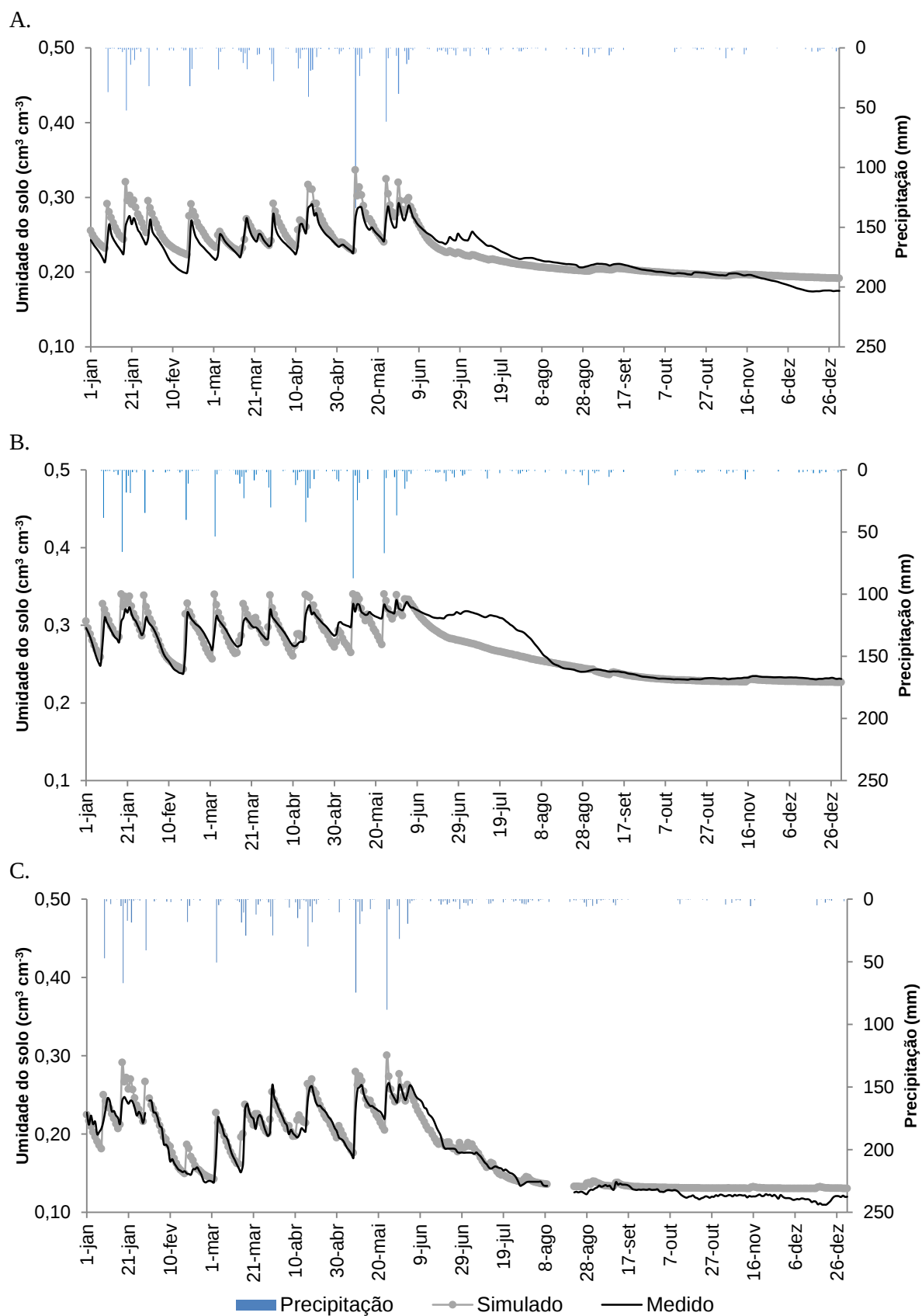


Figura 25 - Valores da umidade do solo medidos e simulados para o ano de 2016 nas estações de monitoramento EP1 (A), EP2 (B) e EM (C).

Em relação ao desempenho da modelagem, observa-se na Figura 26 a correlação entre os valores medidos e simulados para as três estações de monitoramento. A dispersão entre os dados indica que o modelo responde bem as faixas do conteúdo de água no solo, o que é comprovado através dos valores de R^2 , iguais a 0,82; 0,71 e 0,93 para EP1, EP2 e EM.

Chen, Willgoose e Saco (2014) encontraram valores de coeficiente de determinação iguais a 0,93 e 0,90 entre os valores medidos, por sensores do modelo CS616, e simulados através do Hydrus-1D para as profundidades de 30 e 90 cm, respectivamente, na Austrália. Da Silva et al. (2015) utilizaram o Hydrus-1D para simular a umidade do solo em um Argissolo Vermelho-Amarelo na bacia do Mimoso, no estado de Pernambuco, e obtiveram valores de R^2 iguais a 0,79 e 0,78 para um solo com cobertura natural e outro descoberto, respectivamente.

Mesmo com os resultados altos de R^2 , é possível verificar o afastamento de alguns valores da reta 1:1, como os pontos que aparecem bem acima da dispersão dos dados (Figura 26), nos três casos. Estes ocorreram devido à resposta do modelo a alguns eventos isolados de chuva, elevando a umidade do solo a valores maiores que os medidos em campo. Outro comportamento divergente é observado abaixo da reta 1:1 nas estações EP1 e EP2, Figura 26A e B. Neste caso, o modelo não conseguiu responder aos pequenos eventos de precipitação que ocorreram nos meses de junho e julho, após o período chuvoso, subestimando os valores de umidade do solo medidos em campo. Outra possível explicação para a divergência entre os valores simulados e medidos é a série de pequenos erros acumulados em todo o processo de obtenção dos dados, como na caracterização das propriedades do solo, na calibração dos sensores em laboratório e nos critérios adotados para a simulação no modelo (IAF e condições de contorno inferior), como descrito no item 6.1.1.

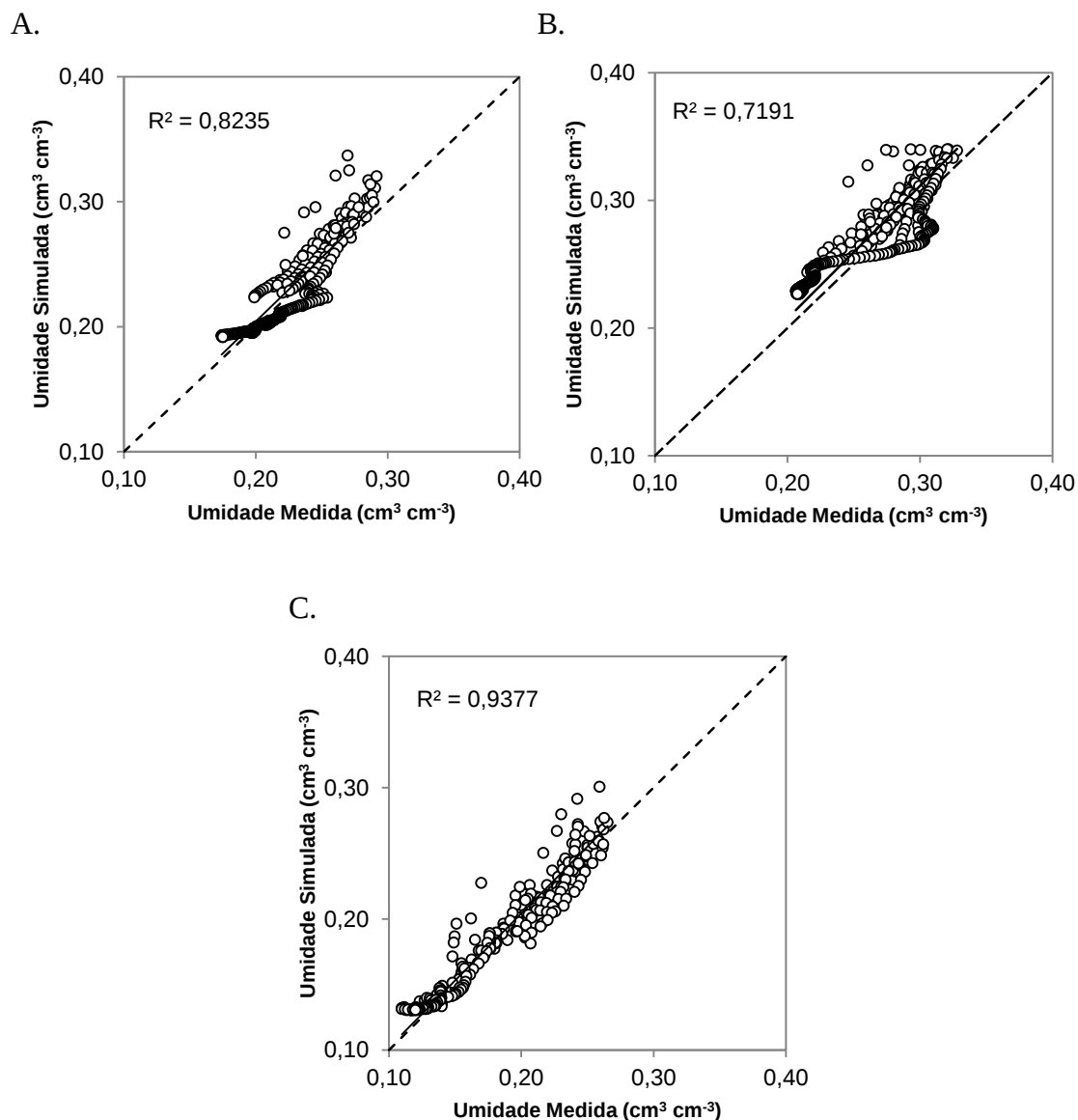


Figura 26 - Regressão linear entre os valores de umidade medidos e simulados para o ano de 2016 nas estações de monitoramento EP1 (A), EP2 (B) e EM (C).

A Tabela 14 apresenta o resultado da avaliação de desempenho do modelo através dos índices estatísticos adotados. Os baixos valores da raiz da erro quadrático médio (RMSE) e os resultados do coeficiente de concordância de Willmott (d) próximos a 1, evidenciam a boa precisão das simulações da umidade do solo pelo Hydrus-1D nas condições investigadas. Os valores do coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (NSE), que variaram de 0,72 a 0,93, classificam as simulações como “muito boas” ($0,75 < \text{NSE} < 1$) em EP2 e EM e como “boa” ($0,65 < \text{NSE} \leq 0,75$), com melhor desempenho observado na EM.

Tabela 14 - Análise estatística de desempenho do modelo Hydrus-1D.

Estação	RMSE	d	NSE
EP1	0,014	0,940	0,726
EP2	0,016	0,944	0,784
EM	0,012	0,983	0,937

Zeng et al. (2013) utilizaram o Hydrus-1D para modelar a lixiviação dos sais em um solo de um distrito de irrigação da Mongólia, na China, e, avaliando a correlação entre os valores do conteúdo de água no solo simulados e medidos, encontraram resultados promissores, com o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe variando de 0,48 a 0,91. Chen, Willgoose e Saco (2014) observaram que o Hydrus-1D simulou com precisão a dinâmica da umidade do solo após a calibração, com baixos valores de RMSE. Da Silva et al. (2015) obtiveram resultados satisfatórios nas simulações com o Hydrus-1D, com índice de concordância de Willmott (d) iguais a 0,93 e 0,94 e coeficiente de Nash e Sutcliffe iguais a 0,72 e 0,74 para um solo com cobertura natural e outro descoberto, respectivamente.

Embora as simulações tenham apresentado bons resultados, é válido lembrar a necessidade da ampliação da série experimental e analisar o comportamento do modelo em anos mais chuvosos incluindo a variação local do IAF e do nível do lençol freático.

6.7 ETr do feijão caupi com o Hydrus-1D

Após a validação do modelo, foram realizadas as simulações da evapotranspiração real do feijão caupi. Nesta etapa foi utilizada a estação EP1 e o ano hidrológico de 2016, dividido em três diferentes períodos (Figura 27), de acordo com o regime pluviométrico. No período 1, mais úmido, o total precipitado foi de 485 mm, no período 2 foi de 70 mm e no período 3, mais seco, a chuva acumulada foi de 34 mm. A figura apresenta também os dados de entrada (umidade do solo e evapotranspiração potencial) e o resultado da simulação (evapotranspiração real).

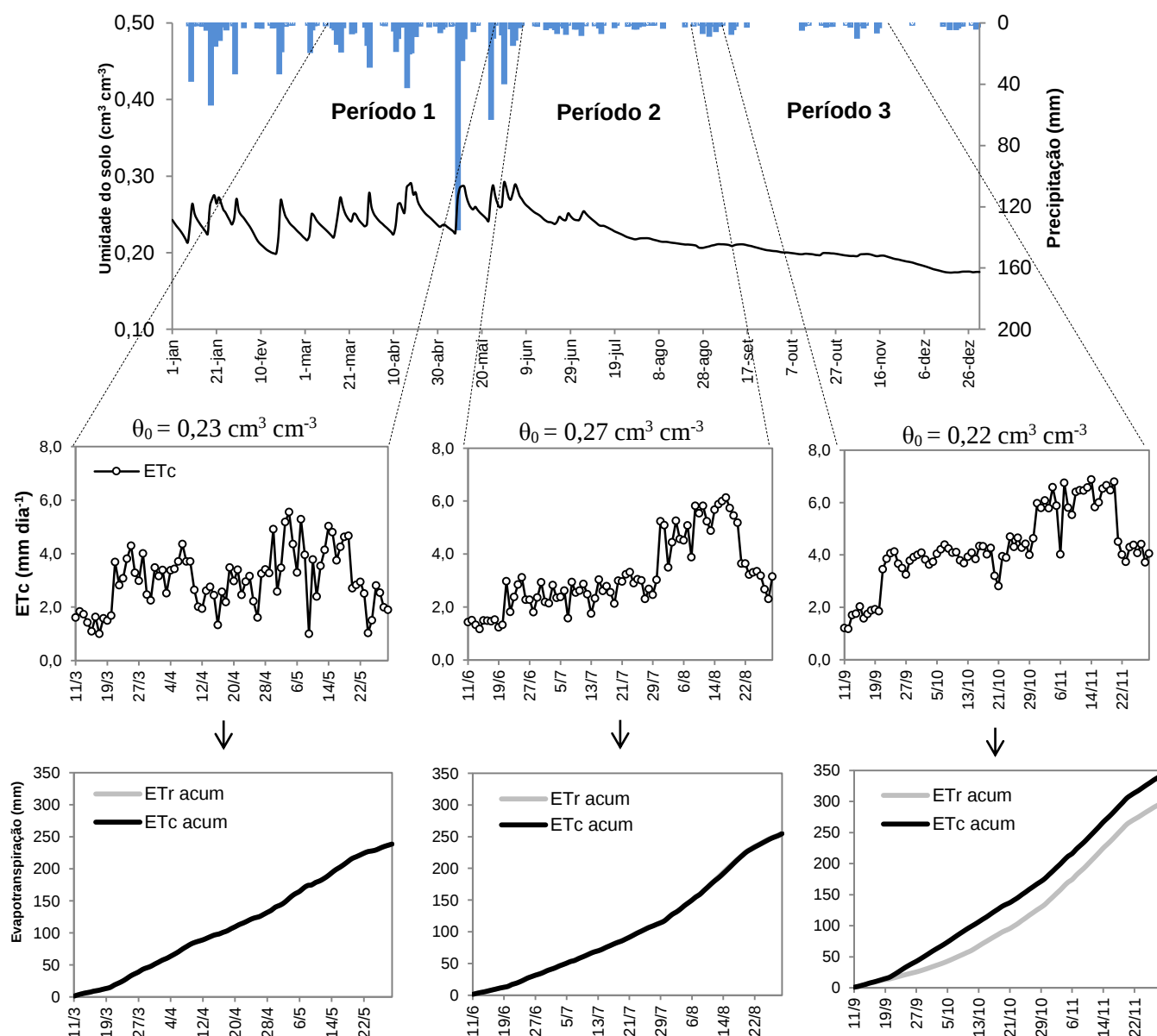


Figura 27 - Divisão dos períodos da estimativa da Evapotranspiração real (ETr) do feijão caupi com os dados de entrada no modelo: precipitação, umidade do solo inicial (θ_0) e Evapotranspiração potencial da cultura (ETc); e comparação entre a Evapotranspiração potencial e real acumulada da cultura.

No período 1 a ETc variou de 1 a 5,55 mm dia⁻¹ com total de 238,60 mm. Como neste período a distribuição da precipitação foi bastante regular, não houve restrição hídrica nas fases fenológicas do feijão caupi, conforme os resultados acumulados da ETr e ETc. O período 2 apresentou o menor valor da ETc de 1,17 mm dia⁻¹ na fase de emergência da cultura, e o maior valor na fase reprodutiva, igual a 6,13 mm dia⁻¹. Mesmo com o total precipitado bastante inferior ao período 1, no período 2 a ETr acumulada permanece quase igual a ETc nas quatro fases da cultura, apresentando diferenças mínimas nas duas últimas fases. Neste caso, o conteúdo inicial de água no

solo, $0,27 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, pode ter influenciado nos demais valores da umidade ao longo do período, evitando perdas abruptas de água em meio aos pequenos eventos de chuva, com disponibilidade hídrica à cultura durante todo o período analisado. Já no período 3, mais secos, a ET_c apresentou os maiores valores diário, alcançando taxas de $6,46 \text{ mm dia}^{-1}$ na fase reprodutiva. De acordo com os resultados da simulação, percebe-se que este é um período crítico para o plantio da cultura, visto que às condições climáticas e a umidade do solo favoreceram a restrição hídrica durante as fases vegetativa, reprodutiva e de maturação, com a ET_c totalizando $342,57 \text{ mm}$, enquanto a ET_r foi de $297,76 \text{ mm}$.

Desse modo, constata-se que o modelo Hydrus-1D mostrou-se capaz de prever os cenários de déficit hídrico para a cultura do feijão caupi, diante dos parâmetros hidrodinâmicos do solo ajustados e dos dados de entrada da simulação. Assim, as estimativas do modelo podem ser utilizadas para auxiliar as atividades agrícolas no uso sustentável da irrigação e, portanto, otimizar a produção de diferentes culturas diante a construção de cenários, desde que haja o ajuste adequado do modelo e informações confiáveis da série de dados de campo utilizados na simulação.

7 CONCLUSÕES

Os resultados da caracterização hidrodinâmica dos solos mostraram similaridade entre os solos das estações EP1 e EP2, sobretudo em relação aos valores de condutividade hidráulica saturada e o comportamento da curva de retenção. O solo da estação EM apresentou os menores valores de umidade volumétrica residual, condutividade hidráulica saturada e sorvidade.

A calibração das sondas TDR em laboratório para os dois tipos de solo analisados demonstrou que a relação entre a resposta do sensor e o conteúdo volumétrico de água no solo foi melhor ajustada por modelos quadráticos.

A umidade do solo nas três estações apresentou os maiores valores durante o período chuvoso de 2015. No entanto, os valores não se aproximaram da saturação. A maior variabilidade da umidade do solo foi observada nos meses onde ocorre a transição de períodos e nos meses mais úmidos de 2016.

O modelo Hydrus-1D foi capaz de simular de forma satisfatória a dinâmica da umidade do solo após a calibração dos parâmetros obtidos pela metodologia Beerkan. A eficiência do modelo variou de 72 a 93%, com índice de concordância superior a 90% e RSME máximo de 1,6%.

O Hydrus-1D também mostrou-se capaz de prever cenários de evapotranspiração real e identificação de períodos de déficit hídrico na simulação de ciclo de cultivo do feijão caupi.

8 RECOMENDAÇÕES

Os resultados obtidos permitem fazer algumas recomendações para trabalhos futuros:

- a) Distribuição de outros sensores de monitoramento da umidade do solo em locais estratégicos na bacia para novas investigações, como também a instalação de piezômetros para obtenção das informações do nível da água subterrânea.
- b) Analisar as respostas do modelo Hydrus-1D para intervalos sub diários de umidade do solo e para a variação do Índice de Área Foliar ao longo do ano.
- c) Aplicação de outras técnicas para a estimativa da umidade do solo na bacia, como a utilização de sensoriamento remoto.
- d) Continuidade no monitoramento das variáveis aqui abordadas, a fim de investigar e detalhar a dinâmica de outros processos hidrológicos na bacia do rio Tapacurá, com base em experimentação e modelagem computacional.

REFERÊNCIAS

- ALFARO SOTO, M. A.; KUMAYAMA, D. M.; CHANG, H. K. Calibração de um reflectômetro para estudos do fluxo de água em solo não saturado. **Geociências**, UNESP, v.26, n.4, p.357-368, 2007.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and Drainage paper 56**. Rome, 297p., 1998.
- ALMEIDA, C. A. B. **Transpiração em *coffea canefora*: lisimetria, fluxo de seiva e balanço hídrico**. Tese (Doutorado em Tecnologias Energéticas e Nucleares). Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 112p., 2012.
- ALVES, E. M. **Aplicação do programa HYDRUS1D em solo cultivado com feijão Caupi**. Dissertação (Mestrado em Tecnologias Energéticas e Nucleares). Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 83p., 2009.
- ALVES, E. M.; NETTO, A. M.; ANTONINO, A. C. D. Simulação da Dinâmica da Água em Solo Cultivado com Feijão Caupi no Brejo Paraibano. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.17, n.3, p.175-186, 2012.
- ANDRADE, C. L. T; BORGES JÚNIOR, J. C. F.; COUTO, L. Características Físico-Hídricas e Dinâmica de Água no Solo. In: **ALBUQUERQUE, P. E. P.; DURÃES, F. O. M. Uso e manejo de irrigação**. Brasília: Embrapa Informação tecnológica, p.71-143, 2008.
- ANTONINO, A. C. D.; SAMPAIO, E. V. S. B.; DALL'OLIO, A.; SALCEDO, E. H. Balanço hídrico em solo com cultivo de subsistência no semi-árido do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.1, p.29-34, 2000.
- ANTONINO, A. C. D.; SOARES, W. A.; SILVA, E. B.; LIMA, J. R. S.; NETTO, A. M.; LIRA, C. A. B. O. Utilização do Método Inverso para a Caracterização Hidrodinâmica de um Neossolo Flúvico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.9, n.3, p.81-87, 2004.
- ARAÚJO, D. C. S. **Dinâmica da umidade e variabilidade espacial de atributos físicos e químicos do solo em uma bacia experimental do semiárido pernambucano**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola). Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFRPE, Recife, 111p., 2016.
- ARAÚJO, E.C.B.; AGUIAR, A.V.; COSTA, R.N.T. Calibração de um modelo de umidade para um solo aluvial sem cobertura vegetal. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.3, p.444-449, 2001.
- ARAÚJO, J. C. Entropy-based equation to assess hillslope sediment production. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.32, n.13, p.2005-2018, 2007.

ARRAES, F. D. D. **Modelagem bidimensional do movimento da água em condições de solos não saturado. Tese (Doutorado em Física do Ambiente Agrícola).** Universidade de São Paulo, USP, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, 86p., 2014.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **Solo: análise granulométrica.** NBR 7181: método de ensaio. Rio de Janeiro: ABNT, 1984.

ÁVILA, L. F.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M. Continuidade e distribuição espacial da umidade do solo em bacia hidrográfica da Serra da Mantiqueira. **Revista Brasileira de Eng. Agrícola e Ambiental**, v.14, n.12, p.1257–1266, 2010.

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de Irrigação.** 8.ed. Viçosa: UFV, 2006, 625p.

BRAGA, R. A. P. **Gestão ambiental da bacia do rio Tapacurá – Plano de ação.** Universidade Federal de Pernambuco / CTG / DECIVIL / GRH, apoio FINEP e FACEPE. Recife. 101p., 2001.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology Paper**, n.3, Fort Collins: Colorado State University, 27p., 1964.

BRUTSAERT, W. Probability laws for pore-size distributions. **Soil Science**, Baltimore, v.101, n.2, p.85-92, 1966.

BURDINE, N. T. **Relative permeability calculations from pore-size distribution data.** American Institute Mining and Metallurgy Engineering, v.198, p.71-77, 1953.

CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, n.1, p.89-97, 1997.

CAMPBELL, **Manual de instruções da sonda CS616 e CS625**, 2002.

CHEN, M.; WILLGOOSE, G. R.; SACO, P. M. Spatial prediction of temporal soil moisture dynamics using HYDRUS-1D. **Hydrological Processes**, v.28, p.171-185, 2014.

CICHOTA, R.; LIER, Q. J. V. Calibração no campo de um equipamento de TDR segmentado. **In: Reunião Brasileira de manejo e conservação do solo e da água, SBCS.** Anais. Cuiabá, 2002.

COELHO, E. F.; VELLAME, L. M.; COELHO FILHO, M. A.; LEDO, C. A. S. Desempenho de modelos de calibração de guias de ondas acopladas a TDR e a multiplexadores em três tipos de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. n.30, p.23-30, 2006.

CONDAPPA, D.; SORIA UGALDE, J. M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; HAVERKAMP, R. 2002. **Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés. Rapport interne Hydrologie de la Zone Non Saturés - LTHE**, Grenoble: Université de Grenoble, 82p., 2002.

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

COSTA, C. A. A. G. **Umidade do solo e disponibilidade hídrica na zona das raízes em condições naturais de Caatinga preservada. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola)**. Universidade Federal do Ceará, UFC, Fortaleza, 182p., 2012.

COSTA, S. N.; MARTINEZ, M. A.; MARTINS, J. H.; FERREIRA, P. A. SIMASS – modelo para simular o transporte de água e solutos no solo I: Desenvolvimento e teste de sensibilidade. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.3, n.2, p.183-189, 1999.

COUTINHO, A. P. **Pavimento permeável como técnica compensatória na drenagem urbana da cidade do Recife. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)**. Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFPE, Recife, 134p., 2011.

DA SILVA, J. R. L. **Investigação da dinâmica dos processos hidrológicos e sedimentológicos em escala de parcela no semiárido de Pernambuco. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola)**. Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFPE, Recife, 129p., 2015.

DA SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTEIRO, A. L. N.; SILVA JUNIOR, V. P. Modelagem da dinâmica de umidade do solo em diferentes condições de cobertura no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, Recife, v.10, p.293-303, 2015.

DALY E.; PORPORATO, A. A review of soil moisture dynamics: from rainfall infiltration to ecosystem response. **Environmental Engineering Science**, v.22, n.1, p.9–24, 2005.

DE JONG VAN LIER, Q.; DOURADO NETO, D.; METSELAAR, K. Modeling of transpiration reduction in van Genuchten-Mualem type soils. **Water Resources Research**, Washington, v.45, n.2, p.1-9, 2009.

DE SMEDT F.; WIERENGA, P. J. Solute transfer through columns of glass beads. **Water Resources Research**, v.53, p187-204, 1984.

DELTA-T DEVICES Ltd. **User manual for the profile probe type PR2**. Cambridge, UK: Delta-T Devices Ltd, 42p. 2004.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Agropecuária. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa, 2006.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Agropecuária. Zoneamento agroecológico do Estado de Pernambuco. Recife: Embrapa Solos UEP Recife/SPRRA-PE, 1999.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Manual de métodos de análises de solo. 2. ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 212p., 1997..

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

FELTRIN, R. M.; PAIVA, J. B. D.; PAIVA, E. M. C. D. Dinâmica da água no solo simulada pelo modelo HYDRUS-1D e medida a campo para as condições climáticas do Sul do Brasil. **In: 11.º Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Portuguesa**, 2013, Maputo, v.1, p.1-12, 2013.

FUENTES, C. **Approche fractale des transferts hydriques dans les sols non-saturés. Tese Doutorado**, Université Joseph Fourier, Grenoble, 444p, 1992.

FUENTES, C.; VAUCLIN, M.; PARLANGE, J. Y.; HAVERKAMP, R. Soil water conductivity of a fractal soil. **Fractals in soil science**. n.142, p.325-335, 1998.

FURTUNATO, O. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; OLIVEIRA, L. M. M.; SOUZA, E. S.; MOURA, A. E. S. S. Variabilidade espacial de atributos físico-hídricos de solos em uma bacia experimental no estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.18, n.2, p.135-147, 2013.

GONÇALVES, M. C.; RAMOS, T. B.; ŠIMŮNEK, J.; NEVES, M. J.; MARTINS, J. C.; PIRES, F. P.; LEITÃO, P. Modelação da dinâmica da água e dos sais num Aluviossolo regado com águas de diferente qualidade: ensaio de validação do modelo HYDRUS-1D com observações em monólitos. **Revista de Ciências Agrárias (online)**, v.30, n.2, p.38-52, 2007.

GRECO, R.; GUIDA, A. Field measurements of topsoil moisture profiles by vertical TDR probes. **Journal of Hydrology**, v.348, p.442-451, 2008.

GUIMARÃES P. L. O.; SANTANA, M. A. A.; OLIVEIRA, I. R.; THOMAZ JÚNIOR, J. C. Proposta de procedimento para calibração de sensores e medidores de umidade do solo (soil moisture). **In: Congresso da Qualidade em Metrologia Rede Metrológica do Estado de São Paulo – REMESP**, São Paulo, 2010.

HAVERKAMP, R.; BOURAOUI, F.; ANGULO-JARAMILLO, R.; ZAMMIT, C.; DELLEUR, J. W. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. **In: CRC Groundwater Engineering Handbook**. Org. por Deuller, J W. , 120p., 1998.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J. Y. Predicting the water retention curve from particle size distribution: I Sandy soils without organic matter. **Soil Science**, v.142, p.325-335, 1986.

HAVERKAMP, R.; ROSS, P. J.; SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J. Y. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v.30, p.2931-2935, 1994.

HAVERKAMP, R.; VAUCLIN, M. A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transiente unsaturated flow problems. **Water Resources Research**, Washington, v.5, n.1, p.181-187, 1979.

HEATHMAN, G. C. COSH, M. H.; MERWADE, V.; HAN, E. Multi-scale temporal stability analysis of surface and subsurface soil moisture within the Upper Cedar Creek Watershed, Indiana. **Catena**, v.95, p.91-103, 2012.

HEATHMAN, G. C., LAROSE, M., COSH, M. H., BINDLISH, R. Surface and profile soil moisture spatio-temporal analysis during an excessive rainfall period in the Southern Great Plains, USA. **Catena**, v. 78, p.159–169. 2009.

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics**. New York, Academic Press, 1998. 757p.

JARVIS, N.; LARSBO, M. MACRO (v5.2): Model use, calibration and validation. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v.55, n.4, p.1413-1423, 2012.

JURY, W. A.; HORTON, R. **Soil physics**. 6thed. New Jersey: John Wiley, 2004. 368p.

KLAR, A.E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo: Nobel, 1984. 408p.

KROES, J.; VAN DAM, J.; GROENENDIJK, P.; HENDRIKS, R.; JACOBS, C. **SWAP version 3.2: theory description andu ser manual**. Wageningen: Alterra Wageningen, 2008. 262p.

KUNZ, J.; ÁVILA, V. S.; PETRY, M. Distribuição temporal e espacial da umidade do solo em sistemas de irrigação por gotejamento superficial. **Revista Monografias Ambientais - REMOA**, v.13, n.5, p.3963-3976, 2014.

LAKHANKAR, T.; JONES, A. S.; COMBS, C. L.; SENGUPTA, M.; HAAR, T. H. V.; KHANBILVARDI, R. Analysis of large scale spatial variability of soil moisture using a geostatistical method. **Sensors**, v.10, p.913-932, 2010.

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA, J. M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments –BEST. **Soil Science Society of American Journal**, v.70, p.521-532, 2006.

LASSABATERE, L.; ÂNGULO-JARAMILLO, R.; WINIARSKI, T.; DELOLME, C. Hydraulic characterization of settled sediment layer and subsoil in an urban infiltration basin. **Novatech**, Lyon, p.583-590, 2007.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, 2005. 329p.

LIMA, J. R. S. **Balanço hídrico e de energia em solo cultivado e sem vegetação, para as condições do brejo paraibano. Tese (Doutorado em Tecnologias Energéticas e Nucleares).** Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 167p., 2004.

LIMA, J. R. S.; DA SILVA, E. M.; KOIDE, S.; DOS SANTOS, R. M. Avaliação do desempenho de sonda de capacitância no monitoramento da umidade de Latossolos do Cerrado em condições de campo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.17, n.1, p.23-32, 2012.

LIRA, N. B. **Análise da variabilidade espaço-temporal da umidade do solo na bacia experimental do riacho Guaraíra. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental).** Universidade Federal da Paraíba, UFPB, João Pessoa, 117p., 2015.

LOPES, J. W. B.; COSTA, C. A. G.; PINHEIRO, E. A. R.; TOLEDO, C.; ARAÚJO, J. C. Calibração in loco de sensor de umidade do solo sob vegetação de caatinga preservada. In: **IX Congreso Latinoamericano y del Caribe de Ingeniería Agrícola – CLIA 2010, XXXIX Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola – CONBEA**, Vitória, 2010.

MA, Y.; FENG, S.; SU, D., GAO, G.; HUO, Z. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green–Ampt model and HYDRUS-1D. **Computers and Electronics in Agriculture**, v.71, p.40-47, 2010.

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

MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C. de; BRONSTERT, A. Interception measurements and assessment of Gash model performance for a tropical semi-arid region. **Revista Ciência Agronômica**, v.40, n.2, p.165-174, 2009.

MELO, R. O. **Estabilidade temporal e variabilidade da umidade do solo em uma bacia experimental do semiárido pernambucano. (Tese - Doutorado em Engenharia Agrícola).** Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFRPE, Recife, 91p., 2013.

MIRANDA, F. R.; SANTANA, M. G. S.; SOUZA, C. C. M.; OLIVEIRA, C. H. C. Calibração do sensor dielétrico ECH2O em dois tipos de solo. **Revista Ciência Agronômica**, v.38, n.3, p.317-321, 2007.

MOLINA, P. A.; ANDRADE, F. C. M. Modelo de umidade do solo para atividades agrícolas. In: **X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos & I Simpósio de Recursos Hídricos do Cone Sul. Anais...** Gramado, v.3, p.136-145, 1993.

MONTEIRO, A. L. N. **Avaliação de lavagem incompleta de sais em Neossolo Flúvico utilizando modelagem computacional. Tese (Doutorado em Agronomia-Ciência do Solo).** Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFRPE, Recife, 103p., 2007.

MONTE-MOR, R. C. A. **Análise de processos hidrológicos em bacias de rios intermitentes do semiárido mineiro. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos).** Universidade Federal de Minas Gerais, UFMG, Belo Horizonte, 307p., 2012.

MONTENEGRO, A. A. A., MONTENEGRO, S. M. G. L.; LIMA, J. E. F. W.; KOIDE, S. Estudos hidrológicos e sedimentológicos em bacias experimentais e representativas dos biomas caatinga e Cerrado. In: **Anais. XXI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**, Brasília, nov 2015.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 434, n.1, p.55–68, 2012.

MORAES, M. F. **Estimativa do balanço hídrico na bacia experimental/representativa de Santa Maria/Cambiocó - Município de São José de Ubá-RJ. Tese (Doutorado em Engenharia Civil).** Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, Rio de Janeiro, 233p., 2007.

MOURA, A. E. S. S. **Bases para Gestão dos Recursos Hídrico: Estudo de processos hidrológicos na bacia do Rio Tapacurá. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola).** Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFPE, Recife, 130p., 2013.

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

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

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

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; ANTONINO, A. C. D.; MOURA, A. E. S. S. Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do Nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produtos MODIS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** (Online), v.18, p.1039-1046, 2014.

PAIVA, J. B. D.; PAIVA, E. M. C. D. **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas.** Porto Alegre: ABRH, 2001. 625p.

PEREIRA, S.; OLIVEIRA FILHO, D.; MANTOVANI, E. C.; RAMOS, M. M.; MARTINS, J. H. Reflectometria no domínio do tempo na determinação do conteúdo de água no solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.10, n.2, p.306-314, 2006.

PHILIP, J. R. The quasi-linear analysis, the scattering analog, and other aspects of infiltration and seepage. **Water Resources Research** Center, p.1-27, 1987.

PHILIP, J. R. Theory of infiltration. **Advances in Hydrosience**. New York: Academic Press. v.5, p.215-296, 1969.

QU, W.; BOGENA, H. R.; HUISMAN, J. A.; MARTINEZ, G.; PACHEPSKY, Y. A.; VERECKEN, H. Effects of Soil Hydraulic Properties on the Spatial Variability of Soil Water Content: Evidence from Sensor Network Data and Inverse Modeling. **Vadose Zona Journal**, v.13, n.12, 2014.

REHISA – Rede de Hidrologia do Semiárido - Implantação de bacias experimentais do Semi-árido. **Projeto IBESA – Implantação de bacias experimentais do semiárido para o desenvolvimento de metodologias de avaliação dos balanços hídricos e energéticos em diferentes escalas temporais e espaciais**. Projeto integrado UFRN-UFC-UFPB-UFCG-UFRPE-UFPE-UFBA, 291 p., 2004.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole, 1987. 188 p.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, Planta e Atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. São Paulo: Editora Manole, 2004. 478 p.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous media. **Physics**, n.1, p.318-333, 1931.

ROCHA, D.; ABBASI, F.; FEYEN, J. Sensitivity analysis of soil hydraulic properties on subsurface water flow in furrows. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v.132, n.4, p.418-424, 2006.

ROSSATO, L. **Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 145p. 2002.

SALDANHA, C. B.; TUCCI, C. E. M.; WOOD, E. F.; LI H. Previsão de Longo Prazo da Umidade do Solo no Rio Uruguai. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n.4 p.39-47, 2012.

SANTOS NETO, S. M. **Avaliação da dinâmica da água na resposta de sensor tipo TDR em solos de Pernambuco. Dissertação (Mestrado em Tecnologias Energéticas e Nucleares)**. Universidade Federal de Pernambuco, UPFE, Recife, p.97, 2015.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, J. F. C. B. C.; SILVA, R. M.; Caracterização hidrodinâmica dos solos da bacia experimental do riacho Guaraíra utilizando o método Beerkan. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.17, n.4, p.149-160, 2012.

SANTOS, J. Y. S. **Análise espaço-temporal de processos hidrossedimentológicos na bacia do rio Tapacurá (Pernambuco, Brasil). Tese (Doutorado em Engenharia Civil)**. Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 205p., 2015.

SANTOS, M. A. **Extração de água do solo por plantas de soja: modelagem hidrofísica e empírica. Dissertação (Mestrado em Ciências)**. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, ESALQ/USP, Piracicaba, 75p., 2011.

SANTOS, M. R.; ZONTA, J. H.; MARTINEZ, M. A. Influência do tipo de amostragem na constante dielétrica do solo e na calibração de sondas de TDR. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v.34, p.299-307, 2010.

SANTOS, R. S. S. **Simulação da dinâmica do íon potássio pelo modelo HYDRUS-1D em condições de solo salino**. Tese (Doutorado em Engenharia de Sistemas Agrícolas). Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, ESALQ-USP, Piracicaba, 2014.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M. Th. "ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic properties with hierarchical pedotransfer functions". **Journal Hydrology**, v.251, p.163–176, 2001.

SILVA JUNIOR, V. P. **Avaliação da estabilidade temporal da umidade do solo em uma bacia experimental no semiárido pernambucano e aplicações termográficas para determinação da umidade**. (Tese - Doutorado em Engenharia Agrícola). Universidade Federal Rural de Pernambuco, UFRPE, Recife, 98p., 2015.

SILVA, C. R.; ANDRADE JÚNIOR, S. A.; SOUZA, C. F. Aspectos práticos na utilização da técnica de capacitância: desafios e aprendizagem. In: **SOUZA, C. F.; VARALLO, A. C. T.; LOPES, L. N.; SANTORO, B. L. (Org.). Aplicações de técnicas eletromagnéticas para o monitoramento ambiental**. Taubaté: Universidade de Taubaté - UNITAU, v.1, p.25-45, 2008.

SILVA, E. M.; LIMA, J. E. F. W.; AZEVEDO, J. A.; RODRIGUES, L. N. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília, DF, v.41, n.2, p.323-330, 2006.

SILVA, R. M. **Análise da perda de solos na bacia do Rio Tapacurá mediante previsão climática e modelos de erosão**. Tese (Doutorado em Engenharia Civil). Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 205p., 2010.

SILVA, R. M.; SILVA, L. P.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SANTOS, C. A. G. Análise da variedade espaço-temporal e identificação do padrão da precipitação na bacia do Rio Tapacurá, Pernambuco. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v.22, n.2, p.357-372, 2010.

ŠIMŮNEK, J.; HOPMANS, J. W. Modeling compensated root water and nutrient uptake. **Ecological Modeling**, v.220, n.4, p.505-521, 2009.

ŠIMŮNEK, J.; ŠEJNA, M.; SAITO, M. H.; SAKAI, M.; VAN GENUCHTEN, M. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, version 4.08, **Department of Environmental Sciences, University of California Riverside**, USA, p.332, 2009.

ŠIMŮNEK, J.; ŠEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, user's manual, versão 4.0, **Department of Environmental Sciences, University of California Riverside**, U.S. Salinity Lab., Agric. Res, California, 2008.

ŠIMŮNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M.; GRIBB, M. M.; HOPMANS, J. W. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v.47, n.1, p.27-36, 1998.

SOARES, W. A. **Fluxos de água e de energia em feijão macassar e mamona no nordeste do Brasil. Tese (Doutorado em Tecnologias Energéticas e Nucleares)**. Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 136p., 2009.

SOARES, W. A.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S.; GONDIM, M. V. S.; LIMA, V. F.; SOUZA, R. M. S.; ALVES, E. M.; COUTINHO, A. P. Sensibilidade do modelo SiSPAT em área de brejo de altitude no Nordeste do Brasil. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v.1, n.1, p.70-83, 2016.

SOUZA, C. F.; SILVA, C. R.; ANDRADE JUNIOR, A. S.; COELHO, E. F. Monitoramento do teor de água no solo em tempo real com as técnicas de TDR e FDR. **Irriga**, Botucatu, Edição Especial, Irrigação, p. 26-42, 2016.

SOUZA, E. D. **Caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do estado da Paraíba: variabilidade espacial e temporal, e meio homogêneo equivalente. Tese (Doutorado em Tecnologia Energéticas e Nucleares)**. Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife, 213p. 2005.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; ANGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A. M. Caracterização hidrodinâmica de solos: aplicação do método Beerkan. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.12, n.2, p.128-135, 2008.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S.; GOUVEIA NETO, G. C.; SILVA, J. M.; SILVA, I. F. Efeito do encrostamento superficial nas propriedades hidráulicas de um solo cultivado. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias** (Recife. Online), v.2, p.69-74, 2007.

SOUZA, P. G. C. **Obtenção da curva de retenção de água em Latossolo empregando dados de mini-infiltrômetro e técnicas de modelagem. Dissertação (Mestrado em Ciências Agrárias)**. Universidade Federal de São João Del-Rei, UFSJ, Sete Lagoas, 105p., 2015.

TYAGI, J. V.; RAKESH KUMAR; SRIVASTAVA, S. L.; SINGH, R. D. Effect of micro-environmental factors on natural regeneration of Sal (*Shorea robusta*). **Journal of Forestry Research**, v.22, n.4, p.543-550, 2011.

TOEBES, C.; OURYVAEV, V. Representative and experimental basin: na international guide for research and practice. **Studies and Reports in Hydrology**, n. 4. UNESCO. Paris, 1973.

TOMMASELLI, J. T. G.; BACHI, O. O. S. Calibração de um equipamento de TDR para medida de umidade de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.36, n.9, p.1145-1154, 2001.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**. Washington, v. 16, p.574 –582, 1980.

TOPP, G. C.; FERRÉ, P. A. The soil solution phase. **In: DANE, J. H. & TOPP, G. C., eds.** Methods of soil analysis, Wisconsin, Soil Science Society of America, p.417-1071, 2002.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH/Editora da UFRGS, v. 4, 1997.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005.

VAN DAM, J. C.; FEDDES, R. A. Numerical simulation on infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.233, n.1, p.72-85, 2000.

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

VAN GENUCHTEN, M. Th.; LEIJ, F. J.; YATES, S. R. **The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils**. U. S. Salinity Laboratory, Riverside – California, 1991. 85p.

VANCLOOSTER, M.; VIANE, P.; DIELS, J.; CHRISTIAENS, K. WAVE: A mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment. **Reference and User's Manual (release 2.0)**. Belgium: Institute for Land and Water Management, Katholieke Universiteit Leuven, 145p. 1994.

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

WHITE, I.; SULLY, M. J. Macroscopic and microscopic capillary length and times scales from field infiltration. **Water Resources Research**, v.23, n.8, p.1514-1522, 1987.

ZATARÁIN, F.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; ANTONIO, A. C. D. Predicción de la forma de la característica de humedad del suelo a partir de la curva granulométrica. **In: Congresso Nacional de Irrigação – Zacatecas: ANEI**. Desarrollo y transferencia de tecnología de riego y drenaje, v.2, p.212-219, 2003.

ZENG, W.; XU, C.; WU, J.; HUANG, J. Soil salt leaching under different irrigation regimes: HYDRUS-1D modelling and analysis. **Journal of Arid Land**, v.6, n.1, p.44-58, 2013.