



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

CARLOS ALEXANDRE GOMES COSTA

**UMIDADE DO SOLO E DISPONIBILIDADE HÍDRICA NA ZONA DAS RAÍZES EM
CONDIÇÕES NATURAIS DE CAATINGA PRESERVADA**

FORTALEZA

2012

CARLOS ALEXANDRE GOMES COSTA

**UMIDADE DO SOLO E DISPONIBILIDADE HÍDRICA NA ZONA DAS RAÍZES EM
CONDIÇÕES NATURAIS DE CAATINGA PRESERVADA**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido

Orientador: Prof. José Carlos de Araújo

FORTALEZA

2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

C871u Costa, Carlos Alexandre Gomes.

Umidade do solo e disponibilidade hídrica na zona das raízes em condições naturais de Caatinga preservada / Carlos Alexandre Gomes Costa. – 2012.

182 p. : il. color., enc. ; 30 cm.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia Agrícola, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2012.

Área de Concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Orientação: Prof. Dr. José Carlos de Araújo.

1. Solos – Umidade. 2. Caatinga. 3. Recursos hídricos. I. Título.

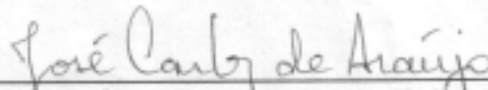
CARLOS ALEXANDRE GOMES COSTA

**UMIDADE DO SOLO E DISPONIBILIDADE HÍDRICA NO SOLO NA ZONA DAS
RAÍZES EM CONDIÇÕES NATURAIS DE CAATINGA PRESERVADA**

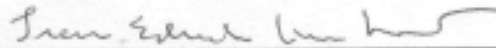
Tese apresentada ao Doutorado em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido

Aprovado em: 01/06/2012

BANCA EXAMINADORA



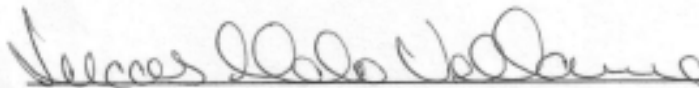
Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)



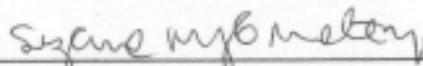
Prof. Dr. Iran Eduardo Lima Neto (Conselheiro)
Universidade Federal do Ceará (UFC)



Prof. Dr. Francisco Nildo da Silva (Conselheiro)
Universidade da Integração Internacional da Lusofonia Afro-Brasileira (UNILAB)



Prof. Dr. Lucas Melo Vellame (Conselheiro)
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Sertão Pernambucano (IFSERTA0)



Prof. Dr. Suzana Maria Gico Lima Montenegro (Conselheira)
Universidade Federal de Pernambuco (UFPE)

A Deus.

À minha filha, Fernanda Laís.

À minha esposa, Giulliana.

Aos meus pais, Sônia e Antônio de Pádua;

Ao orientador, José Carlos de Araújo.

Aos meus avós, irmãos, familiares, amigos, grupo Hidrosed, além daqueles que também colaboraram e acreditaram na realização deste projeto de vida.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus.

À Giulliana (esposa), Fernanda Laís (filha), Sônia Maria (mãe), Antônio de Pádua (pai), irmãos (André, Pádua Jr. e Alessandra) por estarem sempre presentes em todos os momentos.

Ao Professor José Carlos de Araújo e família pela amizade, atenção, dedicação e orientação altamente qualificada, além do excelente convívio pessoal, fundamentais na execução desta pesquisa.

À Universidade Federal do Ceará (UFC) pelo acolhimento e por permitir que seus professores, altamente qualificados, continuem formando profissionais cada vez melhores.

Ao Departamento de Engenharia Agrícola da UFC através de seus professores, principalmente, Adunias Teixeira, Camboim, Claudivan Feitosa, Eunice Maia de Andrade, João Hélio, Marcos Araripe, Marcus Bezerra, Nonato Távora Costa, Omar, Renato Frota, Renildo, Thales e Villioti. E de seus técnicos, Jacó, Maurício, Arraes, Ivan, Marilac, Fátima, Willa, Graça, Toinha e Aninha.

Ao auxílio financeiro concedido pela CAPES e FUNCAP.

Aos membros da banca: Suzana Montenegro, Iran Eduardo, Lucas Vellame e Francisco Nildo por sua valiosa contribuição na avaliação da tese.

Ao auxílio financeiro concedido pela CAPES e FUNCAP.

Aos amigos e membros do grupo Hidrosed: Everton Alves Rodrigues Pinheiro, George Leite Mamede, José Vidal Figueiredo, José Wellington Batista Lopes, Iran Eduardo Lima Neto e Pedro Henrique Augusto Medeiros pelo envolvimento direto nesta pesquisa e disposição em construir esta tese.

Aos professores Ragab Ragab (DiCaSM), Andreas Güntner e Axel Bronstert (WASA-SED) por disponibilizarem os modelos hidrológicos.

À Universidade Federal de Goiás Campus Jataí (UFG-Jataí).

Ao professor Gomes e amigos de Jataí pelo inegável apoio em todas as horas.

Aos (super)amigos de Fortaleza e suas respectivas famílias: Kleber Sabino, Evandro Avelino (cumpadre) e Márcio Borges (padrinho), pelo total apoio, confiança e amizade.

Aos amigos e membros do grupo Hidrosed pelo valioso monitoramento da Bacia Experimental de Aiuaba e qualificada discussão hidrossedimentológica: Pessoal de campo em Aiuaba (Tico, Hosana e Cícero); Julien Burte, Luiz Alberto, Débora Mithya, Vanda Malveira,

Alexandre Cunha, Cristian, Mário Wiegand, Leonardo, Sávio, Yuri, Cicero, Texeira, Laldiane, Teresa Raquel, Ana Carloine, Christine, Débora Carla, Diego, Efraim, Eliakim, Carlos Henrique, Kassius, Artênio, Marcos Meireles.

Aos colegas e amigos da UFC, especialmente: Regina Régia, Leila Neves, Ana Paula, Ana Célia, Helba Araújo, Albanise, Júlio, Adriana, Daniele Araújo, Bruna Mesquita, Fabilla, Rodrigo Gregório, Deodato Aquino, Dimas, Clemilson, Jefferson Nobre, Mauro Régis, Firmino, Beatriz, Ed, Nilvia Nara, Fabrícia, Giovana, David Felipe, Joseilson, Lobato, Amauri, Carlos Guerreiro, Fernando, Eveline, Carlos Henrique, Abelardo, Clemilda, Aglodoaldo, Mário, Haroldo, Alexandre Reuber, Olavo, Daniel Feitosa, Fabrício Pinto, Fabrício Mota, Junior Araújo, Silvia, Daniel Feitosa, Alves Filho, Moacir.

A todos os meus orientadores: Rubens Sonsol, Cléa Figueiredo, Morsyleide, Lúcia de Fátima, Afrânio Montenegro, Fábio Miranda.

A família de minha esposa: Joelma, Róbson, Ísis, Ivo, Joel, Nordênia, Filho, Walker, Netinho, Carmélia, Lucas e Beth que sempre acreditaram na realização deste sonho.

Aos meus avós, afilhados, tios e primos, especialmente, Célia, Vânia Simone, Tânia, Pedro, Loyola, Terezinha, Zé Maria, Ana Maria, Pierre, Thaís, Israel e Viviane, pela força e apoio.

Aos colegas e amigos pela força e motivação: Aurélio Andrade, Davidson Alves, Mário Sérgio, Leandro Belizário, Alessandro Aquino, Cristiano, Marcela, Érico, Grazi, Roberto Bob, Roberto Borges, Fabiano, Fabiana, Marlon, Keidman, Kayla, Kleber, Dayane, Wesley, Alessandra, Luis Contim, Luciana, Gomes, Ana Paula, Timossi, Elaine, Helder, Marco Aurélio, Edésio, Elídia, Vilmar, Darly, Carina, Marcelo, Danival, Daniela, Wendy, Cristiane, Frederico, Vagner, Valquíria, Wendell, Cristiane, Fernando, Samantha, Alisson, Cláudio, Ricardo Santa Rita, Paulino, Dinara, Cátia, Marquinhos, Paulinho, Luis César, Cabral, Regina, Zilda, Zé Wesseli, Marcondes e a todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para a conclusão desta tese.

A água é o sangue, insubstituível. Nada é mais suave. E, no entanto, nada a ela resiste. Aquele que conhece seus princípios pode agir corretamente tornando-a como chave e exemplo. Quando a água é pura, o coração do povo é forte. Quando a água é suficiente, o coração do povo é tranqüilo.”

Filósofo chinês desconhecido do século IV A.C.

RESUMO

COSTA, Carlos Alexandre Gomes, Universidade Federal do Ceará. Junho de 2012. **Umidade do solo e disponibilidade hídrica na zona das raízes em condições naturais de Caatinga preservada.** Orientador: José Carlos de Araújo. Conselheiros: Adunias dos Santos Teixeira, Francisco Nildo da Silva, Iran Eduardo Lima Neto, Lucas Melo Vellame, e Suzana Maria Gico Lima Montenegro.

RESUMO: A água na bacia hidrográfica está distribuída em diversos compartimentos importantes no que se refere à ec hidrologia. Muitos estudos em regiões semiáridas apontam os reservatórios superficiais como principais compartimentos de água. Entretanto, a bacia hidrográfica tem maior abrangência que as bacias hidráulicas nela contida, e os recursos hídricos nos compartimentos distribuídos na bacia hidrográfica (como no solo) devem ser analisados não somente no que se refere aos usos ecológicos, mas também como espaço de disponibilidade hídrica. Portanto, o objetivo do trabalho foi analisar, com base em medidas e modelagem, a dinâmica da água nos solos de uma bacia semiárida de Caatinga preservada e seu impacto sobre a disponibilidade hídrica. Para isso foi medida, entre outros, a umidade do solo a cada hora, de 2003 a 2010 (2923 dias) na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA, 12 km²), totalmente preservada e com precipitação média anual de 560 mm. O monitoramento foi realizado através de três sensores TDR, um instalado em cada uma das três associações entre solo e vegetação (SVA) identificadas na bacia. O método de investigação considerou seis etapas principais: i) determinação da profundidade efetiva das raízes da Caatinga preservada; ii) calibração dos sensores de umidade tipo TDR; iii) representação espaço-temporal da umidade do solo em cada unidade de SVA; iv) análise da disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes; v) parametrização do modelo hidrológico WASA-SED; e vi) parametrização do modelo hidrológico DiCaSM. Os resultados obtidos nesta pesquisa indicam a importância da abordagem da análise temporal da umidade do solo e da disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes para a manutenção do bioma Caatinga. Mais especificamente, foi observado que a profundidade efetiva do sistema radicular na BEA oscilou entre 70 e 80 cm nas regiões com solos profundos, porém, em regiões com solos rasos, observou-se que a profundidade efetiva das raízes adaptou-se às restrições, ficando reduzida a menos de 40 cm. Além disso, a análise sazonal demonstrou que, na estação de estio, as raízes têm comprimentos até 11 cm menores, abrindo, portanto, poros secundários que facilitarão a penetração da água nas eventuais chuvas dos meses secos (junho a dezembro), assim como nas primeiras chuvas da estação úmida. Nas duas SVAs cujos solos são profundos e cuja vegetação é densa, a água no solo encontra-se ‘não-disponível’ (isto é, abaixo do ponto de murcha permanente – WP) em quase nove meses ao ano (72% do tempo); e somente durante três meses ao ano (25%) a água no solo encontra-se disponível. Nos 3% restantes do ano (cerca de 10 dias) há água gravitacional nessas SVAs. Na SVA cujo solo é raso e cuja vegetação é esparsa, a dinâmica da água no solo é diferente: o tempo em que há água gravitacional, disponível e não disponível é praticamente o mesmo (quatro meses ao ano). Isso se deve, entre outros, à baixa umidade do solo no ponto de murcha permanente do neossolo litólico; e à sua restrita espessura, gerando saturação muito mais frequentemente que nos demais solos que – ao contrário deste – dispõem de drenagem profunda. A depleção da água no solo sob condições de umidade abaixo do ponto de murcha foi outro resultado importante desta pesquisa. Nas duas associações com solos profundos e vegetação densa, observou-se – ao longo de todo o período investigado – decaimento contínuo da umidade até que a mesma se aproximasse assintoticamente da umidade residual. Análise mais detalhada demonstrou que a redução da umidade do solo entre o WP e a umidade residual sempre

obedecia ao decaimento exponencial. Na associação com solo raso e vegetação esparsa observou-se que a umidade não caía para valores inferiores ao WP, mesmo sujeita ao mesmo rigor climático das demais associações. Considerando-se: (i) que em solo tão seco, a drenagem é improvável; e (ii) que os processos associados de percolação e evaporação tampouco devam ser os responsáveis pela retirada de água do solo (posto que o fenômeno não se observa na SVA cujo solo é raso e, portanto, mais quente); levanta-se a hipótese que o secamento do solo nessas condições deva ser causado por extração de água pela vegetação. Isso reforçaria a tese de que a Caatinga dispõe de adaptação para sobreviver mesmo em condições de estresse hídrico. Os modelos hidrológicos WASA-SED e DiCaSM não conseguiram representar adequadamente a dinâmica temporal da água nos solos da BEA. No entanto, os modelos reproduziram satisfatoriamente as curvas de permanência da umidade dos solos, permitindo representar a disponibilidade hídrica na zona das raízes para fins de planejamento. Por fim, logrou-se avaliar – quantitativa, espacial e temporalmente – a disponibilidade hídrica do solo. Esta é da mesma ordem de grandeza da disponibilidade de um reservatório superficial ótimo. Em termos quantitativos, a disponibilidade no solo chega a ser quase cinco vezes superior à do reservatório superficial, entretanto, a garantia associada da água superficial (90%) é bem superior à permanência da água disponível na BEA: apenas 28% nas áreas com solos profundos e 65% nas áreas com solos rasos.

Palavras-chave: Região semiárida. Bacia experimental. Monitoramento hidrológico. Modelagem hidrológica. Profundidade efetiva das raízes.

ABSTRACT

COSTA, Carlos Alexandre Gomes, Universidade Federal do Ceará. June 2012.

Soil moisture and water availability in the root zone under natural conditions of preserved Caatinga. Advisor: José Carlos de Araújo. Board members: Adunias dos Santos Teixeira, Francisco Nildo da Silva, Iran Eduardo Lima Neto, Lucas Melo Vellame, and Suzana Maria Gico Lima Montenegro.

RESUMO: Regarding ecohydrology, the catchment water is distributed over several important compartments. Many studies in semiarid regions indicate the surface reservoirs as the main water compartments. However, the watershed has greater scope than the water reservoirs contained therein, and water resources in compartments distributed in the watershed (like in soil) should be analyzed not only with regard to ecological uses, but also as spaces of water availability. Therefore, the objective of this work was to analyze, based on measurements and modeling, the water dynamics in the soils of a semi-arid basin in preserved Caatinga, and its impact on water availability. With this in mind, it was measured, among others, the soil moisture, every hour, from 2003 to 2010 (2923 days) in the Aiuaba Experimental Basin (AEB, 12 km²), fully preserved and with average annual rainfall of 560 mm. Monitoring was carried out through three TDR sensors, one installed in each of the three soil and vegetation associations (SVA) identified in the basin. The research method considered six main steps: i) assessment of the effective root depth of preserved Caatinga ii) calibration of humidity TDR sensors iii) space-time representation of soil moisture in each SVA unit iv) analysis of soil water availability in the root zone, v) parameterization of the WASA-SED hydrological model, and vi) parameterization of the DiCaSM hydrological model. The results of this research indicate the importance of addressing the temporal analysis of soil moisture and soil water availability in the root zone to maintain the Caatinga biome. More specifically, it was observed that the effective depth of the root system on AEB ranged between 70 and 80 cm in areas with deep soils, but in areas with shallow soils, it was observed that the effective depth of the roots had adapted to the constraints, having been reduced to less than 40 cm. Furthermore, the seasonal analysis showed that in the dry season, the roots have lengths up to 11 cm smaller, opening, therefore, secondary pores that facilitate the penetration of what little rain water falls in the dry months (June-December), as well as in the first rains of the wet season. In the two SVAs whose soils are deep and the vegetation is dense, the soil water is 'not available' (ie below the permanent wilting point - WP) during nearly nine months a year (72% of the time), and only during three months of the year (25% of the time) the soil water is available. In the remaining 3% of the year (about 10 days) there is gravitational water in these SVAs. In the SVAs whose soil is shallow and whose vegetation is sparse, the dynamics of soil water are different: the time when there is gravitational water, available and unavailable, is practically the same (four months a year). This is due to, among other things, the low soil moisture at the permanent wilting point of the Udorthent, and to its limited thickness, generating saturation much more frequently than in others that - unlike this one - have deep drainage. The depletion of soil water under conditions of moisture below the wilting point was another important result of this research. In the two associations with deep soils and thick vegetation, it was observed – throughout the observation period – continuous fall of moisture level until it approached asymptotically the residual moisture. More detailed analysis showed that the reduction of soil moisture between the WP and the residual moisture level always followed the exponential decay. It was observed, in the association of shallow soil and sparse vegetation, that the moisture did not fall to below the WP, even subjected to the same rigorous climate of the other associations. Considering: (i) that in such a dry soil, the

drainage is unlikely, and (ii) that the associated processes of percolation and evaporation should not be responsible for the removal of soil water either (since the phenomenon is not observed in SVAs whose soil is shallow and therefore warmer) , it is raised the hypothesis that the soil drying under these conditions must be caused by water extraction by vegetation. This would strengthen the argument that the Caatinga has adapted to survive under water stress. The hydrological models WASA-SED and DiCaSM failed to adequately represent the temporal dynamics of soil water in the AEB. However, the models did satisfactorily reproduce the retention curves of soil moisture, allowing the representation of the water availability in the root zone for planning purposes. Finally, we managed to evaluate - quantitatively, spatially and temporally – the soil water availability. This availability is of the same order of magnitude of the availability of an optimal surface reservoir. The availability in the soil, in quantitative terms, can be almost five times higher than that of the surface reservoir. However, the security associated with surface water (90%) is much higher than the water permanence available in the AEB: just 28% in areas with deep soils and 65% in areas with shallow soils.

Key-words: Semi-arid region. Experimental basin. Hydrological monitoring. Hydrological modeling. Effective root depth.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Hierarquia da modelagem espacial do modelo WASA: a) sub-bacia(SB); b) unidades de estudo na SB (unidades de paisagem) - LU; c) associação da vegetação com a declividade do terreno - TC; d) associação da vegetação com o tipo de solo - SVC; e) perfil do solo (Fonte: GÜNTNER, 2002 adaptado por MALVEIRA, 2009).....	52
FIGURA 2 - Representação esquemática da série temporal do balanço hídrico do solo no modelo WASA a partir da atualização do teor de água do solo (MALVEIRA, 2009).	53
FIGURA 3 - Mapa de localização da região de estudo e instrumentação da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).	58
FIGURA 4 - Mapa do modelo digital de elevação da BEA	59
FIGURA 5 - Mapa do relevo da BEA de acordo com EMBRAPA (2006)	59
FIGURA 6 - Médias mensais de precipitação e evaporação potencial para o município de Aiuaba (FUNCEME, 2008).....	60
FIGURA 7 - Vegetação de Caatinga na Estação Ecológica de Aiuaba no período seco à esquerda e no período chuvoso à direita (Fonte: MEDEIROS, 2009).....	62
FIGURA 8 - Geologia geral da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), detalhe em azul (delimitação baseada em Araújo et al., 2004a).	65
FIGURA 9 - Fluxograma para análise da disponibilidade hídrica do compartimento solo	66
FIGURA 10 - Etapa de abertura das trincheiras para a avaliação da profundidade efetiva das raízes em Caatinga preservada, período seco à esquerda e úmido à direita. Os experimentos foram conduzidos na Bacia Experimental de Aiuaba, Ce, entre 2009 e 2010	68
FIGURA 11 - Sequência das etapas de campo para a determinação da profundidade efetiva das raízes: (a) abertura da trincheira e distinção dos perfis analisados; (b) delimitação do perfil; (c) digitalização das quadriculas; (d) processamento digital das imagens.	69
FIGURA 12 - Calibração in loco do sensor de umidade TDR na Bacia Experimental de Aiuaba, Ce: material utilizado na calibração (a); procedimento de acompanhamento da leitura dos pulsos dos sensores de umidade nos tubos de PVC (b). Os experimentos foram realizados em 2009 – 2010.....	72

FIGURA 13 - Localização dos pontos amostrais para avaliação da umidade do solo nos SVAs, na Bacia Experimental de Aiuaba. Foram realizadas seis campanhas, entre 2010 e 2011, nas quais se visava à correlação entre a umidade medida continuamente por um TDR em um único ponto de cada SVA; e a umidade média espacial do respectivo SVA.....	75
FIGURA 14 - Fluxograma da análise comparativa entre dados medidos no campo e os modelos hidrológicos WASA-SED e DiCaSM	80
FIGURA 15 - Disposição espacial da Bacia Experimental de Aiuaba, com vistas à aplicação do modelo WASA-SED, conforme delimitada por Mamede (2008): (a) sub-bacias (SB); (b) unidades de paisagem (LU); (c) componente do terreno (TC).....	83
FIGURA 16 - Representação gráfica da profundidade efetiva das raízes no período úmido e seco nos SVAs presentes na BEA (2009-2010).	84
FIGURA 17 - Representação esquemática da interface do modelo DiCaSM parametrizado para a BEA.....	85
FIGURA 18 - Representação gráfica da profundidade efetiva das raízes no período úmido e seco nos SVAs presentes na BEA (2009-2010).	88
FIGURA 19 - Resposta do sensor de umidade do solo tipo TDR. a) EP1; b) EP2; e c) EP3	91
FIGURA 20 - Distribuição dos dados de calibração dos sensores de umidade do solo tipo TDR nas estações de monitoramento (EPs) da BEA. a) EP1; b) EP2; e c) EP3	93
FIGURA 21 - Umidade volumétrica do solo nas estações de monitoramento (EPs) na BEA. a) EP1; b) EP2; e c) EP3.....	97
FIGURA 22 - Curvas de ajuste da umidade do solo nos SVAs em função das EPs na BEA	100
FIGURA 23 - Distribuição temporal da precipitação e da disponibilidade hídrica no solo na zona de raízes na BEA. a) SVA1; b) SVA2; e c) SVA3.....	104
FIGURA 24 - Distribuição temporal, nos cinco principais (mais longos) períodos de estio, do conteúdo de água no solo na zona das raízes para as três associações estudadas na BEA: a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3	107
FIGURA 25 - Depleção de água no solo na zona das raízes nos cinco principais eventos sem chuva para cada uma das três associações estudadas na BEA: a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3.....	109

FIGURA 26 - Curvas de permanência da disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes para as três associações estudadas na BEA: a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3	112
FIGURA 27 - Permanência da água nas faixas de retenção da água no solo na zona das raízes	113
FIGURA 28 - Tempo de permanência mensal da água nas faixas limítrofes de umidade do solo na zona das raízes para a SVA1.....	115
FIGURA 29 - Tempo de permanência mensal da água nas faixas limítrofes de umidade do solo na zona das raízes para a SVA2.....	116
FIGURA 30 - Tempo de permanência mensal da água nas faixas limítrofes de umidade do solo na zona das raízes para a SVA3.....	117
FIGURA 31 - Efetividade da água no solo na BEA: a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3	119
FIGURA 32 - Balanço da curva de permanência da efetividade da água no solo na zona das raízes da BEA (2003 a 2010).....	120
FIGURA 33 - Distribuição dos dados medidos e resposta do modelo WASA-SED do conteúdo de água no solo na SVA1 da BEA (2003 – 2008).....	124
FIGURA 34 - Distribuição dos dados medidos e resposta do modelo WASA-SED do conteúdo de água no solo na SVA2 na BEA (2003 – 2008).....	125
FIGURA 35 - Distribuição dos dados medidos e resposta do modelo WASA-SED do conteúdo de água no solo na SVA3 na BEA. Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970).....	126
FIGURA 36 - Enquadramento da umidade do solo e relação entre o conteúdo de água no solo medido na SVA1 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 287). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008.....	127
FIGURA 37 - Enquadramento da umidade do solo e relação entre o conteúdo de água no solo medido na SVA2 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 092). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008.....	128

FIGURA 38 - Enquadramento da umidade do solo e relação entre o conteúdo de água no solo medido na SVA3 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 133). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008	129
FIGURA 39 - Permanência do conteúdo de água no solo medido na SVA1 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 287). Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008.....	131
FIGURA 40 - Permanência do conteúdo de água no solo medido na SVA2 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 92). Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008.....	132
FIGURA 41 - Permanência do conteúdo de água no solo medido na SVA3 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 133). Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008.....	133
FIGURA 42 - Síntese das parametrizações na modelagem da permanência do conteúdo de água no solo na SVA3 da BEA. O período dos dados foi de 2003 a 2008	134
FIGURA 43 - Distribuição temporal dos dados medidos e modelados através do DiCaSM do conteúdo de água no solo na BEA conforme a parametrização Psoveg do WASA-SED, a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3	136

FIGURA 44 - Enquadramento da umidade do solo e relação entre o conteúdo de água no solo medido na BEA e modelado através do modelo DiCaSM. O período dos dados foi de 2003 a 2008.....	137
FIGURA 45 - Permanência do conteúdo de água no solo medido na BEA e modelado através do modelo DiCaSM. Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970). O período dos dados foi de 2003 a 2008	138
FIGURA 46 - Síntese das parametrizações na modelagem do WASA-SED e DiCaSM da permanência do conteúdo de água no solo na BEA. O período dos dados foi de 2003 a 2008.....	139

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Ocupação das SVAs na Bacia Experimental de Aiuaba.....	67
TABELA 2 – Granulometria, massa específica aparente seca (ρ_{solo}), massa específica real (ρ_{part}), porosidade (α), teores de matéria orgânica (MO), ferro (Fe) e condutividade elétrica (CE) das três classes de solo existentes na Bacia Experimental de Aiuaba, Ce. Os ensaios foram realizados em 2009.....	71
TABELA 3 – Escala de correlação de Pearson (r) e do Índice de Confiança (c).....	74
TABELA 4 – Critério de enquadramento no índice de efetividade da água no solo (CHEN et al., 2007).....	78
TABELA 5 – Blocos de parametrizações do modelo WASA-SED para a Bacia Experimental de Aiuaba	81
TABELA 6 – Comparação dos valores dos parâmetros de solo (PS) do modelo WASA-SED medidos no campo e os utilizados na parametrização de Medeiros (2009) para as diversas associações (SVA1, SVA2 e SVA3) na Bacia Experimental de Aiuaba	81
TABELA 7 – Comparação dos valores dos parâmetros de vegetação (PV) do modelo WASA-SED medidos no campo e os utilizados na parametrização de Medeiros (2009) para as diversas associações (SVA1, SVA2 e SVA3) na Bacia Experimental de Aiuaba.....	82
TABELA 8 – Resultado da análise de variância para profundidade efetiva média anual obtido a partir do comprimento acumulado de raízes na Bacia Experimental de Aiuaba	88
TABELA 9 – Resumo da análise de variância das regressões obtidas a partir de dados medidos em campo na determinação da umidade volumétrica ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) de três classes de solo nas estações de monitoramento da Bacia Experimental de Aiuaba, Ceará	92
TABELA 10 – Coeficiente de correlação de Pearson (r), índice de concordância (d) e índice de confiança dos modelos (c) para as equações de calibração dos aparelhos TDR instalados na BEA.....	95
TABELA 11 – Resumo da análise de variância das regressões obtidas na determinação da umidade volumétrica ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) de três classes de solo nas Associações entre Solo e Vegetação (SVA) em função das Estações de Monitoramento da Umidade (EP)	98

TABELA 12 – Equações de ajuste, coeficiente de correlação de Pearson (r), índice de concordância (d) e índice de confiança dos modelos (c) específicos para cada SVA e respectiva EP da BEA.....	99
TABELA 13 – Umidade média ($m^3.m^{-3}$) e coeficiente de variação (%) das seis amostras de umidade do solo nas quatro campanhas realizadas na BEA.....	102
TABELA 14 – Umidade média ($m^3.m^{-3}$) e lâmina de água (mm) na zona das raízes das faixas limítrofes de retenção da água no solo na BEA	102
TABELA 15 – Capacidade de água disponível (AWC) e disponibilidade hídrica anual (AWA) no solo na zona das raízes; e relação entre água no solo e água superficial na BEA.....	121

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	27
1.1. Apresentação do problema	27
1.2. Questões científicas, hipóteses e objetivos	29
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	31
2.1. Função hidrológica dos solos, com ênfase em regiões semiáridas.....	31
2.2. Disponibilidade hídrica	34
3. MATERIAL E MÉTODOS	57
3.1. Caracterização da área de estudo	57
3.2. Umidade do solo na zona das raízes: dados medidos	65
3.2.1. Determinação da profundidade efetiva das raízes da Caatinga	66
3.2.2. Análise da distribuição espaço-temporal da umidade do solo.....	69
3.2.3. Determinação das faixas limítrofes da disponibilidade hídrica no solo	76
3.2.4. Análise da distribuição da disponibilidade hídrica na zona de raízes	76
3.2.5. Análise da efetividade da água na zona de raízes.....	77
3.2.6. Geração da curva de permanência da umidade do solo.....	78
3.2.7. Cálculo da disponibilidade hídrica no compartimento solo	78
3.3. Umidade do solo na zona das raízes: modelagem hidrológica	80
3.3.1. Parametrização do modelo WASA-SED para umidade do solo na zona de raízes	81
3.3.2. Parametrização do modelo DiCaSM	83
3.3.3. Validação da modelagem para a umidade do solo na zona de raízes	86
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	87
4.1. Disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes	87
4.1.1. Profundidade efetiva das raízes da Caatinga na BEA.....	87
4.1.2. Distribuição espaço-temporal da umidade do solo na BEA	90
4.1.3. Parâmetros físico-hídricos do solo na BEA.....	102
4.1.4. Disponibilidade hídrica na zona de raízes na BEA	103
4.1.5. Secamento e depleção da umidade do solo em bacias semiáridas.....	106
4.1.6. Curva de permanência da disponibilidade hídrica na zona de raízes na BEA.....	111
4.1.7. Efetividade da água na zona de raízes na BEA	119
4.1.8. Disponibilidade hídrica no compartimento solo e comparação com açude hipotético no exutório da BEA	121
4.2. Modelagem da disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes	123

4.2.1. Conteúdo de água do solo através do modelo WASA-SED	123
4.2.2. Conteúdo de água do solo através do modelo DiCaSM.....	135
5. CONCLUSÕES	141
6. RECOMENDAÇÕES	143
7. REFERÊNCIAS	145
8. ANEXO 1 - EQUACIONAMENTO DO MODELO WASA-SED	167
9. ANEXO 2 – PROCESSOS HIDROLÓGICOS NO DICASM.....	173

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do problema

A convivência da sociedade com o ambiente semiárido exige, necessariamente, maior conhecimento de seus processos e de sua potencialidade. Pesquisas recentes, realizadas no Semiárido do Brasil com forte teor experimental, têm demonstrado a relevância do solo no tanto no processo de escoamento superficial, quanto como reservatório de água para sua vegetação. Importante mencionar que, embora o solo do Semiárido seja limitado em relação aos aspectos químicos e físico-hídricos, a combinação clima - solo – vegetação permite a sobrevivência de densa biomassa desde que adequadamente preservada.

Atualmente, a maioria dos governos e grande número de agências internacionais destacam a água, dentro do conjunto dos recursos naturais estratégicos, como prioridade. Fatores hidrológicos e ecológicos, embora muitas vezes subjugados a um segundo plano em detrimento de fatores políticos e econômicos, integram, em uma visão holística de planejamento, o cerne das questões relacionadas à sustentabilidade do ambiente. Sob esta ótica, o conceito de disponibilidade hídrica, uma das variáveis a serem consideradas na atividade de gerenciamento de recursos hídricos, apresenta diferentes interpretações.

Tais interpretações variam desde uma relação simples entre volume potencial dos reservatórios superficiais e população, até entendimentos mais sofisticados e modernos associando a disponibilidade hídrica ao fluxo de água que entra no sistema, como o abordado nesta pesquisa.

Atualmente, na região semiárida brasileira, a disponibilidade hídrica está associada comumente à água nos reservatórios superficiais, o que é um paradigma questionável. A adoção desse paradigma induziria, por exemplo, ao incentivo ao escoamento superficial ou, em última instância, até mesmo, à impermeabilização das bacias (através do desmatamento, por exemplo), pois isso geraria maior aporte aos reservatórios superficiais e ampliaria sua disponibilidade hídrica, o que seria um equívoco de grande magnitude e com conseqüências ambientais sem precedentes.

Está consagrado que o uso e a ocupação territorial influenciam a dinâmica da água no solo. Assim, a partir do conceito simplista de disponibilidade hídrica como a exclusivamente superficial, a indução de maior geração de escoamento superficial favoreceria os processos erosivos (MEDEIROS et al., 2010), o que – contraditoriamente – comprometeria a disponibilidade dos reservatórios em longo prazo devido ao aporte de sedimentos e conseqüente assoreamento (ARAÚJO et al., 2006).

Para melhor compreensão dos fenômenos naturais, utilizam-se, além de medições *in situ*, simulações da realidade através de modelos físicos e/ ou matemáticos. Para isso, a modelagem hidrológica torna-se uma ferramenta útil para simulação dos processos do ciclo hidrológico. Assim, a partir do monitoramento no campo e da modelagem hidrológica pode-se simular diferentes ações na gestão dos recursos hídricos, avaliando suas consequências e, portanto, contribuindo para o planejamento e avaliação das políticas hidroambientais.

Na região semiárida do Brasil algumas áreas vêm sendo investigadas, destacando-se bacias experimentais localizadas em estações ecológicas (RIGHETTO, 2004). Uma dessas áreas foi selecionada para a execução dessa pesquisa, no caso a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), inserida na Estação Ecológica de Aiuaba (ESEC de Aiuaba). A ESEC, estabelecida em 1978, desponta pela manutenção da biodiversidade florística e faunística do bioma Caatinga e representa um importante papel no estudo do ciclo hidrológico da região devido, principalmente, à sua cobertura florestal preservada. Estudos em áreas preservadas podem auxiliar na compreensão e modelagem de processos hidrológicos, bem como indicar o impacto da ação antrópica.

O conhecimento da água disponível para as plantas no compartimento solo é de grande interesse para as ciências agrárias e ambientais, de modo particular nas regiões de escassez hídrica e/ou de conflito pelo acesso à água no globo. Intenciona-se, portanto, que o conhecimento aqui gerado possa fornecer elementos para uma gestão sustentável dos recursos naturais, racionalizando a ação da sociedade e sua convivência harmônica com o ambiente.

Neste contexto, este trabalho, organizado em três etapas, apresenta uma perspectiva de estudo de caso de uma bacia experimental semiárida avaliando, através de dados medidos no campo e de modelagem, a distribuição espaço-temporal umidade do solo e da disponibilidade hídrica no solo na profundidade efetiva das raízes.

Na primeira etapa (capítulo 2), revisão de literatura, abordou-se o estado da arte da análise da umidade do solo e da disponibilidade hídrica no solo, no que diz respeito a medidas de campo e modelagem hidrológica. A pesquisa atualizada da literatura embasou os demais capítulos.

Na segunda etapa (capítulo 3) foram levantados os dados medidos no campo, necessários para a abordagem da umidade e disponibilidade hídrica do solo na zona de raízes entre os anos de 2003 e 2010.

Na terceira etapa (capítulo 4) foi abordada a modelagem hidrológica na região semiárida através dos seguintes modelos hidrológicos, que tratam da dinâmica da água no

solo e da disponibilidade hídrica na zona das raízes: o modelo WASA (*Water Availability in Semi-Arid Environments*) (GÜNTNER, 2002; GÜNTNER e BRONSTERT, 2004) e o modelo DiCaSM (*Distributed Catchment Scale Model*) (RAGAB e BROMLEY, 2010; MONTENEGRO e RAGAB, 2010; MONTENEGRO e RAGAB, 2012). A avaliação do desempenho dos modelos usará dados medidos no campo abordados no capítulo 3, que trata das medidas hidrológicas na região Semiárida. A análise dos três capítulos supracitados permite conclusões inéditas sobre a dinâmica da água no solo sob o bioma Caatinga.

1.2. Questões científicas, hipóteses e objetivos

A pesquisa tem como fundamentos três questões científicas, a saber:

1. Como se dá a dinâmica de água na zona efetiva de raízes nos solos de bacias semiáridas, no bioma Caatinga, nas quais ocorrem períodos de estiagem de até nove meses e nas quais a cobertura vegetal é caducifólia? Para responder a essa questão há que se investigar, anteriormente, qual a profundidade efetiva das raízes em ambiente de Caatinga preservada.
2. Qual a diferença nessa dinâmica para as diversas associações entre solo e vegetação típicas do bioma Caatinga?
3. Como os modelos hidrológicos – distribuídos/semidistribuídos e/ou de base física – representam a dinâmica de água na zona de raízes nessas regiões?

As questões levantadas suscitam algumas hipóteses, que se deseja testar. As principais hipóteses da pesquisa são:

1. A dinâmica de água na zona efetiva de raízes nos solos de bacias semiáridas, no bioma Caatinga, restringe-se à estação úmida, após a qual rapidamente a umidade do solo atinge (ou aproxima-se de) o ponto de murcha permanente, estágio que coincide com a queda das folhas e no qual permanece até que chegue a próxima estação de chuvas.
2. A profundidade efetiva das raízes (R_{ef}) do bioma Caatinga preservada varia de 1,50m a 2,50m, conforme parametrizado nos modelos hidrológicos disponíveis na literatura. As alterações sazonais da (R_{ef}) são desprezíveis.
3. A dinâmica da água – nas diversas associações entre solo e vegetação típicas do bioma Caatinga – não sofre alterações relevantes na resposta hidrológica do ponto de vista conceitual.

4. Os modelos hidrológicos WASA-SED e DiCaSM – selecionados por serem comumente aplicados a bacias semiáridas – são capazes de estimar satisfatoriamente seu comportamento médio de longo prazo, por exemplo, através de suas curvas de permanência. Os modelos representam a dinâmica de água na zona de raízes no bioma Caatinga quando se investigam seu comportamento espaço-temporal.
5. O solo em bacias semiáridas, na zona efetiva das raízes do bioma Caatinga, é um importante compartimento, no qual a água encontra-se disponível na mesma ordem de grandeza que nos reservatórios superficiais, quando bem dimensionados.

Partindo-se das questões e hipóteses acima mencionadas, o objetivo desta tese é analisar, com base em medidas e modelagem, a dinâmica da água nos solos de uma bacia hidrográfica localizada no bioma Caatinga – na região semiárida do Brasil – e seu impacto sobre a disponibilidade hídrica da bacia.

São objetivos específicos:

1. Avaliar os parâmetros físico-hídricos do compartimento solo na bacia selecionada, de modo particular a profundidade efetiva das raízes da Caatinga preservada;
2. Avaliar a distribuição espaço-temporal da água no solo – com foco na zona de raízes – em três diferentes associações solo-vegetação típicos do bioma Caatinga;
3. Avaliar a curva de permanência para água disponível no solo;
4. Avaliar, usando os dados medidos no campo, o desempenho dos modelos hidrológicos WASA-SED e DiCaSM, no que se refere à disponibilidade hídrica na zona de raízes dos solos da Bacia Experimental de Aiuaba; e
5. Avaliar a disponibilidade de água no compartimento solo da BEA, comparando-a à disponibilidade em um eventual bem dimensionado reservatório superficial.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Função hidrológica dos solos, com ênfase em regiões semiáridas

A dinâmica da água no solo caracteriza-se principalmente pelos processos de infiltração, fluxo de água sobre e sob o solo e armazenamento da água, quer na zona vadosa, quer nas zonas saturadas. Esses processos são fortemente influenciados pelas características pedológicas em toda sua complexidade e heterogeneidade, o que dificulta seu entedimento ao mesmo tempo em que estimula a elucidação dos mesmos. No caso de bacias hidrográficas da região semiárida do Brasil (MONTENEGRO e RAGAB, 2012; SILVA et al., 2012; SANTOS et al., 2011; SOUZA et al., 2011; MONTENEGRO et al., 2010; MONTENEGRO e RAGAB, 2010; NEVES et al., 2010; COSTA et al., 2010; DINIZ FILHO et al., 2009; RODRIGUES et al., 2009; SANTOS et al., 2008; SOUZA et al., 2008; FIGUEIREDO et al., 2007; ANTONINO et al., 2006) há que considerar dois aspectos fundamentais: a interlocução das águas com o complexo embasamento cristalino; e a existência de somente duas estações climáticas anuais: a úmida e a seca. Além disso, a presença de vegetação, ainda que preservada, compõem a associação entre solo e vegetação, o que contribui para uma maior heterogeneidade e a inserção e consideração na análise de parâmetros que não são comumente determinados no campo.

Neste aspecto, pode-se destacar a constatação de Klein e Libardi (2002a), segundo a qual o fluxo da água em solo não saturado, na região do sistema radicular, é pouco estudado. No entanto, a dinâmica da água no solo na zona de raízes é abordada por alguns autores, como Faria et al. (2009); De Jong Van Lier et al. (2009a, 2009b, 2008, 2006, 2001); Engler et al. (2008); Cichota et al. (2008 e 2006); Klein e Libardi (2002a); e Coelho e Or (1999, 1998 e 1996). O conhecimento dos processos de infiltração, redistribuição e suprimento de água às plantas, entretanto, não avalia o conteúdo de água nessa zona como disponibilidade hídrica na bacia hidrográfica como um todo.

Segundo Cantón et al. (2001); Costa (2007), Figueiredo (2011) e Medeiros (2009) o escoamento hortoniano (ver, por exemplo, CHOW et al., 1988) tem se mostrado predominante em algumas regiões de clima semiárido, sendo a fonte principal na geração de picos de descarga em bacias, especialmente em área com estrutura de solos compactados ou desprovidos de cobertura vegetal (KIMOTO et al., 2002; GARFUR et al., 2003; THOMAZ, 2009).

Ao analisarem – em escala de microbacias – o escoamento superficial em regiões semiáridas na Austrália, Bartley et al. (2006) verificaram uma grande variabilidade espacial e

temporal do coeficiente de escoamento superficial e constataram também que, uma simples variação no arranjo da cobertura vegetal implica em uma resposta hidrológica variável..

Para Medeiros (2009) na região semiárida brasileira, onde o principal processo de geração de escoamento é Hortoniano, vertentes longas aumentam a possibilidade de reinfiltração de escoamento gerado a montante. Essa dinâmica responde pela distribuição espacial da umidade do solo na bacia hidrográfica.

Bracken e Croke (2007) argumentam que faixas vegetadas intensificam a infiltração devido ao aumento de matéria orgânica, à redução da densidade do solo e ao aumento da condutividade hidráulica. Esses efeitos são mais evidentes em ambientes extremos (condições áridas e semiáridas) onde a vegetação é esparsa (BOIX-FAYOS et al., 2006) ou em áreas onde a mesma ocorre em faixas (CAMMERAAT, 2004). Nessas regiões, ocorre uma relação dinâmica entre áreas de solo nu e áreas vegetadas, sendo que a geração de escoamento predomina nas primeiras, enquanto que as áreas vegetadas funcionam como receptoras de tais recursos. Segundo Puigdefabregas et al. (1999), esse é um mecanismo de adaptação da vegetação a ambientes com escassez de água, de maneira a estabelecer um equilíbrio entre crescimento máximo e demanda hídrica mínima, resultando em uma densidade ótima com a formação de mosaicos de manchas vegetadas e áreas de solo nu de tamanhos e formas diferentes.

Para Entin et al. (2000) a umidade no solo constitui-se numa das variáveis mais importantes nos processos de troca entre o solo e a atmosfera, bem como para estudos de infiltração, de drenagem, de condutividade hidráulica e de irrigação, entre outros. Além disso, é uma variável indispensável para o entendimento de muitos processos hidrológicos que estão envolvidos em uma grande variedade de processos naturais (geomorfológicos, climáticos, ecológicos, etc.) que atuam em diferentes escalas espaciais e temporais.

O entendimento dos processos hidrológicos dominantes é fundamental para a quantificação da disponibilidade hídrica e a avaliação do impacto de ações antrópicas sobre a mesma (MEDEIROS et al., 2009).

O método do balanço de água num volume de controle de solo tem sido bem explorado e apresentado por vários autores (SLATIER, 1967; REICHARDT et al., 1979; CINTRA et al., 2000; CRUZ, et al., 2005; CANTÓN et al., 2010; GHIBERTO et al., 2011; LI et al., 2012), sendo seus componentes (precipitação, irrigação, evapotranspiração, deflúvio superficial, drenagem, ascensão capilar e variação da armazenagem de água no solo) apresentados numa forma integrada ou diferenciada numa equação geral de balanço de massa.

Atualmente, a ênfase destes balanços tem sido dada à disponibilidade de água no solo relacionada com elementos climáticos e desenvolvimento vegetal. Para esta abordagem é necessário levar em conta, além da precipitação, as perdas de água no solo para a atmosfera, que se verificam normalmente pela perda de água por evaporação mais transpiração vegetal.

O consumo de água pelas comunidades vegetais é uma propriedade importante a ser considerada nos estudos de disponibilidade hídrica. Uma forma pela qual esse consumo (evapotranspiração real) pode ser determinado é pelo método do balanço de água no solo (CRUZ et al., 2005).

Parajka et al. (2006) reconhecem a água no solo como um papel importante na regulação do ciclo hidrológico. Salienta ainda que esta reserva de água é uma fonte primária para a vegetação, afeta a liberação de água para a atmosfera através da transpiração, controla, em parte, o processo de evaporação no solo, e regula o escoamento superficial. Portanto, o compartimento solo, apresenta-se como parâmetro importante na estabilidade do ambiente.

A importância do solo como reservatório de água em estudos hidrológicos é evidenciada por Ladouche et al. (2001) em uma microbacia de 1 km² nas regiões montanhosas do leste da França com 900 mm de precipitação média anual ao mostrarem por meio de traçadores naturais, que a maior parcela do deflúvio gerado no exutório em eventos chuva-deflúvio é de água armazenada no solo da bacia hidrográfica (zonas não saturadas e saturadas) anterior ao evento. Para Tardy et al. (2004) em uma macrobacia de 117.000 km² de clima úmido na Nigéria consideraram equivalentes o escoamento superficial e os fluxos subterrâneos na vazão afluente dos reservatórios. Além destes autores, Gaiser et al., 2003; Güntner e Bronstert, 2004; Araújo et al., 2004b; Righetto, 2004; Krol et al., 2006; Araújo et al., 2006; Costa, 2007; van Oel et al., 2008; Farias, 2008; Araújo e Piedra, 2009; Costa et al., 2009a; Rodrigues, 2009; Malveira, 2009; Medeiros et al., 2010 também mensuraram o solo como o indutor do escoamento superficial em bacias semiáridas.

A água da zona não-saturada da crosta terrestre permanece um enigma para o entendimento científico e gerenciamento tecnológico. Esta zona, também chamada zona vadosa, é uma região do subsolo limitada por cima pela superfície física da Terra e por baixo pelo nível d'água, onde ocorrem fenômenos físicos tais como: infiltração, evaporação, recarga de aquíferos subterrâneos e outros. Compreender o movimento dos fluidos em meios porosos não-saturados é um problema de grande importância em muitos ramos da ciência e da engenharia (VASCONCELOS e AMORIM, 2001).

Na zona vadosa, a zona radicular apresenta maior dinâmica dos processos devido à proximidade da superfície com forte atuação da evaporação do solo e transpiração pelas plantas. Para determinação do fluxo de água no solo, nesta zona, devem-se considerar outras variáveis envolvidas aumentando a complexidade do sistema e as causas de variação.

Neste aspecto, a disponibilidade hídrica está diretamente relacionada com o seu compartimento. É muito comum, e quase uma regra, associar a disponibilidade hídrica aos reservatórios superficiais. Entretanto, deve-se considerar o solo como um importante compartimento utilizado como reservatório de água como também um meio fundamental para a vida.

2.2. Disponibilidade hídrica

Afinal, o que é disponibilidade hídrica? Duas abordagens principais norteiam o conceito de disponibilidade hídrica, a saber: água disponível em reservatórios superficiais, e água nos diversos compartimentos naturais e artificiais, incluindo o solo, no qual há água disponível para as plantas.

Conceituação e aplicação da disponibilidade hídrica

De acordo com a Deliberação CBHSF Nº 08, de 29 de julho de 2004: “disponibilidade hídrica é a vazão máxima de consumo alocável, às vazões remanescentes médias e mínimas ecológicas”, nos termos do Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (CBHSF, 2004). Ainda de acordo com a deliberação supra, a disponibilidade hídrica total da bacia corresponde à sua capacidade de produção de água, incorporada a influência das obras hídricas que interferem na sua regularização. Essa disponibilidade é expressa pelas vazões que chegam à foz, considerando que, nesse processo, parte da disponibilidade hídrica total da bacia deve ser mantida nos rios para suprir usos não consuntivos e requisitos ambientais. A quantidade de água disponível em um trecho de corpo hídrico durante um determinado tempo é considerada como disponibilidade hídrica. Considera-se também disponibilidade hídrica como sendo a diferença entre o volume outorgável e o volume outorgado (SRH-CE, 2007).

Segundo Cruz e Tucci (2008), a disponibilidade hídrica é entendida como a parcela vazão que pode ser utilizada pela sociedade para o seu desenvolvimento, sem comprometer o ambiente aquático.

Nestes conceitos evidenciam-se fortemente a hidrografia, com apenas um adendo subjetivo na parte que trata de requisitos ambientais. Assim, pode-se iniciar uma discussão sobre a geolocalização destes requisitos ambientais na bacia hidrográfica como um todo, ou apenas os relacionados com os corpos hídricos.

A disponibilidade hídrica de um sistema pode ser determinada, inicialmente, a partir do cálculo da quantidade de água que entra no mesmo que, dependendo do caso, pode ser originada a partir das chuvas, do derretimento de geleiras e/ou neve; em segundo lugar, pela massa de água que é retirada do sistema, seja a partir da evaporação, da transpiração, do escoamento (superficial ou subsuperficial), do consumo humano ou da infiltração.

Disponibilidade hídrica obtida através de reservatórios superficiais

Com o crescente aumento da demanda de água e a preocupação de que a oferta estabelecida não consiga suprir esse consumo, torna-se necessária a conservação da qualidade e da quantidade de água doce disponível, especialmente em regiões de escassez, como o semiárido do Nordeste Brasileiro. Nesta região, o barramento de rios constitui-se na principal medida adotada visando disponibilizar água para o suprimento das demandas humanas (MAMEDE et al., 2012; MALVEIRA et al., 2012; LIMA NETO et al., 2011; KROL et al., 2011; GAISER et al., 2003). De acordo com Araújo et al. (2004b), mais de 90% do abastecimento do Ceará tem como fonte os reservatórios superficiais. A água represada, no entanto, é susceptível a perdas significativas devido às elevadas taxas de evaporação (FRISCHKORN et al., 2003), bem como à contaminação proveniente de atividades produtivas desenvolvidas na bacia hidrográfica. Por isso, na região semiárida brasileira, a disponibilidade hídrica está associada comumente à água disponível nos reservatórios superficiais (CAMPOS, 1996; ARAÚJO et al., 2004b; COSTA et al., 2004; ARAÚJO et al., 2006; KROL et al., 2006; MONTEIRO et al., 2007; VAN OEL et al., 2008; CAMPOS, 2010; KROL et al., 2011; MALVEIRA et al., 2012), um paradigma questionável.

Seguindo o conceito de disponibilidade hídrica em reservatórios superficiais, sua ampliação na bacia hidrográfica se daria, por exemplo, pelo aumento no número destes reservatórios. Para a construção destas barragens, deve-se analisar, além das condições de segurança estrutural da obra, a interferência da estrutura em relação às demais estruturas hídricas da área de drenagem, no que diz respeito à disponibilidade hídrica da bacia como um todo. O conceito de disponibilidade passa a ser tratado não somente do ponto de vista

político-administrativo, mas também, do ponto de vista da eficiência hídrica e da real disponibilidade hídrica (MALVEIRA, 2009; MALVEIRA et al., 2012).

Nesse contexto, a erosão hidráulica dos solos com conseqüente aporte de sedimentos aos reservatórios constitui-se em processo responsável por importantes mudanças morfológicas de reservatórios bem como dos padrões de qualidade da água armazenada (LIMA NETO et al., 2011; WIEGAND, 2009). Araújo et al. (2006) demonstraram que o risco anual de escassez de água aumentou 80% em cinco décadas, no açude Várzea do Boi, somente como conseqüência de seu assoreamento. A erosão da superfície terrestre, seguida da deposição desses sedimentos nos reservatórios superficiais, além de diminuir sua capacidade de acumulação e sua disponibilidade hídrica, pode provocar prejuízos à qualidade da água, quer pela redução da zona fótica, quer pelo aumento de nutrientes, ou pelo enriquecimento dos sedimentos através de poluentes adsorvidos.

A perda de volume de acumulação em reservatórios superficiais devido à deposição de sedimentos pode provocar uma redução significativa na disponibilidade de água em um período de poucos anos ou décadas, alterando significativamente a compartimentação da disponibilidade hídrica em bacias hidrográficas no semiárido. No estado do Ceará, por exemplo, a perda de capacidade de armazenamento em reservatórios estudados foi estimada em aproximadamente 2% por década (ARAÚJO, 2003). A perda de vazão regularizada por assoreamento também é considerável, uma vez que esse processo modifica a forma dos reservatórios, provocando maiores perdas por evaporação e por sangria.

Com relação à evaporação, tem-se que, para um mesmo volume de acumulação, um reservatório assoreado apresenta maior área de espelho d'água, o que resulta em perda volumétrica maior para uma mesma lâmina evaporada (ARAÚJO et al., 2005; MAMEDE et al., 2006; COSTA, 2007). Quanto à sangria, a redução da capacidade dos reservatórios resulta em menores volumes de espera quando da chegada do período chuvoso, provocando maiores perdas de água por vertimento. Assim, questões relacionadas à erosão, ao transporte de sedimentos e ao assoreamento de reservatórios devem ser consideradas em ações de planejamento de uso do solo e no gerenciamento de recursos hídricos. Além disso, mostra-se fundamental o conhecimento do balanço de água no solo como forma de entender esses processos e prever a resposta da ação antrópica no sistema.

Para Machado (2007), a disponibilidade hídrica representa a quantidade de água disponível na natureza para ser utilizada nas atividades humanas. Sua variação é influenciada pelos usos consuntivos. Se aumentar o consumo, diminui a disponibilidade hídrica; se

diminuir o consumo, aumenta a disponibilidade. O consumo (uso consuntivo ou não consuntivo) é, portanto, o uso que se faz da água provocando sua indisponibilidade momentânea. Assim, percebe-se a relevância do sujeito da disponibilidade hídrica, a população, em uma visão direcionada; e o ambiente, numa visão holística. No ambiente estão inseridos conceitos ecohidrológicos que compartimentalizam os sujeitos formando uma rede de sustentabilidade ambiental.

Disponibilidade da água no solo

Segundo Jorge (1985), o solo pode ser definido, de acordo com o Glossário de Termos do *Soil Science Society of America* (1965) como o material mineral não consolidado da superfície imediata da Terra que serve como um meio natural para o crescimento das plantas terrestres. Trata-se de um material complexo que difere do material que lhe deu origem nas características físicas, químicas, biológicas e morfológicas. Um solo considerado ideal mantém um equilíbrio entre as fases sólida, líquida e gasosa, contendo cerca de 50% de sólidos, 20% de poros grandes que abrigam o ar do solo e 30% de poros pequenos que retém a solução ou umidade do solo.

A umidade do solo, por sua vez, é extremamente variável com o tempo, aumentando com a chuva ou com a irrigação e diminuindo com a drenagem ou com a evapotranspiração (REICHARDT, 1987). 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 (BERNARDO et al., 2006).

Além disso, os fatores que controlam a umidade do solo em áreas áridas e semiáridas diferem daqueles de áreas úmidas. Em áreas secas, entretanto, outros fatores, especialmente disponibilidade de nutrientes, influenciam o comportamento dos ecossistemas áridos. É comumente aceito que se a água é limitada, se torna o recurso chave que limita o crescimento das plantas (CANTÓN et al. 2004).

Chen et al. (2007), ao estudarem o efeito de diferentes vegetações na dinâmica sazonal da umidade do solo, em região semiárida da China, verificaram que a parcela que estava coberta por uma espécie nativa da região apresentou os maiores valores médios de umidade do solo.

Para dimensionar o potencial de armazenamento de água no solo utilizam-se dois conceitos principais, a saber: a capacidade de água disponível para as plantas, que é definida pela diferença entre a umidade da capacidade de campo e do ponto de murcha permanente; e

água disponível, que é a diferença entre a umidade atual do solo e a umidade do ponto de murcha permanente (REICHARDT, 1987; SOUZA et al. 1999; DE JONG VAN LIER, 2000; CEBALLOS et al., 2002; MELO et al., 2002; KLEIN e LIBARDI, 2002b; SOUZA et al., 2004; MAIA et al., 2005; BERNARDO et al., 2006; NOVÁK e HAVRILA, 2006; DE JONG VAN LIER et al., 2006, 2008, 2009; PADILLA, et al., 2009; CAÑADAS et al., 2010; GRIGORYAN et al., 2010; GHIBERTO et al., 2011; RUIZ-SINOGA et al., 2011; FU et al., 2012; RAZZAGHI et al., 2012).

Essas faixas limítrofes de disponibilidade água no solo, assim como a umidade real do solo estão fundamentalmente relacionadas com a umidade na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente. Estes parâmetros são importantes para determinação da zona em que ocorrem reações químicas, além de movimento e absorção de nutrientes e crescimento do sistema radicular, porque essa zona é a interface entre o solo e a atmosfera. Além disso, dentro de uma abordagem do solo como reservatório de água pode-se, com estes parâmetros, delimitar e melhor entender o balanço de água no solo na zona de raízes.

A quantidade de água que um perfil de terreno sem vegetação e evaporação retém contra a ação da gravidade, após plenamente inundado e deixado drenar livremente por poucos dias (um a quatro dias), em condições de campo, determina o volume máximo aproximado de água que um solo bem drenado pode armazenar por longos períodos sem evapotranspiração. Esta umidade é chamada capacidade de campo do solo, segundo definição dada por Veihmeyer e Hendrickson (1931).

Veirmeyer e Hendrickson (1949) redefiniram a capacidade de campo (CC) como a quantidade de água retida pelo solo após a drenagem de seu excesso, quando a velocidade do movimento descendente praticamente cessa, o que ocorre de dois a três dias após a chuva ou irrigação em solos permeáveis de estrutura e textura uniformes. Apesar de suas limitações, os valores relativos à capacidade de campo de um determinado solo, cujas tensões oscilam de 1/10 a 1/3 atm, representam o limite superior de água que um solo pode reter antes de drenar.

Para Kramer e Boyer (1995), a capacidade de campo *in situ* de um solo refere-se ao teor de água após a drenagem para camadas mais profundas do solo tornando o conteúdo de água relativamente estável no solo. Segundo De Jong van Lier (2000) a definição de capacidade de campo é imprecisa e, muitas vezes, mal-entendida e confundida com umidade de saturação que é o teor máximo de água que o solo pode reter contra a força da gravidade. Atualmente, utiliza-se a tensão de 0,033 MPa (EMBRAPA, 1997) como referência para determinações laboratoriais da umidade do solo na capacidade de campo.

Veirmeyer e Hendrickson (1949) definiram o ponto de murchamento permanente como a umidade do solo na qual uma planta não túrgida não restabelece a turgidez, mesmo quando colocada em atmosfera saturada por 12 horas. No entanto, da perspectiva da fisiologia da planta, a determinação da murcha permanente pode ser, em alguns casos, de difícil execução e de resultados ambíguos (BIGELOW et al., 2004).

O ponto de murcha permanente é conceituado como o teor de água de um solo no qual as folhas de uma planta que nele cresce atingem, pela primeira vez, um murchamento irreversível, aceitando-se que a umidade no ponto de murcha permanente seja equivalente à umidade sob tensão de 1,5 MPa (AMARO FILHO et al., 2008; MAIA et al., 2005). No entanto, alguns autores, entre eles Larcher (2004), afirmam que a vegetação de Caatinga dispõe de mecanismos de sobrevivência que permitem absorver a água no solo a tensões acima de 3,0 MPa a 6,0 MPa. Atualmente, assume-se que esta umidade do solo corresponde a uma tensão de 1,5 MPa (EMBRAPA, 1997; REICHARDT, 1988; KLEIN, 1998, COSTA et al., 2009c).

Segundo Souza e Reichardt (1996), o ponto de murcha permanente é, normalmente, considerado uma característica estática, ao contrário da capacidade de campo, que é considerada dinâmica. Costa et al. (2009c) concluíram que os valores de umidade equivalente ao ponto de murcha permanente determinada pelo método do Extrator de Richards foram semelhantes aos obtidos pelo método fisiológico; embora os valores de capacidade de campo tenham apresentado diferenças entre si de acordo com o método utilizado.

Curva de permanência da disponibilidade hídrica

Muitos autores utilizam as curvas de permanência para compreender a dinâmica temporal da disponibilidade hídrica. Entretanto, este conceito é explorado na quase totalidade por estudos de águas superficiais e em modelos chuva-vazão (PINHEIRO e NAGHETTINI, 2010; COSTA et al., 2009b; NOVAES et al., 2009; SILANS et al., 2009; CRUZ e TUCCI, 2008; BLANCO et al., 2007; ARAÚJO et al., 2006; ARAÚJO e PIEDRA, 2009; CAMPOS, 1996, 2010).

Segundo Cruz e Tucci (2008), a curva de permanência (ou de duração de vazões) relaciona a vazão e a porcentagem do tempo em que ela é superada ou igualada sobre todo o período histórico utilizado para sua construção. Assim, segundo Voguel e Fennessey (1994) a curva de permanência representa o complemento da função distribuição cumulativa de

probabilidade de vazões ou a probabilidade de excedência das vazões. Voguel e Fennessey (1995) afirmam que a permanência pode ser interpretada como uma “garantia” ou probabilidade de ocorrência das vazões num horizonte de planejamento.

A técnica mais freqüente de obtenção da curva de permanência é empírica e também amplamente descrita nos livros de hidrologia (VILLELA e MATTOS, 1975; VOGUEL e FENNESSEY, 1994; TUCCI, 2005, 2007). Como se trata de associar freqüências de ocorrências às vazões, pode-se ordenar todos os valores de vazão em ordem decrescente e associar a cada valor uma freqüência de excedência, utilizando uma posição de plotagem empírica, tal como m/n ou $m/n+1$, sendo m a ordem do valor ordenado e n o número de valores da série (JACOBS e VOGUEL, 1998). Chow et al. (1988) utilizaram parâmetros da fórmula de Chegodayev para gerar uma curva de permanência. Pode-se, também, em função de objetivos específicos, parametrizar a curva, ajustando uma equação à curva assim obtida (CIGIZOGLU e BAYAZIT, 2000; TUCCI, 2005, 2007).

Para considerar a sazonalidade pode-se determinar a curva para cada mês do ano com todos os anos da série. Dessa forma, a vazão de permanência 90%, por exemplo, não é necessariamente igual para janeiro e julho. Este tipo de resultado permite distinguir os condicionantes mensais de sazonalidade (CRUZ e TUCCI, 2008).

Modelagem hidrológica

Está evidenciado que nos últimos anos a ação antrópica vem modificando consideravelmente o equilíbrio ecológico no planeta. Os recursos naturais estão sendo esgotados, estrangulados e exauridos sem que haja um senso comum de sustentabilidade efetiva. Muitas vezes, este termo é usado indiscriminadamente de forma demagógica e irresponsável. Para perceber isso, basta associar as informações de crescimento populacional, lucro, matriz energética e ambiente à disponibilidade hídrica no planeta.

Este breve preâmbulo demonstra a preocupação com a escassez dos recursos hídricos, principalmente em regiões Áridas e Semiáridas. Para entender como se dá o balanço hídrico é indispensável, atualmente, para os gestores de bacias hidrográficas a utilização da modelagem hidrológica como ferramenta de análise e gerenciamento. Por isso, inúmeros são os modelos que ultimamente vêm sendo desenvolvidos.

Entretanto, Medeiros (2009) alerta que a modelagem hidrológica não é tarefa simples, visto que os processos ocorrem de maneira não linear com a escala espacial, impossibilitando a extrapolação de estudos em pequena escala para bacias hidrográficas; e

que há escassez de bancos de dados com séries longas e confiáveis para validação de simulações.

De acordo com Singh (2002), os modelos têm se tornado ferramentas de planejamento e decisão, além das clássicas funções de avaliações hidrológicas e, como tal, devem ser estruturados de forma simples para permitirem sua utilização por diferentes usuários.

A associação das características topográficas, do tipo de solo, da cobertura vegetal (ou sua ausência), da precipitação regional e da infra-estrutura de captação em uma área de estudo, refletirá diretamente nos resultados de avaliações hídricas. Cada processo constitutivo de uma avaliação é traduzido analiticamente, a partir da compreensão física e de observações do processo ou de fatores que o influenciam. A modelagem hidrológica consiste na conexão de equações que representam processos associados dentro do ciclo hidrológico. A precipitação pode ser representada como variável independente e, como variável dependente, o escoamento e o armazenamento da água superficial (MALVEIRA et al., 2012). Além disso, o conteúdo de água no solo é abordado por alguns modelos hidrológicos (GÜNTNER, 2002; RAGAB e BROMLEY, 2010).

Embora o conteúdo de água no solo exerça papel importante na interação superfície-atmosfera, ele é ainda um dos componentes do ciclo hidrológico menos estudados na modelagem hidrológica. Pode-se considerar que a alta heterogeneidade do compartimento solo, e a escala de monitoramento de medidas no campo dificultam o refinamento da modelagem e, apesar dos avanços científicos nesta área, há ainda carência de uma melhor elucidação dos processos envolvidos neste meio.

A representação analítica dos processos envolve parâmetros que podem ser medidos na bacia de drenagem, denominados parâmetros físicos. Alguns parâmetros não podem ser medidos diretamente, mas representam um processo que deve ser incorporado ao modelo na forma de parâmetro. Os parâmetros são definidos na fase de estruturação do modelo e, posteriormente, podem ser calibrados após a comparação dos resultados simulados com os medidos. Os parâmetros com significado físico devem ser previamente estimados da melhor forma possível e condicionados pelo uso de restrições a assumir valores viáveis na região em estudo (WESTERN et al., 1999; SOROOSHIAN e GUPTA, 2002; TUCCI, 2005).

Os modelos hidrológicos podem ser divididos em dois grandes grupos, de acordo com seu padrão de determinação na representação dos processos: estocásticos ou determinísticos (TUCCI e BRAGA, 2003). Enquanto os modelos estocásticos utilizam

hipóteses probabilísticas a partir de dados históricos observados para elaboração de seu algoritmo (CHOW, 1964; TUCCI, 2005), a modelagem determinística tem como base a compreensão conceitual dos fenômenos físicos, supondo que, para uma dada entrada só há uma saída possível.

De acordo com Aksoy e Kavvas (2005) os modelos podem ser classificados também como concentrados e distribuídos, em função da discretização da área de estudo. Os modelos concentrados, indicados para a previsão de vazões em tempo real sobre bacias de média escala, adotam valores médios na caracterização da área de estudo. Por outro lado, os modelos do tipo distribuído tentam representar os processos em pequenas unidades de estudo.

Em modelos concentrados, a variabilidade espacial não é considerada, sendo os parâmetros de entrada, assim como os resultados, expressos por valores únicos para toda a bacia hidrográfica. Os modelos distribuídos, por sua vez, consideram a variabilidade espacial dos processos, exigindo a representação da variabilidade dos parâmetros para fornecer resultados distribuídos espacialmente (MEDEIROS, 2009).

Quanto à discretização espacial utilizada na modelagem, Chen e Mackay (2004) demonstram que a estrutura do modelo tem papel importante na resposta do mesmo quanto a efeitos de agregação espacial de parâmetros e divisão da área de estudo em unidades de resposta hidrológica. Segundo os autores, a discretização em poucas unidades aumenta o erro associado à agregação de parâmetros, enquanto que a adoção de uma discretização espacial detalhada (muitas unidades) pode resultar em erro devido à maior quantidade de processos a simular para representar adequadamente a transferência de água e sedimentos entre as unidades de modelagem.

Actil et al. (2008) abordam as tentativas de representações matemáticas da exata quantidade de água nos modelos de base física ou através da criação de reservatórios de sub-superfície e subterrâneo em modelos mais conceituais.

Modelos que empregam observações do teor de umidade do solo como parâmetro de entrada apresentam uma melhor caracterização dos processos hidrológicos na estrutura de modelos de estimativa de água disponível no solo (WESTERN et al., 1999). Estes autores demonstram ainda os benefícios potenciais da integração de medição da umidade do solo em modelos hidrológicos.

A integração de tais observações, para melhor estimativa das vazões, foi realizada ainda por Wooldridge et al. (2003) e Berg e Mulroy (2006), confirmando a melhoria do desempenho do modelo a partir desta abordagem.

Para Malveira (2009), a umidade do solo é uma variável importante na compreensão da previsão dos processos hidrológicos incluindo geração de escoamento, erosão, transporte de sedimento e a interação entre o solo e a atmosfera. A saturação da camada de solo gera o escoamento superficial, sendo que a evaporação antecede este evento, ocorrendo também durante a saturação.

A umidade do solo é a variável chave que define e que integra todas as componentes do balanço de energia da superfície. Apesar da umidade do solo ter um elevado grau de variabilidade no espaço e no tempo, controladas por fatores como tempo, mineralogia, vegetação e topografia; a compreensão da umidade do solo e da sua variabilidade (espacial e temporal) é fundamental para quantificar a relação entre região, ecologia, hidrologia e geologia (RICHARD et al., 2004).

Por exemplo, o modelo VIC-3L (Variable Infiltration Capacity 3-Layer) foi simulado para estimativa da umidade do solo na bacia do Alto Rio Mississipi com o objetivo de caracterizar em detalhes eventos extremos. Neste contexto, Srinivasan e Lakshmi (2006) obtiveram como resultados uma distinção entre as camadas do solo. Nesse estudo, as camadas profundas apresentaram menor umidade que as camadas mais superficiais ao ser observada a umidade do solo em camadas estratificadas e na profundidade do sistema radicular.

Assim, tratando-se de uma abordagem na escala de microbacia hidrográfica deve-se considerar um refinamento dos parâmetros relacionados ao solo na modelagem hidrológica. Além disso, atenção menor não deve ser destinada aos parâmetros relacionados à vegetação. A abordagem destes dois pontos é apresentada a seguir.

A associação entre solo e vegetação nas medidas de campo e na modelagem hidrológica

O uso e a ocupação do solo devem ser planejados de modo integrado entre potencialidades produtivas e convivência com o ambiente, principalmente nas regiões Áridas e Semiáridas, que enfrentam períodos de escassez hídrica que comprometem a estabilidade do ambiente. Nessas regiões, o entendimento da associação entre clima, solo e vegetação permite a maximização das potencialidades, de modo que a análise desta associação no meio natural nativo e preservado auxilie no entendimento da interferência antrópica no meio, permitindo a minimização dos impactos.

Assim, a análise da associação de solo e vegetação estabelecida e adaptada às condições do clima permite melhor manejo do uso e da ocupação do solo, principalmente na zona das raízes, característica que, segundo Streda et al. (2012), é importante no

desenvolvimento das plantas, mas que é mal compreendida devido à dificuldade de avaliá-la *in situ*. Gewin (2010) reforça a importância de estudos na zona das raízes como sendo a peça chave de uma “segunda revolução verde”.

A água complementa esse complexo sistema. Também nas regiões de baixa disponibilidade hídrica sua demanda está cada vez mais concorrida pelos diversos setores, entre eles, a agricultura. Além disso, a busca pela redução de impactos ambientais resultou em pressões crescentes para racionalizar o consumo da água (ABRISQUETA et al., 2012).

Segundo Xu et al. (2008), o solo é componentes de fundamental influência no desenvolvimento da vegetação. E tanto o solo como a vegetação influenciam e são influenciados pela topografia. Ainda segundo estes autores, a maioria das pesquisas relaciona a vegetação com o solo (MAESTRE et al., 2003 e LU et al., 2006); a vegetação com a topografia (CANTÓN et al., 2004); e, ainda, a vegetação com o solo e a topografia (SOLÓN et al., 2007 e PUEYO et al. 2007). Na perspectiva de estudos hidrológicos em áreas preservadas em escalas de bacias hidrográficas é comum adotar a associação principal entre solo e vegetação (GUNTNER, 2002).

As características regionais, tais como uso da terra, declividade do terreno, propriedades do solo, precipitação e radiação solar influenciam na variação da umidade do solo (MAMEDE, 2008; COSTA, 2007; QIU et al., 2001; PUIGDEFABREGAS et al., 1999; CHOW, 1964). Além disso, a umidade nas camadas mais superficiais do solo influencia consideravelmente os processos hidrológicos de escoamento superficial, evaporação e evapotranspiração.

Estudos realizados em regiões semiáridas revelaram a sensibilidade da variação da umidade do solo com a topografia e o uso da terra. Fu e Chen (2000), em estudos que enfocam a variação de umidade do solo para diferentes tipos de vegetação realizados em uma microbacia árida de 1 km² na China, observaram que dependendo dos fatores topográficos, o uso da terra pode ser o fator que mais afeta a variação da umidade do solo.

Segundo Grego e Vieira (2005), as propriedades físicas e hídricas do solo apresentam alta variabilidade temporal e espacial, dependendo do manejo adotado e das próprias características de origem dos solos. Portanto, além das propriedades físicas do solo, deve-se atentar para a sua variação em termos espaciais. Considerando esse aspecto, Bernardo et al. (2006) confirmam que a correta estimativa da umidade do solo – espacialmente variável – é essencial para estudos de movimento e disponibilidade de água no solo, erosão, manejo da irrigação e muitos outros processos.

Entretanto, a determinação da umidade do solo variando espacial e temporalmente torna-se onerosa quando não se utilizam métodos adequados para tal. Segundo Leão et al. (2007), diversos são os métodos utilizados na determinação da umidade do solo, no entanto, nenhum deve ser considerado como o melhor; a escolha do método dependerá dos objetivos específicos de cada pesquisador e do nível de precisão desejado.. Entre os principais métodos podem ser citados a determinação gravimétrica em laboratório, o uso de tensiômetro de mercúrio que faz determinação discreta (em relação ao tempo) de umidade; podendo haver sensores acoplados à memória de dados, capazes de monitorar a umidade do solo sem a presença contínua verificação das medidas pelo homem.

Oliveira (2008) utilizou sensor do tipo capacitivo (TEIXEIRA e COELHO, 2003; SILVA et al., 2005; OLIVEIRA et al., 2007; CRUZ et al., 2010) no monitoramento da umidade do solo para fins de irrigação avaliando-o como preciso e eficiente. Indicou que os sensores capacitivos TOPDEA permitem medir a umidade em tempo real e acompanhar a mesma de forma contínua.

Outra técnica muito utilizada para determinação da umidade do solo é a reflectometria de microondas TDR (Time Domain Reflectometry), introduzida no Brasil há 30 anos. A partir do trabalho de Topp et al. (1980), essa técnica aplicada aos estudos relacionados aos solos passou a ser considerada muito promissora (CICHOTA et al., 2008; LACERDA et al., 2005; SOUZA, 2002; TOMMASELLI e BACCHI, 2001; PONIZOVSKY et al., 1999).

A técnica (TDR) consiste em medir o tempo de deslocamento de uma seqüência de pulsos na frequência de microondas em uma linha de transmissão (antena), composta de duas hastes de aço de comprimento conhecido, introduzidas no solo. Como a água tem constante dielétrica relativa (81) bem superior à dos materiais do solo (3 a 5) e do ar (1) (NOBÓRIO, 2001), quanto maior for a quantidade de água no solo, maior será a constante dielétrica aparente, e maior será o tempo de deslocamento do pulso aplicado. Sua eficiência e aplicabilidade dos modelos propostos pelo fabricante e as descritas na literatura, bem como o desempenho e desenvolvimento destes equipamentos, vêm sendo avaliados em diversas condições, demonstrando que o equipamento é funcional no monitoramento da umidade e do potencial da água no perfil do solo (LOPES et al., 2010; MAROUFPOOR et al., 2009; ALFARO SOTO et al., 2007; SOUZA et al., 2007, 2006a, b; COELHO et al., 2006; LACERDA et al., 2005; PERREIRA et al., 2005; TRINTINALHA, 2004; ANDRADE et al., 2003; PERSSON e UVO, 2003; JONES et al., 2002; TOMMASELLI e BACHI, 2001;

SEYFRIED e MURDOCK, 2001; COELHO et al., 2001a; BEJAT et al., 2000; MMOLAWA e OR, 2000; PONIZOVSKY et al., 1999).

Além disso, a utilização de sensores TDR com o auxílio de uma memória de dados, facilita o monitoramento de áreas remotas, como é o caso da Bacia Experimental de Aiuaba que está inserida em uma área de preservação do bioma Caatinga. Em faixas vegetadas e preservadas, segundo Bracken e Croke (2007), a infiltração é intensificada devido ao aumento de matéria orgânica, à redução da densidade do solo e ao aumento da condutividade hidráulica. Esses efeitos são mais evidentes em ambientes extremos (condições áridas e semiáridas), onde a vegetação é esparsa (BOIX-FAYOS et al., 2006) ou em áreas onde a mesma ocorre em faixas (CAMMERAAT, 2004). Nessas regiões ocorre uma relação dinâmica entre áreas de solo exposto e áreas vegetadas, sendo que a geração de escoamento predomina nas primeiras, que tendem a ser geradora de escoamento superficial, enquanto que as áreas vegetadas funcionam como receptoras de tais recursos.

Percebe-se que, ao introduzir a vegetação em estudos de dinâmica da água no solo, a heterogeneidade amplia-se consideravelmente. Relatos de Puigdefabregas et al. (1999), ao estudarem em uma microbacia árida no sudeste da Espanha o mecanismo de adaptação da vegetação a ambientes com escassez de água, observaram um processo de nucleação, que é a formação de montes de vegetação, de maneira a estabelecer um equilíbrio entre crescimento máximo e demanda hídrica mínima, resultando em uma densidade ótima com a formação de mosaicos de manchas vegetadas e áreas de solo descoberto de tamanhos e formas diferentes.

Segundo Correia et al. (2008), durante a estação seca, a zona de raízes desempenha um papel importante no balanço de energia, uma vez que disponibiliza menor umidade do solo para a evapotranspiração. Isso corrobora os resultados obtidos por Kleidon e Heimann (2000), que avaliaram o impacto da redução da profundidade da raiz no clima regional na Amazônia; e simularam que a diminuição nas raízes teve redução na evapotranspiração impactando o clima regional. Também observaram que, durante a estação seca, houve uma redução acentuada na quantidade de energia disponível para a evapotranspiração e, conseqüentemente, menos umidade para a atmosfera. Além disso, os autores *op. cit.* observaram que, nas florestas tropicais, o aumento na profundidade de raiz conduziu ao aumento na evapotranspiração. De fato, o sistema radicular desempenha importante papel nos estudos das interações que ocorrem entre o solo, as plantas e os organismos vivos (COELHO et al., 2001b). Os estudos sobre distribuição de raízes envolvendo a absorção de água pelas plantas têm sido apresentados na literatura, mas são, em

geral, pouco freqüentes (COELHO e OR, 1996, 1998; PUIGDEFABREGAS et al., 1999). Em plantas frutíferas encontram-se alguns trabalhos que avaliam a absorção de água pelas raízes (FREITAS et al., 2009; BONI et al. 2008; COSTA et al., 2007, 2002; COELHO et al., 2002, 2001b) porém, poucos são os trabalhos em plantas nativas da Caatinga (PINHEIRO et al., submetido).

Hahmann e Dickinson (1997) observaram redução do escoamento superficial e da umidade do solo nas zonas de raiz para a sua simulação de desmatamento em larga escala na Amazônia. Segundo eles, a umidade do solo foi reduzida por alterações na profundidade da raiz e da textura do solo.

Oliveira et al. (2005b) indicam que, para as condições de Cerrado, há diferenças na quantidade de água disponível para a planta e na evapotranspiração quando há mudança no ecossistema. Essas diferenças são associadas não apenas às diferenças na distribuição de raízes, mas também às diferenças na densidade de árvores e na fenologia do dossel das plantas nativas da região. Com a redução da profundidade das raízes desse bioma à metade, devido à mudança de vegetação, houve também um decréscimo de 50% na água disponível para as plantas. Além disso, aproximadamente 82% da água para a vegetação com raízes profundas e 67% da água para a vegetação com raízes superficiais estava concentrada em até 1,0 m de profundidade. Isso reforça a necessidade de estudos nessa camada do solo. Ainda segundo os autores supracitados, plantas de raízes profundas podem contribuir significativamente para o equilíbrio da água dos ecossistemas do Cerrado. Observe-se que o balanço hídrico desse bioma pode mudar, com a substituição da vegetação lenhosa nativa por gramíneas exóticas e cultivos agrícolas.

No bioma Caatinga, presente exclusivamente no Semiárido do Brasil, as espécies geralmente apresentam adaptações morfológicas e/ou fisiológicas que possibilitam a sobrevivência em condições de seca. O deficit de água nos tecidos, causado pela excessiva demanda evaporativa ou pelo suprimento de água no solo limitado, afetam todos os aspectos do crescimento e desenvolvimento dos vegetais. O mecanismo de fechamento estomático, nos horários mais quentes do dia, constitui-se uma estratégia utilizada por muitas espécies que habitam regiões áridas e semiáridas, para evitar a perda excessiva de água através da transpiração. Diversos fatores externos influenciam a transpiração na medida em que alteram a diferença de pressão de vapor entre a superfície da planta e o ar que a envolve, portanto, a transpiração intensifica-se com a diminuição da umidade relativa e com o aumento da temperatura do ar (LARCHER, 2004).

Segundo Pimentel (2004), os efeitos da seca sobre o desenvolvimento dos vegetais dependem da intensidade, da duração do estresse e da fenologia e genética da planta, podendo provocar diversas alterações morfofisiológicas, como diminuição da turgescência e redução no tamanho das folhas, desenvolvimento de um sistema radicular mais profundo e fechamento dos estômatos nos horários mais quentes do dia.

As plantas que habitam regiões de clima predominantemente semiárido respondem ao déficit hídrico de diversas formas para se ajustarem às condições de estresse, com o desenvolvimento de estratégias classificadas como mecanismos de escape ou de tolerância à seca. O primeiro consiste em escapar à seca através de um ciclo de vida mais curto concentrado no único período chuvoso e na formação de um banco de sementes; o segundo pode ocorrer de duas maneiras: as plantas podem tolerar a seca reduzindo o potencial hídrico interno das suas células, através do acúmulo de solutos compatíveis que favorecem a absorção de água pelo solo, ou fechar os estômatos nos horários de maior demanda evaporativa para manter o status hídrico (SILVA et al., 2008).

A literatura reporta que a deficiência hídrica afeta, primeiramente, o aparato estomático, provocando o fechamento dos estômatos, porém, quando as plantas passam por ciclos de seca, elas podem desenvolver certa resistência à falta de água, mantendo a transpiração por períodos mais longos (LARCHER, 2004).

Silva et al. (2008), estudando a resposta estomática em plantas de aroeira, *Schinus terebinthifolius*, sob condições de estresse hídrico, observaram que as plantas submetidas ao maior estresse (25% da capacidade de campo) obtiveram valores médios de resistência estomática igual a 29,3 s/cm. No entanto, ao restabelecer a umidade, a resistência diminuiu consideravelmente e manteve-se baixa, à semelhança dos demais tratamentos (50%, 75% e 100% da capacidade de campo), o que evidencia um possível ajustamento da espécie à condição de seca. Com isso, os autores concluíram que a água é o fator que realmente influencia o fechamento estomático e adaptabilidade das espécies da Caatinga.

Alguns parâmetros mereceram atenção especial em estudos hidrológicos no semiárido. Rodrigues (2009) analisou amostras de solo para avaliação da porosidade total de um solo, obtendo resultados que revelaram pouca ou nenhuma diferença estatística entre quatro microbacias situadas na região de Caatinga, não sendo verificada também diferenciação entre as camadas avaliadas em uma mesma bacia. Entretanto, em bacias hidrográficas maiores, existem a tendência de variabilidade espacial dos solos e também uma diferenciação na porosidade dos mesmos. Segundo o autor supracitado, o comportamento da

condutividade hidráulica saturada do solo medida em condições de campo é uma característica de suma importância na compreensão do movimento de água no solo e na avaliação dos processos hidrossedimentológicos em bacias.

Ziegler et al. (2006), ao discutirem sobre a redução abrupta da condutividade hidráulica saturada do solo a uma profundidade de 0,5 m em uma bacia experimental na Malásia, concluíram que a redução possibilitou a elevação freática, com influência sobre o escoamento superficial da bacia.

Ramos e Martínez-Casasnovas (2006) destacam a profundidade do solo como uma propriedade crítica determinante na retenção de água no solo. Neste sentido, as mudanças na superfície do solo possuem impacto significativo nas propriedades hidrológicas, como infiltração de água no solo e capacidade de retenção.

Nogueira e Barbosa (2000), estudando espécies lenhosas da caatinga, observaram que a transpiração foi reduzida após 20 dias de suspensão de rega.

Modelo hidrológico WASA-SED

O modelo hidrológico WASA-SED (*Model of Water Availability in Semi-Arid Environments with Sediment Dynamics Component*) (GÜNTNER, 2002; GÜNTNER e BRONSTERT, 2004; GÜNTNER et al., 2004; MAMEDE et al., 2006; BRONSTERT et al., 2007; FRANCKE et al., 2008; MAMEDE, 2008; ARAÚJO et al., 2009; MALVEIRA, 2009; MEDEIROS, 2009; MEDEIROS et al., 2010) desenvolvido durante o projeto WAVES (Water Availability and Vulnerability of Ecosystems and Society) no Nordeste do Brasil em parceria entre a Universidade de Potsdam na Alemanha e Universidade Federal do Ceará no Brasil, simula o balanço hídrico de uma unidade de drenagem. É um modelo determinístico, físico e semidistribuído, que dispensa calibração, uma vez que seus parâmetros são essencialmente físicos.

Em sua versão original, o modelo WASA (GÜNTNER, 2002) foi aplicado para grande escala espacial, compreendendo os estados do Ceará e do Piauí (400 mil km²). O modelo WASA permite simular os eventos utilizando-se poucas subunidades, o que simplifica os processos de parametrização e o esforço computacional. Güntner et al. (2004) destacam que a representação das variáveis deve ser clara e o processo físico deve ser bem representado pela equação escolhida e pelos parâmetros efetivos no processo. A validação do modelo WASA no semiárido brasileiro tem sido feita com base nos volumes de grandes reservatórios

da bacia e produção de sedimentos, que possuem dados de medições de acumulação, que são comparados com os dados de acumulação simulados (GÜNTNER, 2002; GÜNTNER E BRONSTERT, 2004; GÜNTNER et al., 2004; BRONSTERT et al., 2007; MAMEDE, 2008; FRANCKE et al., 2008; MALVEIRA, 2009; MEDEIROS et al., 2010).

O modelo WASA-SED é voltado principalmente para representar o processo chuva-deflúvio e balanço hídrico diário, o qual, por sua vez, inicia-se com o cálculo da umidade do solo, regida pelas trocas hídricas entre solo, vegetação e atmosfera. A partir de um evento de precipitação, a umidade de uma espessura de solo qualquer é avaliada pelo fluxo vertical somado aos fluxos laterais superficiais e subsuperficiais. Assim, a forma do terreno, a litologia e a estrutura das camadas de solo constituem as bases do modelo de escoamento.

No modelo hidrológico WASA-SED, a interação entre as características de cobertura do solo e hidrologia é considerada na interceptação e evapotranspiração sendo representada pelos seguintes fatores de vegetação: a altura da vegetação, índice de área foliar (LAI), coeficiente de interceptação, profundidade da raiz, mínima resistência estomática e albedo da superfície. Os três últimos fatores mencionados apresentam maior sensibilidade no modelo (GÜNTNER, 2002)

Malveira (2009) indica melhor representatividade do modelo WASA-SED para bacias acima de 24.000 km², entretanto, Medeiros (2009) obteve, com uma parametrização mais refinada, resultados satisfatórios para duas bacias menores (12 km² e 966 km²), indicando assim a robustez do modelo para trabalhos em diversas escalas.

Os processos contemplados na modelagem hidrológica são: interceptação (balanço simplificado - Güntner, 2002); evapotranspiração (modelo de duas camadas - Shuttleworth e Wallace, 1985); evaporação de reservatórios superficiais (Penman, 1948; Monteith, 1965); infiltração (Green e Ampt, 1911); percolação entre horizontes de solo (Arnold et al., 1990); escoamento sub-superficial (relação simplificada para fluxo saturado baseada na equação de Darcy); armazenamento subterrâneo (modelagem simplificada com base em um modelo linear de armazenamento).

Para representar a variabilidade espacial das características da bacia (tais como topografia, tipo de solo e cobertura vegetal) e sua influência na geração de escoamento, é adotada uma discretização espacial hierarquizada (Figura 1) da área de estudo em cinco níveis de escala (GÜNTNER e BRONSTERT, 2004):

Nível 1: Sub-bacia - unidade básica, delimitada de acordo com a localização de reservatórios e postos fluviométricos;

Nível 2: Unidade de paisagem (ou unidade hidrológica; *landscape unit* – LU) - associação de vertentes com seqüência semelhante de litologia, solo e vegetação ao longo da encosta;

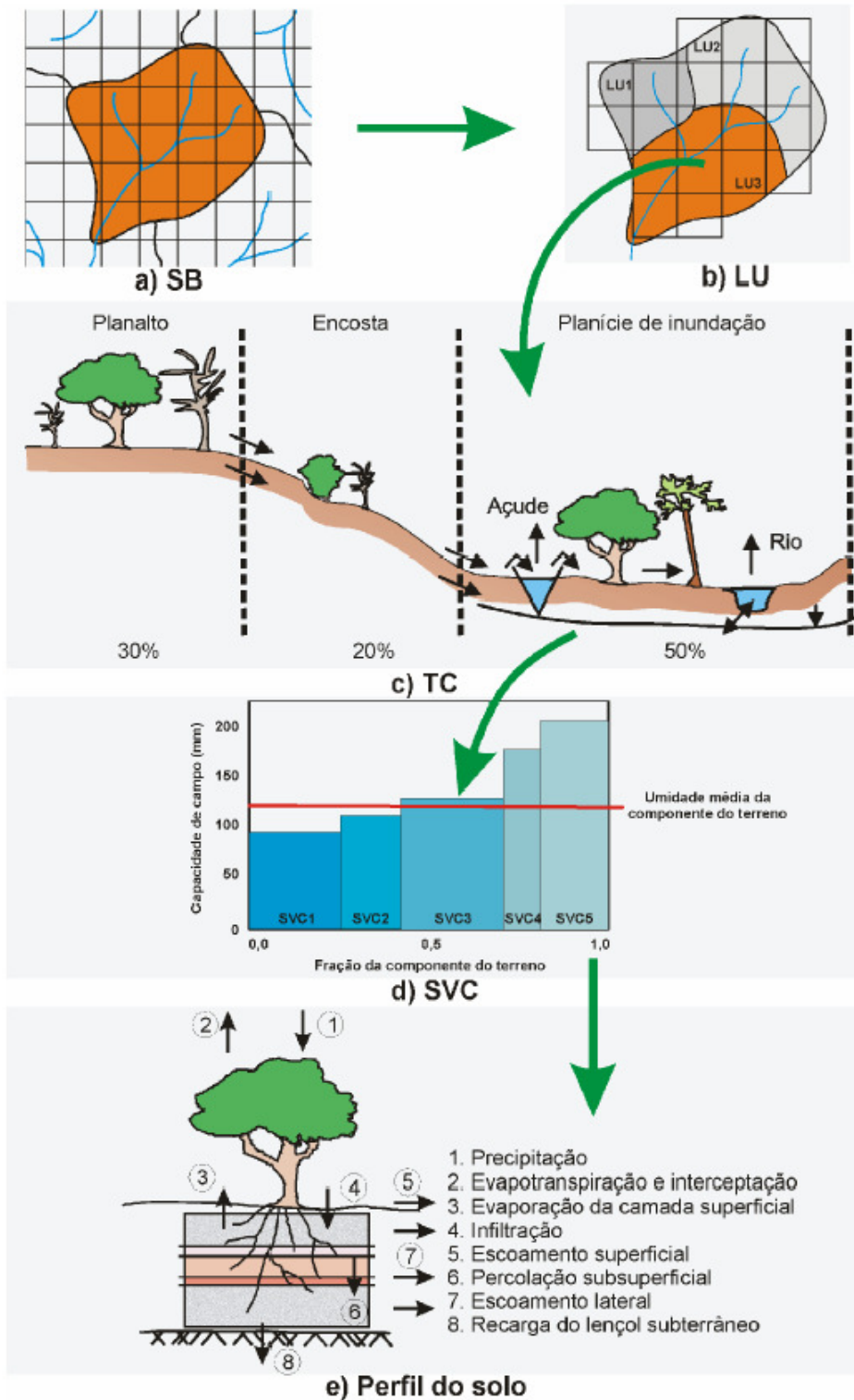
Nível 3: Componente de terreno (TC) - sub-área de uma LU com mesma posição na encosta e características semelhantes de declividade, solo e vegetação;

Nível 4: Componente de solo e vegetação (SVC) - consiste em uma combinação específica de solo e cobertura vegetal em um TC, sendo representado por seu percentual de área dentro do respectivo TC;

Nível 5: Perfil do solo - menor componente espacial da hierarquia.

Deseja-se obter os resultados do modelo na escala de bacia ou sub-bacia (nível 1 – Figura 1a). Para isso, são identificadas unidades que apresentam o mesmo comportamento hidrológico (nível 2 – Figura 1b) e então se dividem essas unidades em componente do terreno (TC) formam planos de diferentes declividades de acordo com a topografia (nível 3 – Figura 1c) iniciando no trecho mais elevado (divisor de água), encosta e finalizando na calha de drenagem; No nível 4 (Figura 1d) cada unidade de TC é subdividida em associações de solo e cobertura vegetal, gerando o conjunto solo-vegetação (SVC). Cada SVC é expresso através do percentual que ocupa no respectivo TC; No modelo WASA-SED, o balanço hídrico é iniciado na escala de perfil de solo (nível 5 – Figura 1e), onde são especificados os horizontes de solos em cada SVC considerando processos verticais e horizontais, e as transferências de fluxo e agregação do escoamento são computadas até a escala de sub-bacia. Ainda no perfil ocorre o detalhamento da relação entre os horizontes de solo nos diferentes tipos de componente solo-vegetação. Os horizontes de solo vão até o topo do embasamento impermeável ou, desde a profundidade da zona de raízes, quando o embasamento for muito profundo.

FIGURA 1 - Hierarquia da modelagem espacial do modelo WASA: a) sub-bacia(SB); b) unidades de estudo na SB (unidades de paisagem) - LU; c) associação da vegetação com a declividade do terreno - TC; d) associação da vegetação com o tipo de solo - SVC; e) perfil do solo (Fonte: GÜNTNER, 2002 adaptado por MALVEIRA, 2009).



Assim, no modelo WASA-SED, o balanço hídrico é iniciado na escala de perfil de solo e as transferências de fluxo e agregação do escoamento são computadas até a escala de sub-bacia. Uma vez calculado o escoamento de uma sub-bacia, o mesmo é propagado na rede de drenagem para, então, ser transferido para os reservatórios superficiais (Figura 2).

FIGURA 2 - Representação esquemática da série temporal do balanço hídrico do solo no modelo WASA a partir da atualização do teor de água do solo (MALVEIRA, 2009).



O detalhamento da sequência temporal do cálculo do escoamento superficial em função da umidade do solo no modelo WASA (GÜNTNER, 2002) é descrito abaixo em dez passos:

1. A umidade é calculada inicialmente nos divisores da bacia hidrográfica em sua unidade topográfica mais elevada para um componente de solo-vegetação (SVC);
2. Para cada SVC determina-se a retenção da precipitação excluindo-se a interceptação e evaporação armazenada na vegetação;
3. Atualiza-se a umidade do solo de todos os horizontes com base no escoamento subsuperficial produzido no intervalo de simulação anterior em componentes de terreno (TC) de montante e em componentes de solo e vegetação contidos no mesmo TC. Se o teor de água em um perfil de solo superar sua capacidade para condições de saturação, o excesso é transformado em escoamento superficial;
4. Determina-se o escoamento superficial por saturação, causada pela precipitação e/ou pelo escoamento superficial produzido a montante;
5. Calcula-se a infiltração da água precipitada e escoada superficialmente de componentes de terreno (TC) e de seus respectivos componentes de solo e vegetação (SVC);

6. Atualiza-se a umidade do solo em cada horizonte com base na quantidade infiltrada;

7. Calcula-se a evapotranspiração em função da umidade do solo e atualiza-se novamente a umidade do solo (ANEXO 1);

8. Calcula-se o escoamento vertical de cada horizonte de solo, bem como o equivalente escoamento lateral subsuperficial das componentes adjacentes, que será transferido para o próximo componente de terreno a jusante (ou para o rio, no caso do último TC). Atualiza-se a umidade do solo em todos os horizontes;

9. Agrega-se o escoamento produzido por todos os componentes de solo e vegetação (SVC) do componente de terreno corrente (TC), e distribui-se o volume entre afluência aos componentes de terreno a jusante e vazão para a rede de drenagem;

10. Volta-se ao passo 2 para a TC imediatamente inferior.

Güntner (2002) justifica a validação do modelo WASA restrita a dados relacionados com o escoamento superficial devido à limitada disponibilidade de dados na área de estudo. O mesmo autor sugere uma abordagem de validação mais poderosa utilizando critérios adicionais, por exemplo, a umidade do solo.

Medeiros et al. (2010) considera que o modelo WASA-SED apresenta algumas características que o diferenciam da maioria dos demais modelos de simulação hidrossedimentológica, como sua aplicabilidade a extensas áreas. Como exemplo dessa capacidade do modelo, Güntner e Brosnert (2004) simularam todo o Estado do Ceará e do Piauí, com uma área de 400.000 km². O modelo contempla características específicas do semiárido simulando processos que se destacam nesses ambientes como, por exemplo, escoamento do tipo Hortoniano, reinfiltração de escoamento a jusante, redistribuição lateral de escoamento e densa rede de pequenos açudes.

Actil et al. (2008) consideram seus resultados com a integração da umidade do solo bastante promissores, além disso, sua abordagem incentiva os gestores de recursos hídricos a implementar infra-estrutura para medição do teor de umidade do solo e usar esta informação em seus modelos. Além disso, foi evidenciado que as observações do teor de umidade do solo proporcionaram melhorias na estimativa de um dia de antecedência de vazões, quando são incluídos na estrutura da modelagem.

Modelo hidrológico DiCaSM

DiCaSM (*Distributed Catchment Scale Model*) é o acrônimo de "modelo hidrológico distribuído na escala de bacias hidrográficas" e foi desenvolvido no Centro de Ecologia e Hidrologia (CEH), Reino Unido (MONTENEGRO e RAGAB, 2012; RAGAB e BROMLEY, 2010; RAGAB et al., 2010; MONTENEGRO e RAGAB, 2010; D'AGOSTINO et al., 2010). O modelo foi concebido para representar uma estratégia integrada de gestão da água considerando as mudanças globais do clima e mudanças de uso da terra sobre os fluxos de água (ANEXO 2).

O modelo hidrológico de base física e distribuído apresenta uma interface computacional amigável. Além disso, apresenta rotinas de estimativas de alguns parâmetros físico-hídricos necessários no modelo, a partir de um banco de dados já existente no DiCaSM. A escala espacial é variável. No entanto, o padrão espacial é de uma malha de 1 km², admitido como área elementar representativa (REA). O modelo funciona na escala de tempo diário como padrão.

DiCaSM permite que um número de diferentes processos físicos sejam simulados em uma bacia. O modelo calcula o balanço hídrico, a interceptação de chuva, infiltração, evapotranspiração, absorção pelas plantas de água e dinâmica de umidade do solo, bem como os fluxos de corrente e recarga de água subterrânea para cada quadrado da grade. DiCaSM é capaz de simular o ciclo hidrológico, refletindo com precisão os processos que operam na captação.

O DiCaSM compreende os seguintes sub-modelos:

1. Interceptação por culturas e grama é calculada de acordo com Aston (1979), enquanto a interceptação por árvores é calculado de acordo com Gash et al. (1995).
2. Evapotranspiração potencial é calculada segundo Raupach (1995).
3. escoamento superficial é calculado com base na saturação excessiva ou infiltração em excesso. O último é calculado segundo a equação de Philip (1957) ou a equação de Green-Ampt (1911). Escoamento é encaminhado entre os pontos baixos de cada quadrado da grade ao longo da inclinação prevalecente do modelo digital do terreno (MDT).
4. Balanço hídrico da zona insaturada é baseado no modelo de quatro camadas de raiz (Ragab et al., 1997)
5. Escoamento superficial é baseado no trabalho de Yu e Jeng (1997)

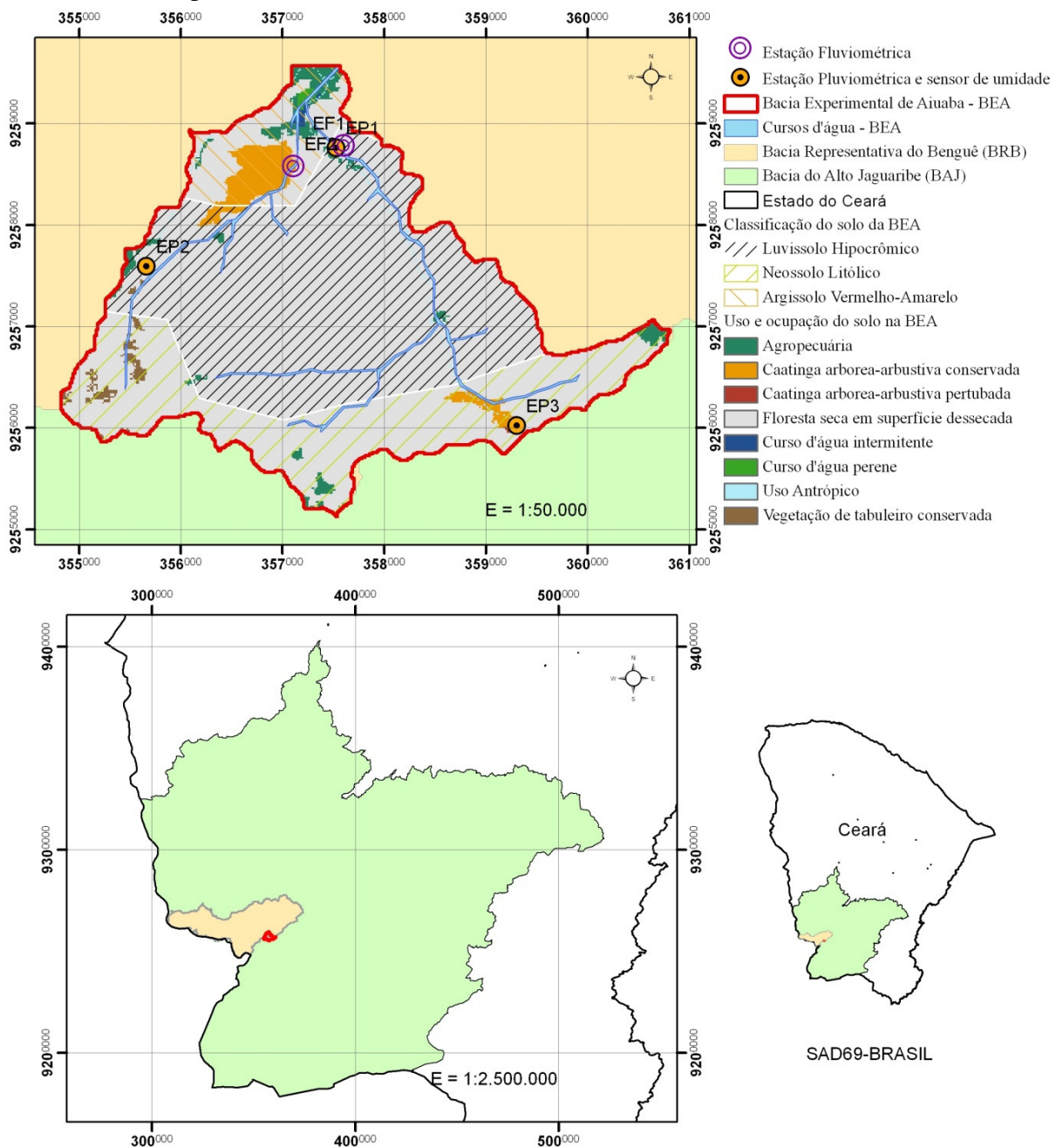
A estrutura do modelo e as equações principais incorporadas no DiCaSM são dadas por Ragab e Bromley (2010).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Caracterização da área de estudo

O estudo foi realizado na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) (Figura 3), com área total de 12 km², controlada pelo reservatório Boqueirão (60 mil m³) em seu exutório, localizada no município de Aiuaba, Estado do Ceará, Brasil, coordenadas 6°42' S e 40°17' W. A BEA é totalmente preservada, localizada integralmente dentro da Estação Ecologia (ESEC) de Aiuaba, a maior unidade de conservação federal do bioma Caatinga, administrada pelo IBAMA (ARAÚJO e PIEDRA, 2009). O clima é 'Bs' de acordo com a classificação de Köppen, apresentando precipitação média de 560 mm/ano; evaporação do tanque classe A de 2500 mm/ano; e coeficiente de escoamento superficial mediano inferior a 1% (Figueiredo, 2011). No que diz respeito a suas variáveis hidrológicas, vem sendo monitorada continuamente pelo Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido (www.hidrosed.ufc.br) desde janeiro de 2003. Entre os principais instrumentos instalados na bacia devem ser citados uma estação climatológica, um linígrafo de bóia para o lago, três estações fluviométricas, três estações pluviométricas, três sensores de umidade do solo, um tanque evaporimétrico, um sítio de interceptação, uma encosta monitorada e uma torre coletora de sedimentos. A Figura 3 indica a localização de alguns desses instrumentos.

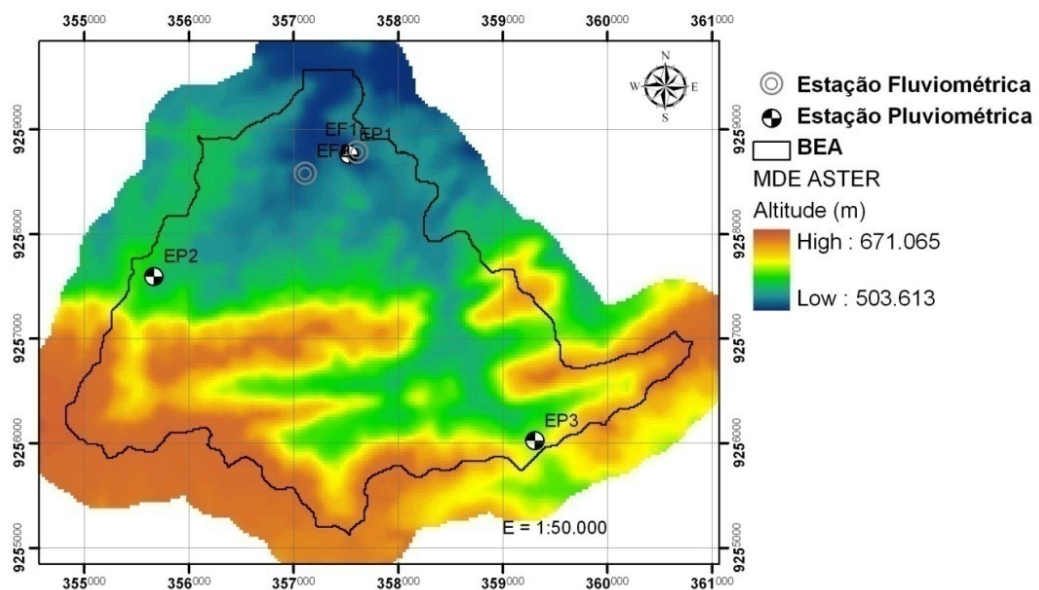
FIGURA 3 - Mapa de localização da região de estudo e instrumentação da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).



Na BEA a elevação varia de 530 a 670 metros acima do nível do mar, com as maiores altitudes verificadas ao sul e sudoeste da bacia. Nessas áreas predominam o relevo plano com declividades inferiores a 3%. Nas proximidades do exutório também se verificam relevo plano a suave ondulado, enquanto que na metade sul da bacia há a predominância de relevo ondulado a fortemente ondulado com declividade que varia de 8 a 45%. A declividade média da bacia é de 19% (ARAÚJO e PIEDRA, 2009).

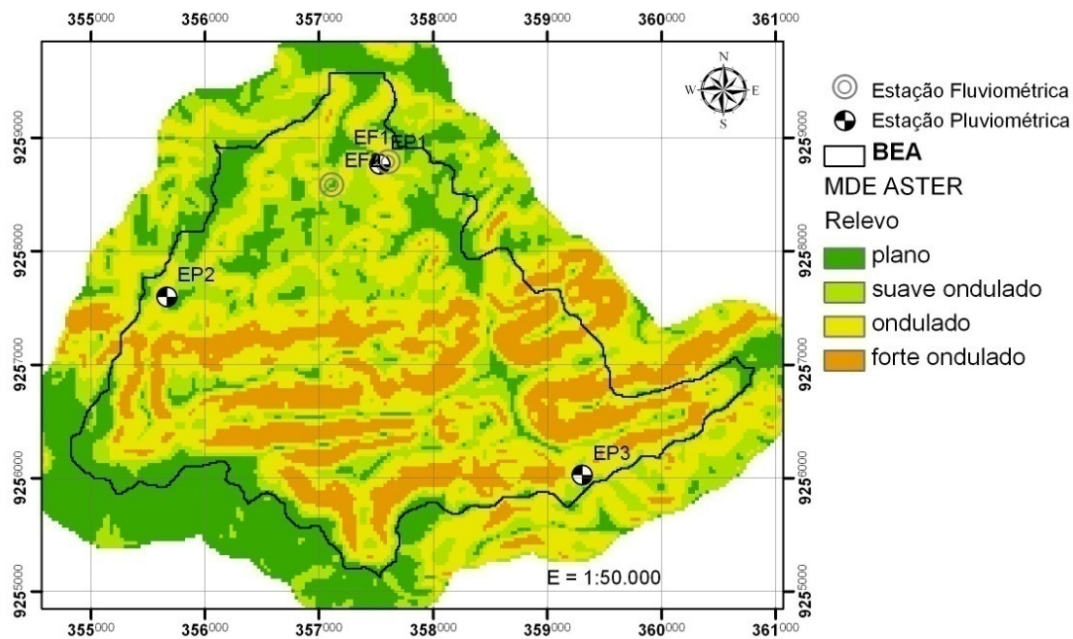
O Modelo Digital de Elevação (MDE) foi gerado através de estereoscopia automatizada usando cenas ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) e pós-processamento (CREUTZFELDT, 2006). Optou-se por utilizar o MDE ASTER (Figura 4) neste trabalho em função da disponibilidade de dados e pela boa resolução espacial (15 m). Além disso, Creutzfeldt (2006), Mamede (2008) e Medeiros (2009) utilizaram, com êxito, este MDE em trabalhos prévios de modelagem hidrológica.

FIGURA 4 - Mapa do modelo digital de elevação da BEA



As formas de relevo representam a superfície da terra, qualificam as condições de declividade, o comprimento de encostas e a configuração superficial dos terrenos, que afetam as formas de modelado (formas topográficas) de áreas de ocorrência das unidades de solo (EMBRAPA, 2006). Esta classificação foi utilizada neste trabalho para identificação das áreas de relevo semelhante (Figura 5).

FIGURA 5 - Mapa do relevo da BEA de acordo com EMBRAPA (2006)

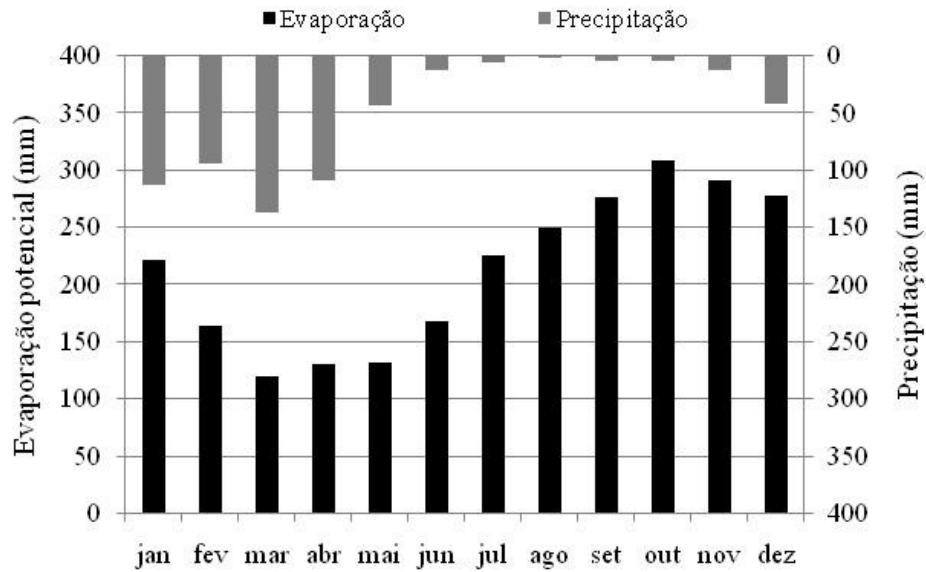


Clima e hidrologia

A BEA apresenta boa instrumentação em relação à realidade do monitoramento climatológico na maioria dos países em desenvolvimento contando com três estações pluviométricas distribuídas na bacia conforme a Figura 3 **Erro! Fonte de referência não encontrada.** A região é caracterizada por precipitações com alta variabilidade espacial e temporal. Em casos de falha de dados da Estação Climatológica da BEA, variáveis climatológicas como radiação, temperatura e umidade relativa do ar podem ser obtidas a partir de estações relativamente próximas à área de estudo (Campos Sales, Assaré e Tauá).

O clima da região é do tipo 'Bs' de acordo com a classificação de Köppen, tropical semiárido, apresentando uma precipitação média de 560 mm/ano e evaporação potencial de aproximadamente 2.500 mm.ano⁻¹ (ARAÚJO e PIEDRA, 2009). O regime pluviométrico apresenta forte variabilidade inter e intra-anual, com um período chuvoso bem definido (entre os meses de janeiro e maio), responsável por mais de 80% da precipitação anual (Figura 6). Quarenta e seis por cento da precipitação anual ocorrem durante os meses de março e abril. As chuvas têm caráter convectivo, concentradas em poucos eventos de elevada intensidade (MEDEIROS, 2009).

FIGURA 6 - Médias mensais de precipitação e evaporação potencial para o município de Aiuaba (FUNCEME, 2008).



A área de estudo apresenta, segundo Araújo e Piedra (2009), temperatura média anual (27°C); umidade relativa do ar média anual média anual de 62%, e insolação total média anual de 2.600 horas.

Na região da Bacia Experimental de Aiuaba, segundo Costa (2007), o movimento da água no ciclo hidrológico apresenta evaporação potencial anual equivalente a quase cinco vezes a precipitação média anual, com temperaturas elevadas, ar seco e alta insolação. Além disso, nos eventos chuva-deflúvio o mecanismo de geração de deflúvio superficial predominante é o hortoniano e que, a contribuição do escoamento subsuperficial ocorre a uma profundidade menor que 15 cm. A taxa de evapotranspiração real é também elevada e os eventos chuvosos concentrados, como os observados por Creutzfeldt (2006) na ESEC de Aiuaba, são responsáveis pela maior parte do deflúvio gerado (FIGUEIREDO, 2011).

Vegetação

A vegetação presente na BEA é tipicamente caducifólia. A vegetação predominante é a Caatinga, termo que, segundo Lemos (2006), é utilizado no Nordeste brasileiro “para designar qualquer comunidade vegetal padronizada pelo seu aspecto fisionômico, resultante da caducifolia de suas espécies no período seco, assumindo caráter tropofítico e refletindo a semiaridez no chamado Polígono das Secas”. A Caatinga apresenta exuberância arbórea no período em que as plantas apresentam o ápice vegetativo (período chuvoso) e perda total das folhas da maioria das plantas (Figura 7) como forma adaptativa ao período de estiagem, característico da região semiárida.

FIGURA 7 - Vegetação de Caatinga na Estação Ecológica de Aiuaba no período seco à esquerda e no período chuvoso à direita (Fonte: MEDEIROS, 2009)



A área do estudo tem a maior parte da sua vegetação classificada como Caatinga Arbórea Densa e subclasse Floresta seca em superfície dessecada (Figura 3), caracteriza-se, segundo Creutzfeldt (2006), como vegetação densa, apresentando estrato arbóreo com altura comumente entre 5 a 12 m, podendo algumas árvores chegar a 15 m de altura. Entre as plantas presentes nesta classificação três espécies se destacam por sua ocorrência: Angelim, Catingueira e Jurema-preta.

O Angelim, *Piptadenia obliqua*, é muito presente no semiárido, em algumas locais seu porte supera as demais espécies tornando-a como planta predominante em muitas áreas da Bacia Experimental de Aiuaba.

A catingueira, *Caesalpinia pyramidalis* Tul, é uma das espécies de mais ampla dispersão no Nordeste semiárido. Ela pode ser encontrada em diversas associações vegetais, crescendo tanto nas várzeas úmidas, onde chega a atingir mais de 10m de altura e diâmetro de até 50cm, ou, como no Seridó semiárido, quando se reduz a arbustos de menos de 2m de altura e poucos centímetros de diâmetros de base. Perde as folhas na estação seca e é uma das primeiras árvores a rebrotar com o início das chuvas. Em aproximadamente 30 dias após o começo da estação chuvosa, as plantas alcançam vegetação plena. O início da queda das folhas pode ocorrer a partir de maio nos anos secos ou de agosto a outubro, estando a planta em dormência de outubro a novembro, com a queda total das folhas. A floração ocorre na época de transição seca-chuva e na época chuvosa, seguida pela frutificação. A catingueira possui uma ampla faixa de tolerância ao clima, sendo encontrada desde as áreas de caatinga arbórea até aquelas de condições extremadas. Ainda prefere solos grossos (bem drenados), mas adapta-se a muitos tipos de solos, incluindo os mais pobres (MAIA, 2004)

A jurema preta, *Mimosa tenuiflora* (Willd.) Poir, é uma árvore com cerca de 3-7m de altura de caule ereto ou levemente inclinado. Ocorre preferencialmente em formações

secundárias de várzeas com bom teor de umidade, de solos profundos, alcalinos e de boa fertilidade, onde cresce vigorosamente. Mas viceja em terrenos diversos, inclusive em áreas onde os solos apresentam baixa fertilidade. As raízes têm uma alta capacidade de penetração nos terrenos compactos. É uma espécie indicadora de uma sucessão secundária progressiva ou de recuperação e sua tendência ao longo do processo é de redução da densidade. Perde boa parte da folhagem durante a estação seca, rebrotando logo com as primeiras chuvas. Floresce durante um longo período do ano, predominado, entretanto, nos meses de setembro a janeiro (MAIA, 2004).

Solo

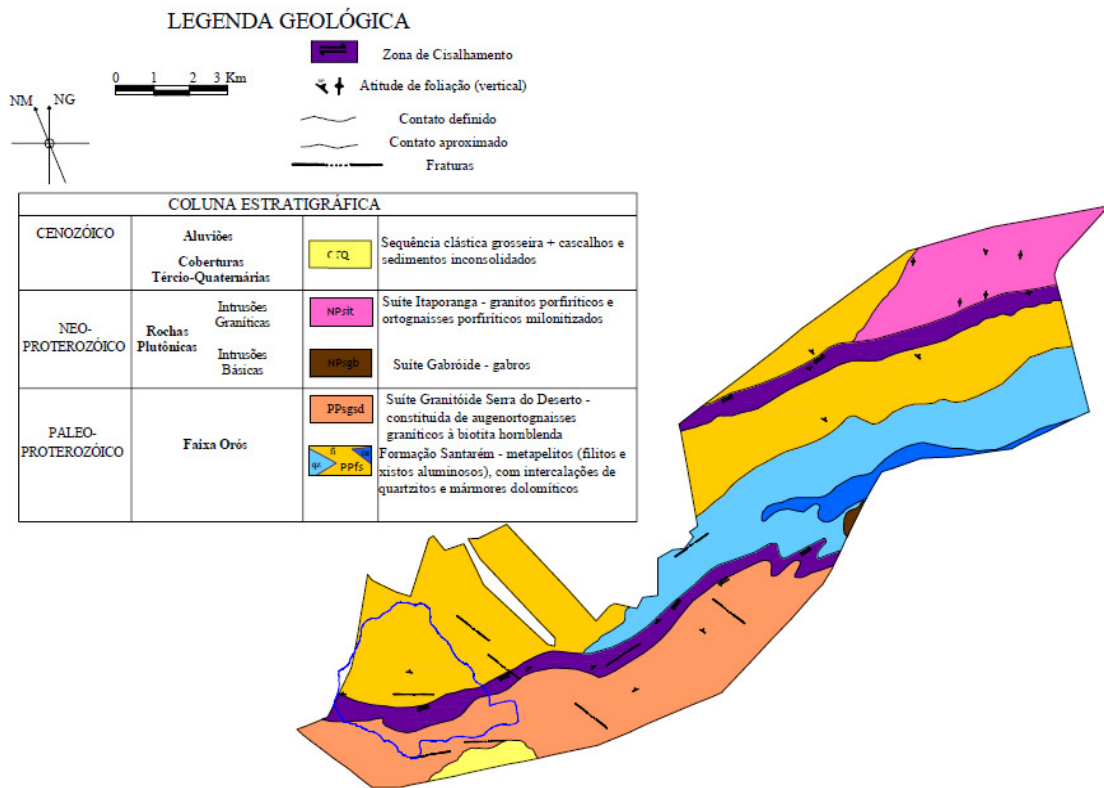
O mapa de solos elaborado por Creutzfeldt (2006) com base no RADAMBRASIL (1981) para a Bacia Representativa do Açude Bengüê (aproximadamente 1.000 km²) a qual está inserida a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) toma como base os estudos de Pereira (1982), que viabilizou a identificação dos solos em escala regional. As principais classes de solos da BEA são argissolo vermelho-amarelo (podzólico vermelho-amarelo), neossolos litólicos (litossolo) e luvisolo hipocrômico (bruno não cálcico) (Figura 3).

Segundo Embrapa (2006) as classes mencionadas no parágrafo anterior apresentam as seguintes características: Os argissolos vermelho-amarelos (podzólico vermelho-amarelo) são solos bem desenvolvidos, bem drenados, de textura argilosa, que apresentam sequência de horizontes A, B, C, com diferenciação pronunciada entre os horizontes A e B, cuja profundidade pode atingir 3,0 m. Ocupam as partes baixas e planas do relevo, ocorrendo em áreas de relevo suave ondulado a ondulado. São geralmente pedregosos ou com cobertura abundante de seixos; Os neossolos litólicos (solos litólicos) são solos constituídos por material mineral ou orgânico, pouco espessos, não alagados, assentados diretamente sobre a rocha, não apresentando qualquer tipo de horizonte B. Possuem limitação física para o enraizamento das plantas em profundidade, além de serem erosivos pelo declive acentuado e/ou pela dificuldade da infiltração da água no perfil; E os luvisolos hipocrômicos (solo bruno não cálcico) apresentam-se moderadamente profundo a raso, tendo, de modo geral, seqüência de horizontes A, Bt e C. Segundo Araújo (2005) a sua ocorrência na área está sempre aliada à presença de pedregosidade superficial, constituída por calhaus e matações de quartzo, que servem como agente protetor, interceptando o impacto das gotas de chuva sobre o solo e, por conseguinte, interferindo diretamente no processo erosivo caracterizam um pavimento desértico e encontram-se associados com solos litólicos e afloramentos de rocha.

Geologia

A geologia da BEA é caracterizada pela formação cristalina e sedimentar. Com base nos trabalhos realizados por Araújo (2005); Costa (2007); Figueiredo (2011) a área ainda está caracterizada da seguinte maneira: no extremo sul da BEA ocorrem gnaisses acinzentados de textura fina a média contendo megacristais de feldspato (FARIAS, 2008; FARIAS e ARAÚJO, 2008); nas porções central e norte da BEA ocorrem rochas metassedimentares, as quais constituem o prolongamento para oeste da Faixa Orós constituída, sobretudo, por metapelitos (filitos e xistos aluminosos), com intercalações de quartzito e mármore dolomíticos, sendo renomeada recentemente como Formação Santarém; os quartzitos ocorrem ao longo de uma faixa aproximadamente E-W, na porção central da área sustentando uma serra, a qual se destaca na topografia local e constitui importante divisor de setores estruturais da bacia. Na Figura 8 é mostrado o mapa geológico da BEA.

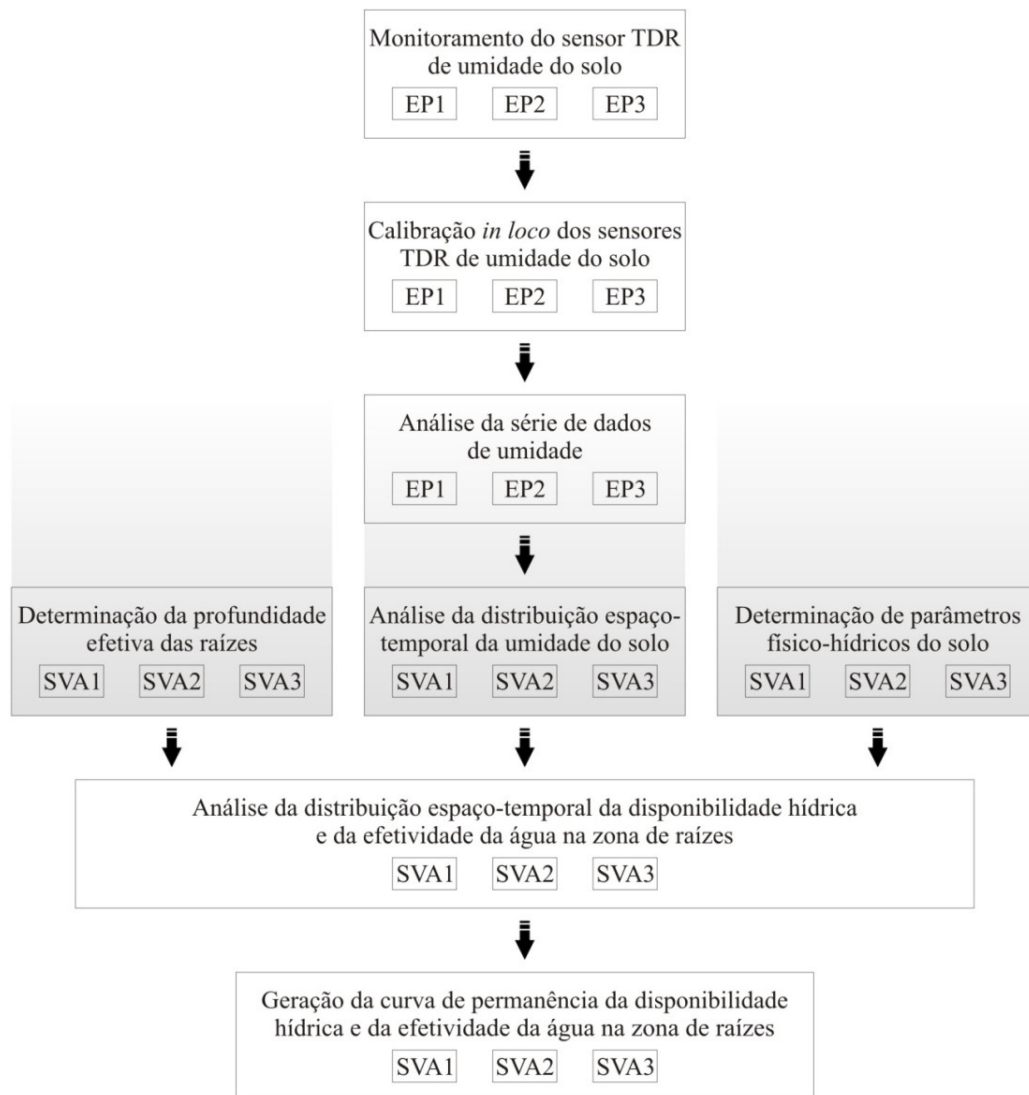
FIGURA 8 - Geologia geral da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), detalhe em azul (delimitação baseada em Araújo et al., 2004a).



3.2. Umidade do solo na zona das raízes: dados medidos

A análise do balanço de água no solo e geração da curva de permanência da disponibilidade hídrica do solo, na zona de raízes, em uma microbacia hidrográfica com vegetação de Caatinga preservada, com base em medidas no campo, foi executada conforme o fluxograma demonstrado na Figura 9. Esta abordagem baseou-se em três pilares de avaliação: O primeiro relaciona-se com a determinação da camada de solo sob maior influência das raízes; o segundo relaciona-se ao monitoramento e espacialização da umidade do solo na microbacia hidrográfica, e o terceiro pilar à determinação de parâmetros físico-hídricos do solo com ênfase nas faixas limítrofes de disponibilidade hídrica.

FIGURA 9 - Fluxograma para análise da disponibilidade hídrica do compartimento solo



3.2.1. Determinação da profundidade efetiva das raízes da Caatinga¹

A vegetação nativa que compõe a BEA é densa, com espaçamento irregular das plantas. Por isso, fica praticamente inviável a caracterização do sistema radicular individual por planta pelo método da trincheira e de imagens digitais. Assim, assumiu-se que um aglomerado de espécies represente a profundidade das raízes de determinada classe de vegetação. Para isso, associou-se uma planta referência de maior porte e maior frequência na área com o caule lenhoso e as demais plantas subarbustivas neste aglomerado.

¹ Parte do artigo PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G; de ARAÚJO, J. C. Effective root depth of the Caatinga biome. Journal of Arid Enviroments, no prelo.

Entre as plantas arbóreas presentes na BEA, utilizadas como plantas de referência nesta pesquisa, três espécies se destacam por sua frequência associada a uma determinada classe de solo, associação chamada neste trabalho de SVA (*Soil and Vegetation Association* – Associação entre Solo e Vegetação) (TABELA 1).

TABELA 1 – Ocupação das SVAs na Bacia Experimental de Aiuaba

SVA	Espécie representativa da vegetação	Classe de solo	Ocupação na BEA (km ² / %)
SVA1	Catingueira (<i>Caesalpinia pyramidalis Tul</i>)	Argissolo Vermelho-Amarelo	1,32 / 11
SVA2	Angelim (<i>Piptadenia obliqua</i>)	Luvissole Hipocrômico	6,84 / 57
SVA3	Jurema-preta (<i>Mimosa tenuiflora</i> (Willd.) Poir)	Neossolo Litólico	3,84 / 32

SVA: Associação entre solo e vegetação

O SVA1 ocupa 11% da BEA sendo representada por Catingueira (*Caesalpinia pyramidalis Tul*) associada ao Argissolo Vermelho-Amarelo; O SVA2 representado pelo Angelim (*Piptadenia obliqua*) associado ao Luvissole Hipocrômico ocupa 57%; e o SVA3 ocupa 32% da BEA representando a Jurema-preta (*Mimosa tenuiflora* (Willd.) Poir) associada ao Neossolo Litólico. Estas espécies arbóreas foram escolhidas como referência para a abertura das trincheiras e determinação da profundidade efetiva das raízes.

Nesta pesquisa, adotou-se o mesmo critério utilizado por Bernardo et al. (2006) em que a profundidade efetiva do sistema radicular (R_{ef}) é aquela em que concentram-se, pelo menos, 90% do acumulado das raízes finas. Bassoi et al. (2000, 2004) afirmam que a concentração de raízes, obtida a partir do percentual acumulado do comprimento das raízes é o método que apresenta os melhores valores de correlação para análise de profundidade efetiva, modelo este adotado nesta pesquisa. Para esta determinação pelo método da trincheira (CRESTANA et al. 1994; BONI et al., 2008; FREITAS et al., 2009), o qual permite avaliar a distribuição do sistema radicular quanto à porcentagem de área e comprimento de raízes, considerou-se um aglomerado de plantas associado a uma planta referência de estrutura arbórea capaz de melhor representar cada tipo de associação entre solo e vegetação (SVA).

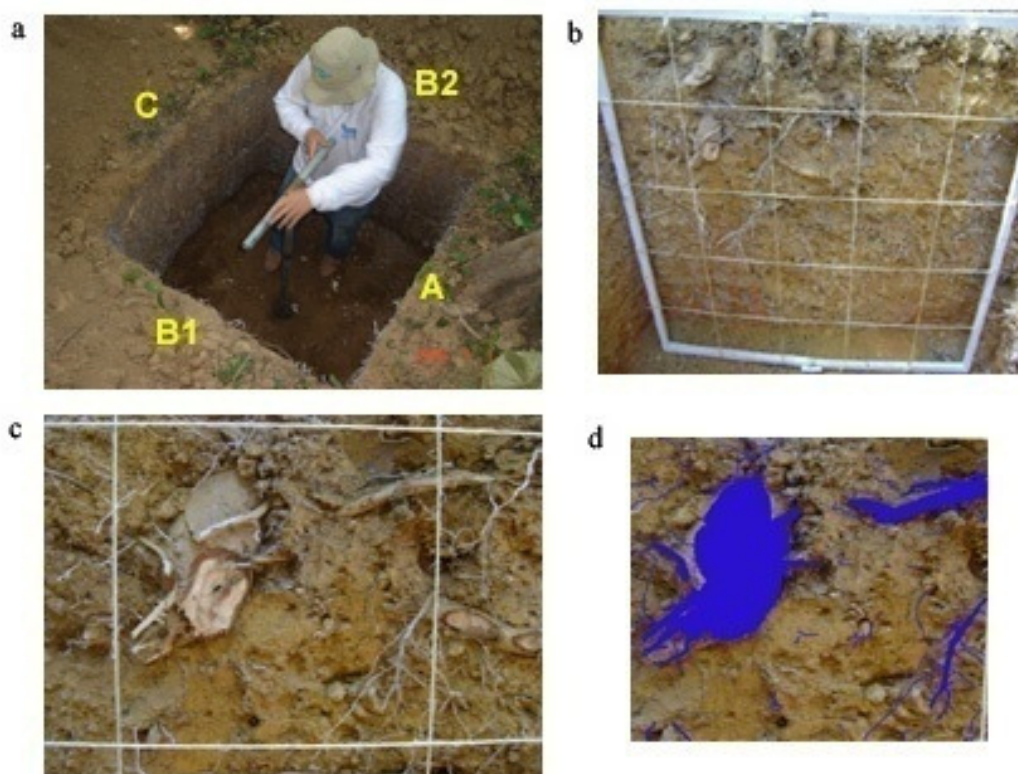
Para esta determinação foram avaliados 72 perfis de solo na BEA, incluindo três tipos de solos (Argissolo Vermelho-Amarelo, Luvissole Hipocrômico e Neossolo Litólico), em dois períodos distintos (seco e chuvoso) (Figura 10) e quatro perfis por trincheira com três repetições, o que totalizou a análise de 1320 imagens digitais.

FIGURA 10 - Etapa de abertura das trincheiras para a avaliação da profundidade efetiva das raízes em Caatinga preservada, período seco à esquerda e úmido à direita. Os experimentos foram conduzidos na Bacia Experimental de Aiuaba, Ce, entre 2009 e 2010



A avaliação dos quatro perfis de cada trincheira se deu a fim de identificar uma possível variação entre estes, advinda da influência da proximidade de plantas de porte arbóreo. A denominação de cada perfil considerou a proximidade da planta referência, sendo o perfil A o mais próximo, os perfis B1 e B2 os laterais e o perfil C o mais distante, localizado no lado oposto. Desse modo, foram avaliados 12 perfis por tipo de associação de plantas por período de estudo, ou seja, final da estação úmida e final da estação seca. Um sistema reticulado com dimensões de 1,0 m x 1,0 m permitiu a divisão da área do perfil em quadrículas de 0,2 m x 0,2 m, dimensão esta correspondente à área de cada imagem digital (Figura 11).

FIGURA 11 - Sequência das etapas de campo para a determinação da profundidade efetiva das raízes: (a) abertura da trincheira e distinção dos perfis analisados; (b) delimitação do perfil; (c) digitalização das quadriculas; (d) processamento digital das imagens.



As imagens obtidas de cada quadrícula foram processadas no software de manipulação de imagens, que permite melhorar a qualidade de resolução das mesmas. Detalhamento sobre esta metodologia pode ser encontrado em outros trabalhos, como em Boni et al. (2008), Freitas et al. (2009), Neves et al. (2010) e Pinheiro et al. (no prelo).

Os valores de profundidade efetiva foram submetidos a uma análise de variância pelo Software SISVAR (FERREIRA, 2000) e as médias foram comparadas pelo teste de Scott-Knott em nível de significância de 1%.

3.2.2. Análise da distribuição espaço-temporal da umidade do solo

A ampla variabilidade espacial das características físicas do solo é um fator importante na espacialização dos parâmetros físico-hídricos (SOUZA et al., 2008; CAJAZEIRA e ASSIS JUNIOR, 2011). Para Timm et al. (2003), modelos autoregressivos têm sido usados para estudar a variabilidade espacial dos atributos do solo, e permitem um melhor entendimento do processo de interação no sistema solo-planta-atmosfera.

Nesta pesquisa, optou-se pela espacialização da umidade do solo através de modelos autoregressivos o que resulta em uma curva de ajuste que relaciona os dados que

vêm sendo monitorados pontualmente nas três estações e amostras espacializadas e distribuídas em toda a classe de solo predominante e relativa à estação de monitoramento. Essa metodologia destaca-se nos itens seguintes, a saber: monitoramento dos sensores TDR; calibração in loco dos sensores TDR; e ajuste da representatividade espaço-temporal da umidade do solo.

Monitoramento da umidade dos sensores TDR de umidade do solo

Desde janeiro de 2003 o Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido (Hidrosed: ver www.hidrosed.ufc.br) monitora parâmetros hidrológicos da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre eles, a umidade do solo através de sensores de umidade do tipo TDR. A abordagem inédita destes dados permite calcular, entre outros, a disponibilidade hídrica no solo, que é objeto de estudo desta pesquisa.

A determinação do conteúdo de água do solo é obtida a partir da estimativa da constante dielétrica determinada, usando-se a técnica da reflectometria no domínio do tempo TDR (*Time Domain Reflectometry*); este valor é baseado no tempo de emissão/reflexão de um pulso eletromagnético, emitido por um gerador de pulsos, em hastes metálicas paralelas ou não, que servem como guia de ondas. A constante dielétrica determinada será a do material entre as hastes metálicas, nesta abordagem, o solo.

Os equipamentos utilizados neste monitoramento são três sensores TDR, modelo *CS616 Water Content Reflectometer* fabricados pela *Campbell Scientific*. Cada aparelho é composto por uma sonda com duas hastes de aço inoxidável com 30 cm de comprimento cada, interligadas, via cabo, a um equipamento *data logger* CR510 do mesmo fabricante.

No *data logger* são armazenados dados em microsegundos (μ s) que correspondem ao tempo de resposta de pulso entre as hastes de aço. A capacidade de armazenamento destes instrumentos permite acumulação de dados de aproximadamente quatro meses ininterruptos. Entretanto, foram realizadas campanhas bimestrais para transferência destas informações para integrarem o banco de dados que, como mencionado previamente, conta com informações desde 2003.

Apesar da ampla faixa de aplicação, os modelos disponibilizados pelo fabricante não são adequadamente calibrados para alguns solos, necessitando de calibrações locais, e mesmo individuais, para cada tipo de solo (EVETT et al., 2012; GAO et al., 2011; LOPES et al., 2010a e 2010b; SOUZA et al., 2007; PEREIRA et al., 2006; SOUZA et al., 2006a, b; LACERDA et al., 2005; LI et al., 2004; SOUZA e MATSURA, 2002; COELHO et al., 2001a;

TOMMASELLI e BACHI, 2001). Este procedimento foi realizado *in loco* para garantir a confiabilidade da série de dados conforme o procedimento a seguir:

Calibração *in loco* dos sensores TDR de umidade do solo²

Para a calibração dos sensores foram retiradas amostras de solo na camada de 0 a 0,2 m de profundidade, mesma profundidade de instalação dos sensores, localizadas a 1,0 m de distância dos locais onde foram instalados os sensores nas três estações de monitoramento de precipitação pluviométrica e de umidade do solo (EP1; EP2; EP3) (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**) cujas características (TABELA 2) coincidem com as três classes de solos presentes na BEA, Argissolos Vermelho-Amarelo, Luvissoles Hipocrômico e Neossolo Litólico, respectivamente. Após a extração do solo o mesmo foi submetido à secagem ao ar, e, para a aceleração do processo, este foi submetido ao calor artificial de uma chama de gás sob o recipiente que continha o solo. O solo foi submetido ao calor artificial até que a evaporação da água no solo cessasse e, para garantir que a umidade presente no solo fosse apenas à residual, determinou-se um intervalo de tempo igual para que todas as amostras diminuíssem a temperatura dos solos sem diferenças na absorção da umidade do meio. Em seguida, logo após o resfriamento, as amostras foram pesadas e acondicionadas em cinco recipientes com volume de 1.400 cm³ cada, fechados na extremidade inferior. Ajustou-se a densidade do solo para que essa ficasse em torno de 1,44 g cm⁻³; 1,21 g cm⁻³ e 1,47 g cm⁻³ para as estações de monitoramento EP1; EP2 e EP3, respectivamente, conforme características dos mesmos presentes na TABELA 2.

TABELA 2 – Granulometria, massa específica aparente seca (ρ_{solo}), massa específica real (ρ_{part}), porosidade (α), teores de matéria orgânica (MO), ferro (Fe) e condutividade elétrica (CE) das três classes de solo existentes na Bacia Experimental de Aiuaba, Ce. Os ensaios foram realizados em 2009

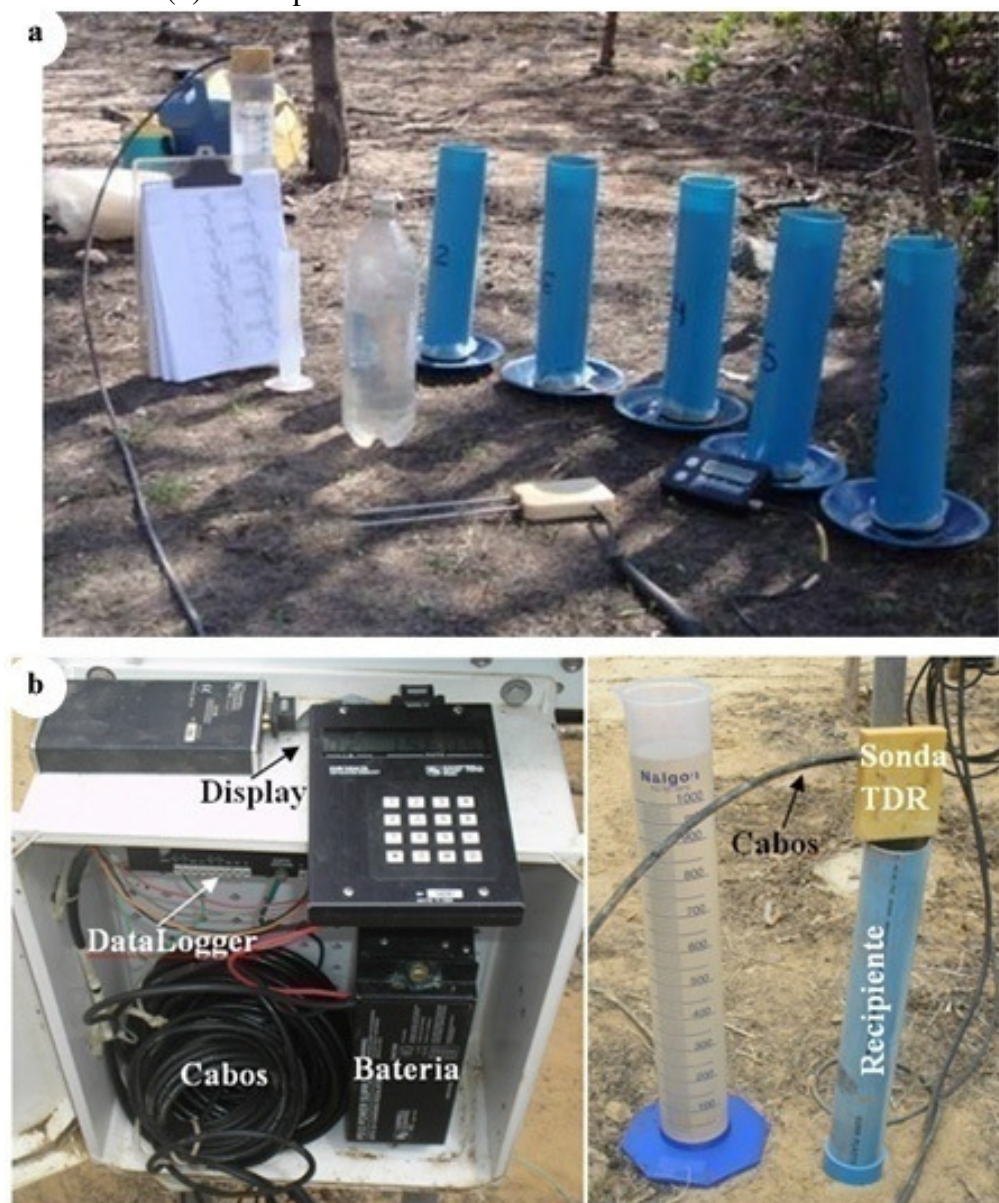
Solo	Areia	Silte	Argila	ρ_{solo} (g cm ⁻³)	ρ_{part} (g cm ⁻³)	α (%)	MO (g kg ⁻¹)	Fe (mg kg ⁻¹)	C.E. (dS m ⁻¹)
	------(%)-----								
ARG	35	54	11	1,44	2,56	43,7	9,83	256,2	0,36
LUV	31	48	21	1,21	2,58	52,9	23,38	35,4	0,50
NEO	61	35	4	1,47	2,52	41,4	19,55	42,0	0,58

ARG: Argissolo Vermelho-Amarelo (Podzólico Vermelho-Amarelo), LUV: Luvissoles Hipocrômico (Bruno não cálcico), NEO: Neossolo Litólico (Solos Litólicos)

² LOPES, J. W. B.; COSTA, C. A. G.; PINHEIRO, E. A. R.; TOLEDO, C. E.; de ARAÚJO, J. C. intitulado "Calibração *in loco* de sensor de umidade do solo sob vegetação de Caatinga preservada" apresentado no IX Congresso Latinoamericano y del Caribe de Ingeniería Agrícola - CLIA 2010 e XXXIX Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola - CONBEA 2010.

As hastes dos sensores TDR, para cada estação de monitoramento, foram instaladas no solo seco contido nos recipientes e, posteriormente, foram adicionados volumes controlados de água para cada tubo até se obter umidade próxima ao ponto de saturação (Figura 12). Desta forma cada tubo contendo o solo constituía uma amostra diferente, e não uma repetição. As leituras foram observadas com auxílio de um display portátil modelo CR10KD e armazenadas somente quando o valor estivesse constante para uma dada umidade.

FIGURA 12 - Calibração in loco do sensor de umidade TDR na Bacia Experimental de Aiuaba, Ce: material utilizado na calibração (a); procedimento de acompanhamento da leitura dos pulsos dos sensores de umidade nos tubos de PVC (b). Os experimentos foram realizados em 2009 – 2010



A umidade volumétrica foi obtida a partir da Equação 1 (ver, por exemplo, Cecílio e Santos, 2009):

$$\theta_i = \frac{\rho_{solo}}{\rho_{\acute{a}gua}} \left[\frac{(MR+MS+MA)-(MS+MR)}{MS} \right] \quad (1)$$

Em que: θ_i = umidade volumétrica do solo, $m^3 m^{-3}$; ρ_{solo} = massa específica do solo, $kg m^{-3}$; $\rho_{\acute{a}gua}$ = massa específica da água, $kg m^{-3}$; MR = massa do recipiente, kg ; MS = massa de solo seco, kg ; e MA = massa da água, kg .

Os dados foram analisados por meio de regressão e de variância (ANOVA) utilizando-se o teste t ao nível de 5% de probabilidade através do programa computacional SAEG - Sistema para Análises Estatísticas, Versão 9.1 (FUNDAÇÃO ARTHUR BERNARDES, UFV, 2007).

Para avaliar o desempenho das equações geradas na análise de regressão (linear, quadrática e cúbica) e das fornecidas pelo fabricante (linear e quadrática) nas três classes de solo da BEA fez-se uso dos critérios utilizados por Costa et al. (2010); Rodrigues et al. (2007); e Batista et al. (2006), que se basearam nos seguintes índices estatísticos: coeficiente de determinação (R^2), que indica o grau de correlação entre as variáveis independentes e a variável dependente; coeficiente de correlação de Pearson (r , ver Equação 2); o índice de concordância (d , ver Equação 3), proposto por Willmott (1981), ver também Willmott et al. (1985) e que indica o grau de precisão da equação, podendo assumir valores que variam de zero para nenhuma concordância a um para concordância perfeita. Por fim, foi analisado o índice de confiança do modelo (c , ver Equação 4) o qual reúne as indicações dos dois coeficientes, r e d , conforme proposto por Camargo e Sentelhas (1997). Na validação foram usados dados diferentes dos utilizados na calibração, evitando-se com isso falhas proporcionadas pela autocorrelação dos dados, o que poderia induzir as equações a resultados tendenciosos.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (\theta m_i - \bar{\theta m})(\theta e_i - \bar{\theta e})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (\theta m_i - \bar{\theta m})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\theta e_i - \bar{\theta e})^2}} \quad (2)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\theta e_i - \theta m_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|\theta e_i - \bar{\theta m}| + |\theta m_i - \bar{\theta m}|)^2} \quad (3)$$

Em que, θe = valor de umidade estimada, $m^3 m^{-3}$; θm = valor de umidade medida, $m^3 m^{-3}$; $\bar{\theta m}$ = média dos valores de umidade medidas, $m^3 m^{-3}$, e n = número de medições.

$$c = r \times d \quad (4)$$

Em que: c = índice de confiança. $c = 1$ significa confiança perfeita e $c = 0$ confiança nula.

Para a escolha do modelo que melhor represente a calibração dos dados de umidade deve-se considerar inicialmente a escala de correlação de Pearson e o índice de confiança de desempenho (TABELA 3).

TABELA 3 – Escala de correlação de Pearson (r) e do Índice de Confiança (c)

Escala de Pearson ¹					
Fracas		Moderada		Forte	
$0 \leq r^2 < 0,25$		$0,25 \leq r^2 < 0,81$		$0,81 \leq r^2 \leq 1$	
$0 \leq r < 0,50$		$0,50 \leq r < 0,90$		$0,90 \leq r \leq 1$	
Índice de confiança ²	Desempenho	Índice de confiança	Desempenho		
$c \leq 0,40$	Péssimo	$0,65 < c \leq 0,75$	Bom		
$0,40 < c \leq 0,50$	Mau	$0,75 < c \leq 0,85$	Muito bom		
$0,50 < c \leq 0,60$	Sofrível	$c > 0,85$	Ótimo		
$0,60 < c \leq 0,65$	Mediano				

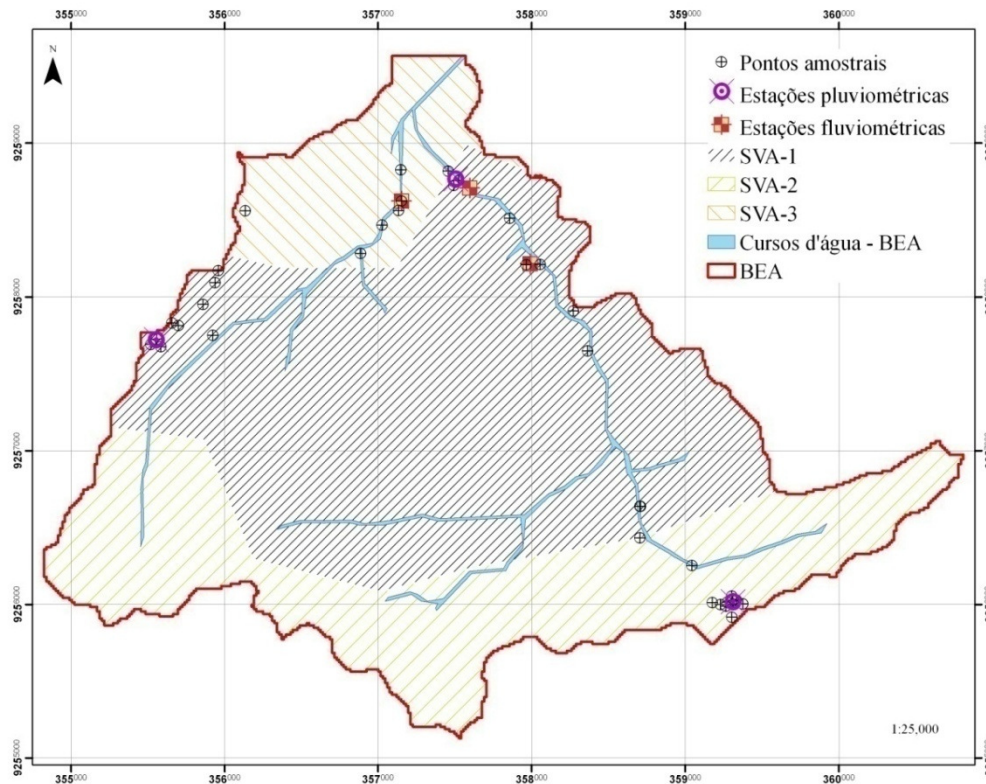
¹: adaptado de Milton (1992); ²: adaptado de Camargo e Sentelhas (1997)

Com a calibração foi possível transformar os dados em microsegundos (μs) para umidade volumétrica (%). Entretanto, as três estações de monitoramento não representam espacialmente a umidade do solo em toda a mancha de solo. Assim, realizou-se um ajuste da representatividade da umidade do solo para cada uma das associações entre solo e vegetação (SVA).

Ajuste da representatividade espaço-temporal da umidade do solo

Para geração de uma curva de ajuste da representatividade da umidade do solo nas estações de monitoramentos (EPs) para as respectivas associações entre solo e vegetação (SVA1, SVA2, SVA3) identificadas na BEA foram realizadas ao longo de 2010 e 2011 quatro campanhas de coleta de solo, nas quais foram coletadas seis amostras para cada SVA por campanha, totalizando, em todo o período, 24 amostras diferentes para cada SVA, e 72 amostras para toda a bacia durante todo o período de coleta de amostras (Figura 13). Vale ressaltar que a escolha dos pontos de coleta de solo na BEA atendeu a dois critérios, a saber: equidistância mínima entre os pontos, e acessibilidade aos mesmos. Devido ao fato de o trabalho ter sido conduzido em uma área onde a vegetação é predominantemente densa, nativa e preservada, ficaram inviabilizadas as coletas distribuídas em forma de grade regular.

FIGURA 13 - Localização dos pontos amostrais para avaliação da umidade do solo nos SVAs, na Bacia Experimental de Aiuaba. Foram realizadas seis campanhas, entre 2010 e 2011, nas quais se visava à correlação entre a umidade medida continuamente por um TDR em um único ponto de cada SVA; e a umidade média espacial do respectivo SVA



As amostras para determinação do conteúdo de água no solo (Equação 1) foram coletadas na profundidade efetiva das raízes correspondente para cada SVA, acondicionadas em sacos plásticos duplos e analisadas no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciências do Solo da Universidade Federal do Ceará de acordo com o procedimento descrito em EMBRAPA (1997).

Os dados foram analisados por meio de regressão e de variância (ANOVA) utilizando-se o teste t ao nível de 5% de probabilidade através do programa computacional SAEG - Sistema para Análises Estatísticas, Versão 9.1 (FUNDAÇÃO ARTHUR BERNARDES, UFV, 2007).

Para avaliar o desempenho das equações geradas na análise de regressão nas três associações entre solo vegetação (SVAs) presente na BEA fez-se uso dos mesmos critérios que constam na TABELA 3. Nesta análise, a variável independente é a umidade do solo na estação de monitoramento no tempo t e a variável dependente é a umidade do solo correspondente ao SVA no respectivo tempo t .

3.2.3. Determinação das faixas limítrofes da disponibilidade hídrica no solo

As faixas de retenção da água no solo utilizadas neste trabalho foram: umidade de saturação; umidade à tensão de -0,033 MPa (umidade na capacidade de campo); umidade à tensão de -1,5 MPa (umidade no ponto de murcha permanente); e umidade residual do solo. Para isso, foram utilizadas 24 amostras em cada SVA para determinação em laboratório.

A umidade de saturação (θ_{SAT}), considerada neste trabalho, coincide com a porosidade total (α), calculada usando-se a densidade do solo (ρ_{solo}) e a densidade das partículas $\rho_{partículas}$, através da Equação 5 (ver também Vomocil, 1965).

$$\theta_{SAT} = \alpha = \left(1 - \frac{\rho_{solo}}{\rho_{partículas}}\right) \times 100 \quad (5)$$

A umidade retida nas tensões de -0,033 MPa e -1,5 MPa foi obtida a partir de amostras deformadas de solo, coletadas na camada correspondente à profundidade efetiva do sistema radicular, e submetidas ao extrator de Richards. A umidade residual (θ_{RM}) determinada a partir da diferença entre o peso da amostra do solo úmido (P_{SU}) e o peso do solo seco em estufa (P_{SS}) relacionado com o mesmo peso do solo seco em estufa (Equação 6) de acordo com métodos propostos pela EMBRAPA (1997).

$$\theta_{RM} = \left(\frac{P_{SU} - P_{SS}}{P_{SS}}\right) \times 100 \quad (6)$$

3.2.4. Análise da distribuição da disponibilidade hídrica na zona de raízes

A série de dados (jan/2003 – dez/2010) de lâmina de água correspondente ao conteúdo de água no solo na zona das raízes (SWC_{rz}) para análise temporal da disponibilidade hídrica no reservatório solo foi determinada a partir da Equação 7.

$$SWC_{rz} = \theta_i \times R_{ef} \quad (7)$$

em que: SWC_{rz} = lâmina de armazenamento de água no solo na zona das raízes, mm; θ_i = umidade volumétrica do solo, $m^3 m^{-3}$; R_{ef} = profundidade efetiva do sistema radicular para cada SVA, mm.

A determinação da lâmina ou faixa da capacidade de água disponível (AWC_{rz}) (Equação 8) no solo para as plantas está limitada entre a umidade na capacidade de campo e a umidade no ponto de murcha permanente. Enquanto a água disponível em campo (WA_{rz}) (Equação 9) está relacionada com a umidade observada no campo e a umidade no ponto de murcha permanente.

$$AWC_{rz} = (\theta_{FC} - \theta_{WP}) \times R_{ef} \quad (8)$$

$$AW_{rz} = (\theta_i - \theta_{WP}) \times R_{ef} \quad (9)$$

em que: θ_{FC} = umidade na capacidade de campo, $m^3 m^{-3}$; θ_{WP} = umidade no ponto de murcha permanente, $m^3 m^{-3}$; θ_i = umidade volumétrica do solo, $m^3 m^{-3}$; R_{ef} = profundidade efetiva do sistema radicular, mm.

Neste trabalho, foram utilizadas as definições de capacidade de campo e ponto de murcha permanente de acordo com a abordagem do item anterior (3.1.3). Além disso, a partir destes parâmetros enquadrrou-se a disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes através do índice de efetividade da água no solo.

3.2.5. Análise da efetividade da água na zona de raízes

Outro parâmetro importante na avaliação da disponibilidade hídrica é a efetividade da água no solo (SWE). Segundo Chen et al. (2007) o entendimento deste parâmetro parte do pressuposto de que a efetividade da água no solo para as plantas é melhor na capacidade de campo, e diminui linearmente com a diminuição da umidade do solo. No ponto de murcha permanente, a água do solo não está mais disponível para as plantas, ou seja, a efetividade da umidade do solo está na pior situação.

Além disso, Downer e Ogden (2004) utilizaram este índice como fator de ajuste no modelo hidrológico GSSHA (*Gridded Surface/subsurface hydrologic analysis*) para a modelagem da evapotranspiração real em função da evapotranspiração potencial apresentando bons resultados na estimativa da umidade do solo e do escoamento superficial.

Calcula-se a efetividade da água no solo na zona das raízes (SWE_{rz}) a partir da Equação 10 (PORPORATTO et al., 2002).

$$SWE_{rz} = \frac{AW_{rz}}{AWC_{rz}} \quad (10)$$

A efetividade da água no solo pode ser classificada em cinco grupos (TABELA 4).

TABELA 4 – Critério de enquadramento no índice de efetividade da água no solo (CHEN et al., 2007)

SWE	Efetividade	SWE	Efetividade
>1,00	Extremamente efetivo	0,25-0,50	Baixa efetividade
0,75-1,00	Alta efetividade	0,00-0,25	Efetividade marginal
0,50-0,75	Moderada-alta efetividade	<0,00	Não efetivo

3.2.6. Geração da curva de permanência da umidade do solo

Para obtenção das curvas de permanência de longo termo que representam a probabilidade de um evento ser igualado ou superado será utilizada a fórmula de Chow et al. (1988) (Equação 11). Nesta aplicação da curva de permanência (duração) será analisada a função da probabilidade da umidade medida ser superada ao longo do tempo.

$$P(\theta \geq \theta_m) = \frac{m-b}{n+1-2b} \quad (11)$$

Em que: m = denota a ordem de classificação decrescente de cada uma das umidades do solo; n = número total de valores de umidade observados; b = parâmetro da fórmula de Chegodayev (b=0,3) (CHOW et al., 1988).

A partir dos resultados obtidos na análise da distribuição espaço-temporal da umidade do solo no período de janeiro de 2003 a dezembro de 2010 será traçada uma curva de permanência através de um histograma integrado, de modo análogo ao usado para reservatórios superficiais.

3.2.7. Cálculo da disponibilidade hídrica no compartimento solo

Para estimativa da disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes em termos de volume de água por ano deve-se utilizar o conceito de capacidade de água disponível (Equação 8). Além disso, procedeu-se com um novo arranjo da capacidade de água disponível na zona das raízes ($AWC_{SVA, rz}$) (Equação 12) em que utiliza-se a diferença entre as lâminas de água correspondentes às faixas limítrofes considerando um balanço hídrico anual. A água

disponível anual no solo nas zonas das raízes no SVA ($AWA_{SVA, rz}$) é estimada considerando o tempo de permanência da água disponível para as plantas (Equação 13).

$$AWC_{SVA, rz} = \sum \left\{ \left[(\theta_{FC} \times R_{ef})_i - (\theta_{WP} \times R_{ef})_i \right] \times A_{SVA_i} \right\} \quad (12)$$

$$AWA_{SVA, rz} = (AWC_{SVA, rz}) \times T_{perm} \quad (13)$$

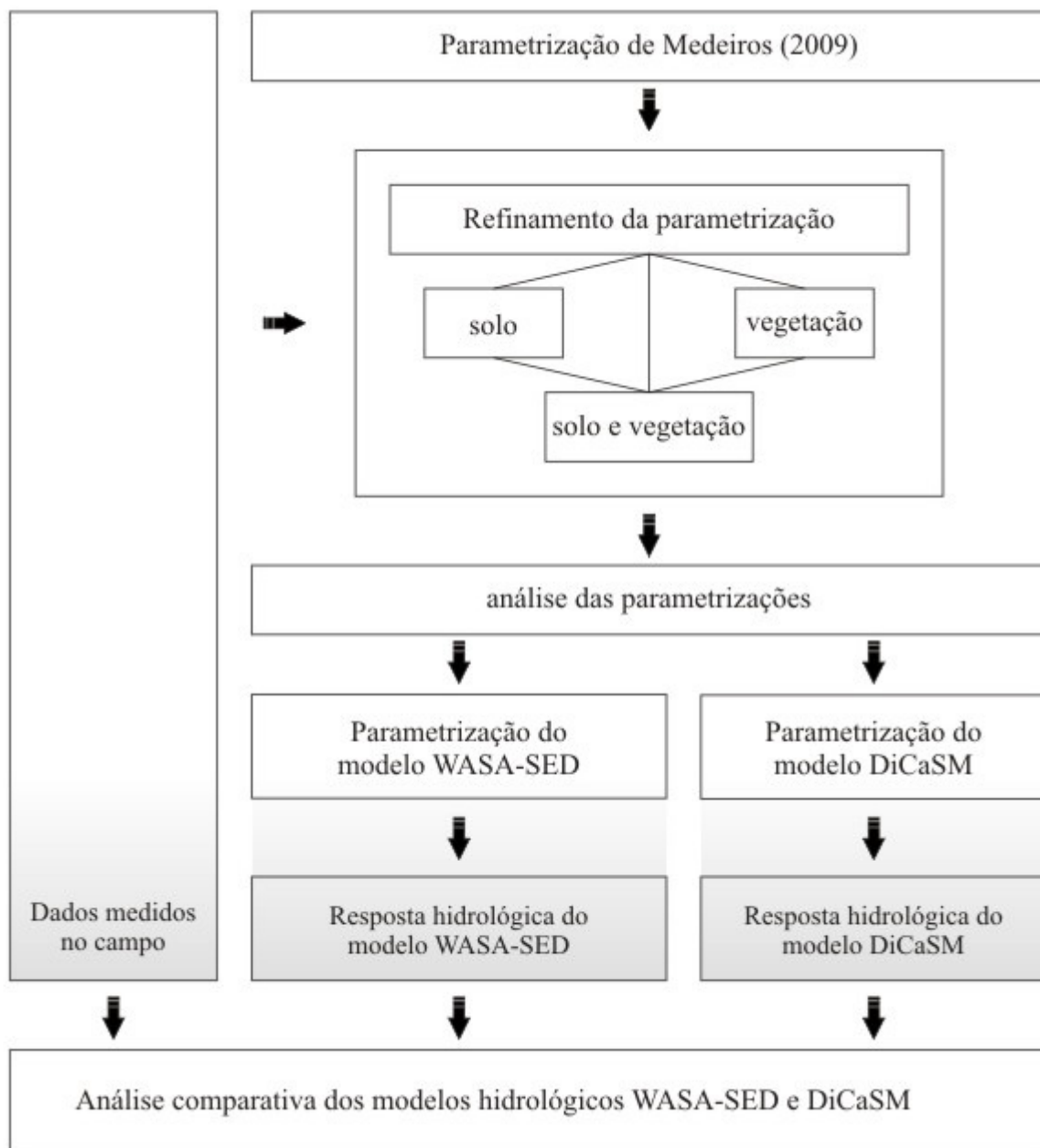
em que: $AWC_{SVA, rz}$ = Capacidade de água disponível no solo na zona das raízes na bacia hidrográfica em termos de vazão anual ($L^3 \cdot \text{ano}^{-1}$); θ_{FC} = umidade na capacidade de campo, $L^3 L^{-3}$; θ_{WP} = umidade no ponto de murcha permanente, $L^3 L^{-3}$; A_{SVA_i} = área da associação entre solo e vegetação (L^2); R_{ef} = profundidade efetiva do sistema radicular, L; T_{perm} = tempo de permanência da água disponível para as plantas.

A disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes não é efetiva ao longo do ano. No Semiárido ocorrem longos períodos de estiagem em que o conteúdo de água no solo não está disponível para as plantas. Assim, pode-se estimar a permanência média em que a bacia apresenta disponibilidade hídrica para as plantas.

3.3. Umidade do solo na zona das raízes: modelagem hidrológica

A análise da umidade do solo na zona das raízes, com base em medidas no campo e os modelos hidrológicos WASA-SED e DiCaSM foi executada conforme o fluxograma demonstrado na Figura 14. Esta abordagem baseou-se em três pilares de avaliação: O primeiro relaciona-se com os dados medidos no campo; o segundo relacionado à resposta hidrológica do modelo WASA-SED, e o terceiro pilar relacionado à resposta hidrológica do modelo DiCaSM.

FIGURA 14 - Fluxograma da análise comparativa entre dados medidos no campo e os modelos hidrológicos WASA-SED e DiCaSM



3.3.1. Parametrização do modelo WASA-SED para umidade do solo na zona de raízes

Para esta pesquisa, optou-se por adotar a parametrização do modelo WASA-SED para a escala da Bacia Representativa do Benguê (BRB, MEDEIROS, 2009) com uma área de aproximadamente 960 km², na qual a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) está inserida. A partir desta parametrização procedeu-se à medição no campo dos parâmetros para a escala da BEA gerando mais três blocos de parametrizações conforme a TABELA 5.

TABELA 5 – Blocos de parametrizações do modelo WASA-SED para a Bacia Experimental de Aiuaba

Parametrização	Origem da parametrização para refinamento a partir de dados medidos
P00	Parametrização de Medeiros (2009)
PS	Medeiros (2009) + refinamento dos parâmetros de solo
PV	Medeiros (2009) + refinamento dos parâmetros de vegetação
PSV	Medeiros (2009) + refinamento dos parâmetros de solo e vegetação

Após a análise inicial da primeira parametrização (Medeiros, 2009) (ponto de partida) optou-se, na segunda parametrização, por direcionar o refinamento da mesma através da modificação dos valores dos parâmetros de solo por valores medidos no campo na escala da BEA conforme a TABELA 6.

TABELA 6 – Comparação dos valores dos parâmetros de **solo** (PS) do modelo WASA-SED medidos no campo e os utilizados na parametrização de Medeiros (2009) para as diversas associações (SVA1, SVA2 e SVA3) na Bacia Experimental de Aiuaba

Parâmetro	SVA1 (m ³ .m ⁻³)		SVA2 (m ³ .m ⁻³)		SVA3 (m ³ .m ⁻³)	
	Medeiros (2009)	PS	Medeiros (2009)	PS	Medeiros (2009)	PS
SAT	0,479	0,437	0,482	0,529	0,544	0,414
FC	0,311	0,276	0,316	0,220	0,330	0,117
WP	0,205	0,110	0,209	0,120	0,221	0,050
RM	0,111	0,020	0,112	0,016	0,119	0,009

SAT=umidade do solo no ponto de saturação; FC=umidade do solo na capacidade de campo; WP=umidade do solo no ponto de murcha permanente; RM=umidade do solo residual.

Na terceira parametrização do modelo, relacionada aos parâmetros de vegetação, apenas a altura da vegetação e a profundidade efetiva do sistema radicular foram modificados

conforme a TABELA 7. Os demais parâmetros de vegetação não foram modificados dados à consistência dos mesmos em relação aos dados medidos no campo.

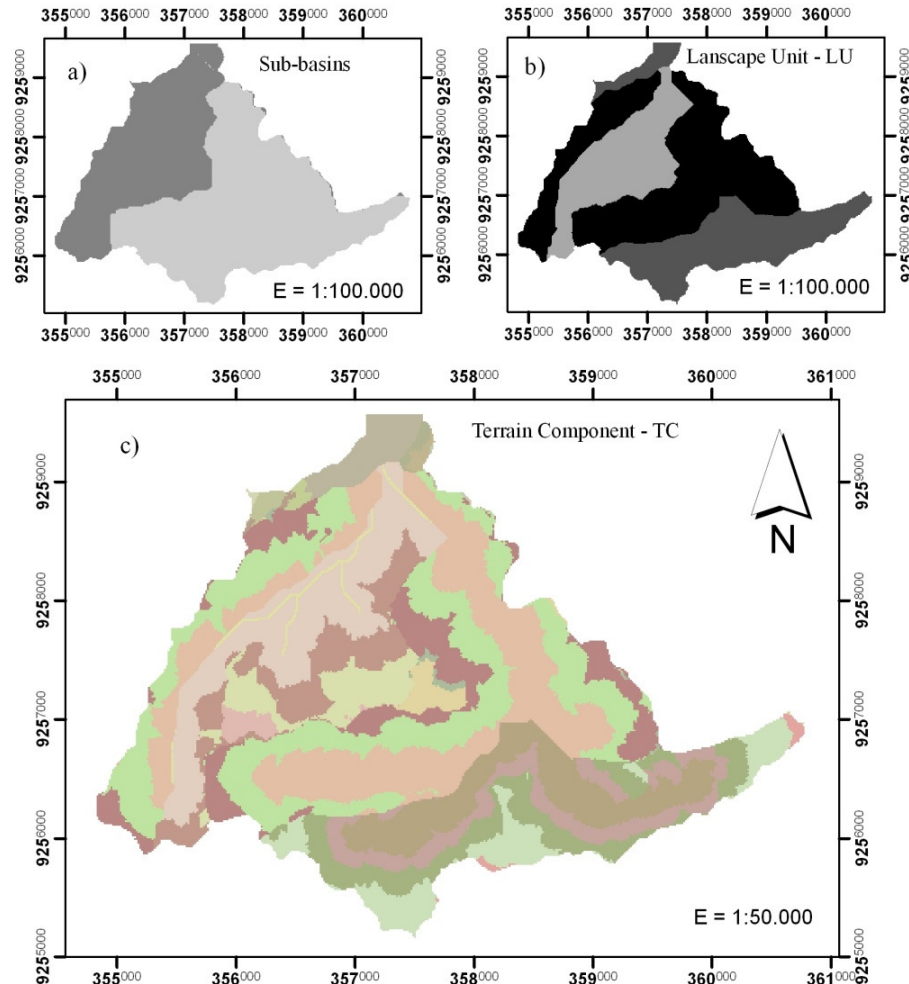
TABELA 7 – Comparação dos valores dos parâmetros de **vegetação** (PV) do modelo WASA-SED medidos no campo e os utilizados na parametrização de Medeiros (2009) para as diversas associações (SVA1, SVA2 e SVA3) na Bacia Experimental de Aiuaba

Parâmetro	SVA1 (m)		SVA2 (m)		SVA3 (m)	
	Medeiros (2009)	PV	Medeiros (2009)	PV	Medeiros (2009)	PV
Altura da vegetação	15,00	7,00	15,00	7,00	15,00	5,00
Profundidade do sistema radicular	2,00	0,73	2,00	0,63	2,00	0,36

A quarta parametrização envolveu o refinamento conjunto dos parâmetros de solo (TABELA 6) e de vegetação (TABELA 7).

No modelo WASA-SED, a delimitação das unidades de modelagem, quais sejam sub-bacia, unidade de paisagem (LU) e componente de terreno (TC) foi mantida conforme proposto por Mamede (2008), que utilizou a ferramenta LUMP. Esse algoritmo semi-automático (FRANCKE et al., 2008) delimita unidades de paisagem representativas com base em atributos da vertente (por exemplo, topografia, solo, vegetação, ou quaisquer outros especificados pelo usuário), ponderando-se o peso de cada atributo de acordo com sua influência sobre os processos dominantes de geração de escoamento. Na bacia do Benguê, Mamede (2008) delimitou 108 unidades hidrológicas (LU) distintas. Na Bacia Experimental de Aiuaba, área foco deste estudo e que segue esta mesma parametrização, estão presentes duas sub-bacias (SB), quatro unidades hidrológicas (LU) espacializadas com 48 componentes do terreno (TC), ver Figura 15.

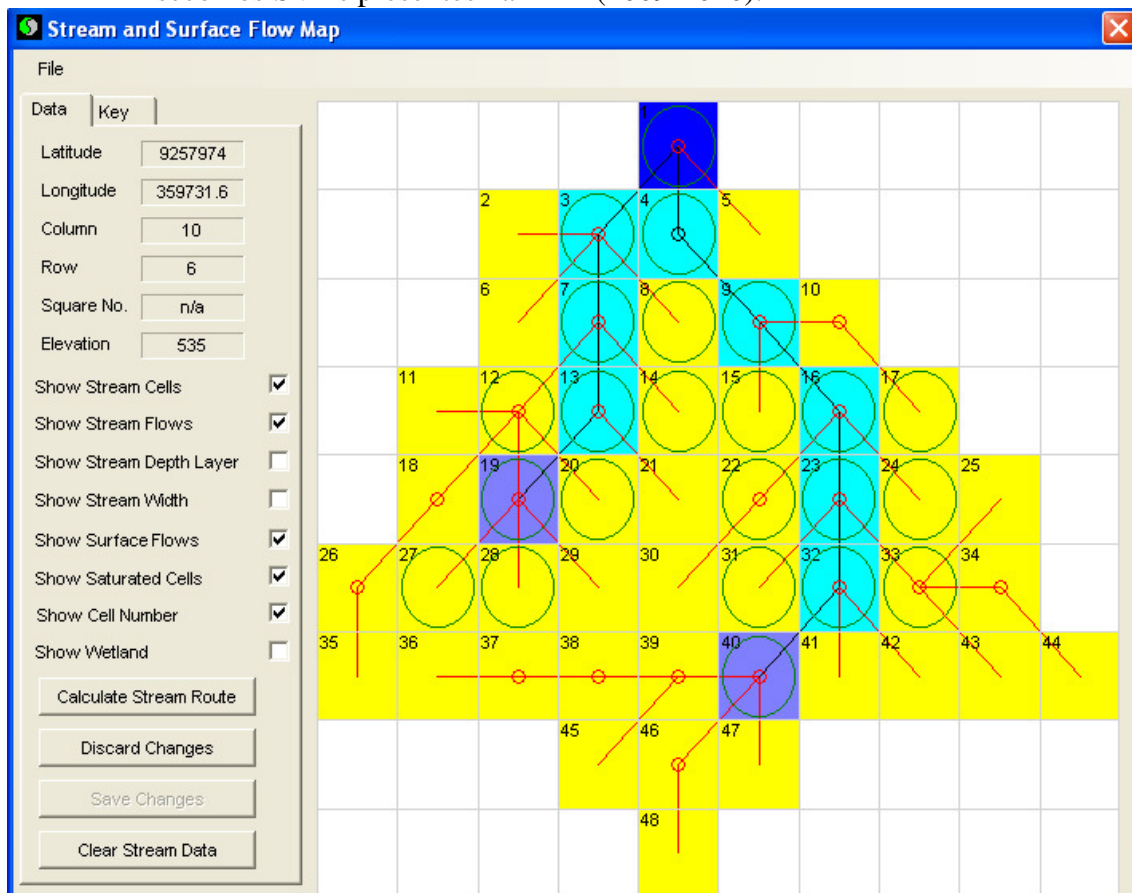
FIGURA 15 - Disposição espacial da Bacia Experimental de Aiuaba, com vistas à aplicação do modelo WASA-SED, conforme delimitada por Mamede (2008): (a) sub-bacias (SB); (b) unidades de paisagem (LU); (c) componente do terreno (TC).



3.3.2. Parametrização do modelo DiCaSM

O DiCaSM utiliza uma discretização espacial distribuída no formato de uma grade com espaçamento regular. As dimensões desta grade são especificadas pelo usuário. Ragab e Bromley (2010) recomendam o tamanho da grade padrão de 1000 m. Nesta pesquisa optou-se por uma grade regular de 500 m totalizando 48 células de 0,25 ha para a BEA o que corresponde ao mesmo número de componentes de terreno (TC) na discretização pelo modelo WASA-SED. A partir da definição da melhor parametrização do modelo WASA-SED para a unidade do solo na zona das raízes procedeu-se a parametrização do modelo DiCaSM (FIGURA 16) para posterior comparação entre as respostas destes modelos. O curso d'água é mostrado em azul. As células violetas indicam nascentes ou fontes de fluxo de água. A célula azul escuro indica o exutório da bacia no modelo.

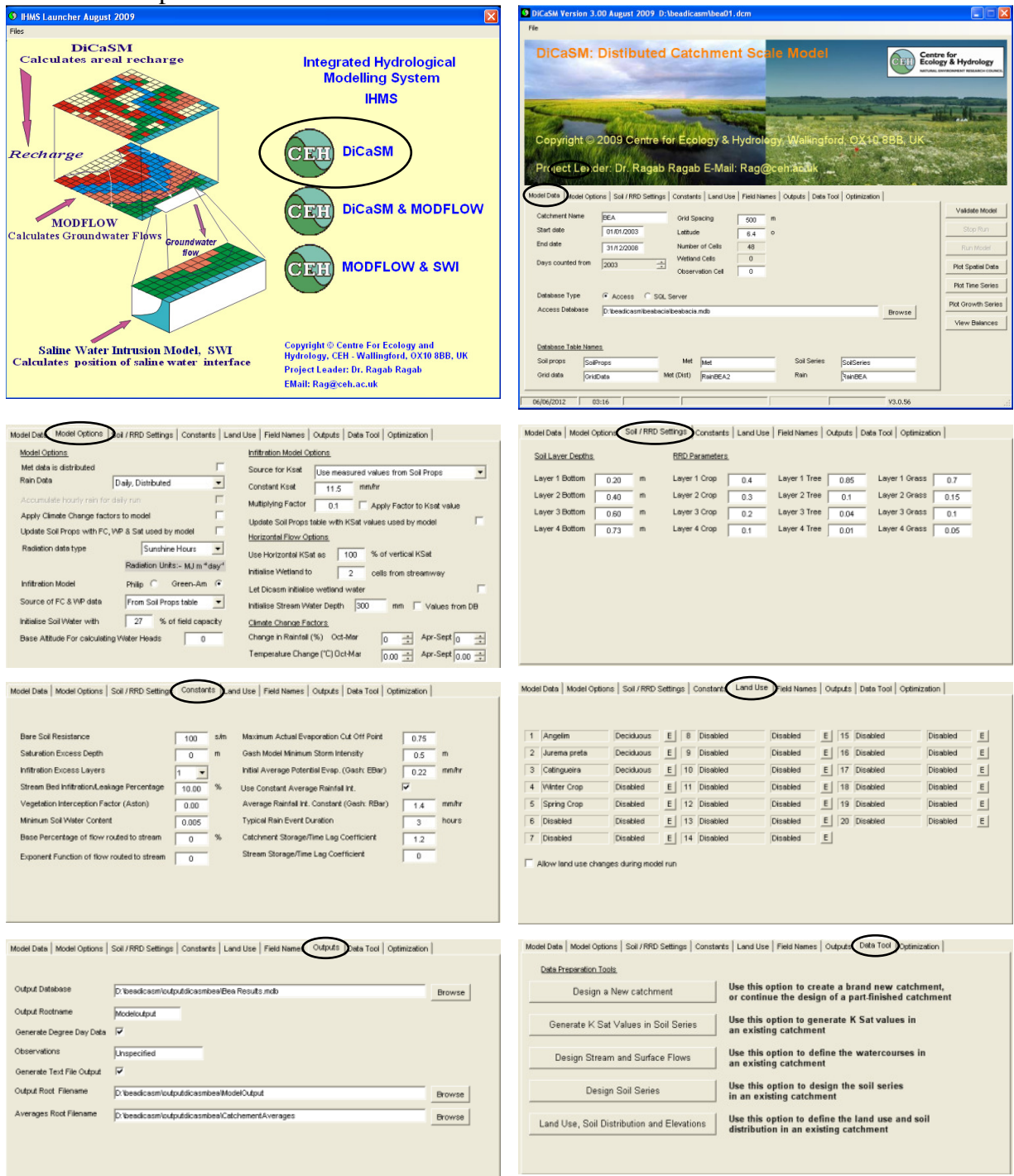
FIGURA 16 - Representação gráfica da profundidade efetiva das raízes no período úmido e seco nos SVAs presentes na BEA (2009-2010).



O DiCaSM é usado para modelar recarga nas camadas do solo de uma área, geralmente a uma profundidade de alguns metros. As principais entradas para o modelo são: dados meteorológicos, o uso da terra e tipos de vegetação, altitude terra e cursos de água, e os dados de camada de solo. Além disso, é executado em um intervalo de tempo diário. O usuário pode selecionar as seguintes opções (Figura 17). Na janela *model data* são especificadas as informações de resolução espacial, localização geográfica e especificações dos arquivos de entrada das informações meteorológicas e de propriedades do solo. Em *model options* são especificados os modelos de infiltração (Phillip ou Green e Ampt), além da distribuição da precipitação e mudanças climáticas, as faixas limítrofes de disponibilidade hídrica no solo, e principalmente as opções de dinâmica da água no solo, destacando-se a condutividade hidráulica do solo saturado. Na janela *Soil/ RRD settings* são definidos as propriedades do solo e densidade relativa das raízes (RRD) para os três maiores grupos de vegetação (culturas, árvores e gramíneas). Na janela *Constants* são especificados os parâmetros constantes de solo e vegetação. Em *Land use* vários parâmetros são ajustados para as diversas fases do ciclo de crescimento da vegetação como: albedo, altura da vegetação,

índice de área foliar, profundidade das raízes e resistência estomática. *Output* é a janela que indica o caminho e o nome dos arquivos de saída, resultados do modelo. Uma das janelas mais importantes do DiCaSM, *Data tool*, é o local onde são especificados o desenho, discretização distribuída e gerada a rede de fluxo da BEA.

FIGURA 17 - Representação esquemática da interface do modelo DiCaSM parametrizado para a BEA



3.3.3. Validação da modelagem para a umidade do solo na zona de raízes

A validação consiste em analisar, comparativamente, os valores de umidade do solo medidos versus modelados. Assim, os valores medidos são aqueles representativos dos SVAs presentes na BEA (SVA1, SVA2 e SVA3), enquanto que os valores modelados são aqueles simulados pelo WASA-SED e DiCaSM. O critério de comparação é o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970), aqui denominado NSE, calculado de acordo com a equação 14.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_t(\theta_{medido,t} - \theta_{simulado,t})^2}{\sum_t(\theta_{medido,t} - \overline{\theta_{medido}})^2} \quad (14)$$

Em que: $\theta_{medido,t}$ = umidade do solo (mm), medido no tempo t; $\overline{\theta_{medido}}$ = média da umidade medida do solo (mm); $\theta_{simulado,t}$ = umidade solo (mm), simulado através dos modelos hidrológicos, no tempo t. Para a validação há que se escolher um período de referência. Para a escolha desse período é necessário avaliar se o modelo é igualmente válido qualquer que seja o período de referência. Nesse sentido, a parametrização do modelo será validada para diversos anos, com os principais eventos chuvosos de cada ano. 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, a capacidade de previsão do modelo é inferior a simplesmente adotar o valor médio medido (ARAÚJO, 2007).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes

4.1.1. Profundidade efetiva das raízes da Caatinga na BEA

Na TABELA 8 observa-se os dados da análise de variância para as SVAs, perfis e períodos. Na Figura 18 apresenta-se a distribuição dos valores medidos da profundidade efetiva do sistema radicular nas SVAs presentes na BEA.

Na análise das SVAs observou-se que o componente vegetacional presente na SVA1 explora os perfis estudados numa maior profundidade média, atingindo 90% de comprimento de raízes aos 0,73 m de profundidade, seguido pelo SVA2 (0,63 m) e SVA3 (0,36 m) (TABELA 8). Também foi observada variação anual da profundidade efetiva do sistema radicular, com valores diferentes estatisticamente quando avaliados os períodos secos e úmidos (Figura 18). Isto foi considerado na determinação da distribuição temporal da umidade do solo na zona das raízes onde foi atribuído divisão do ano em dois semestres distintos: os seis primeiros meses foram considerados como período chuvoso e os seis meses seqüentes foram considerados secos.

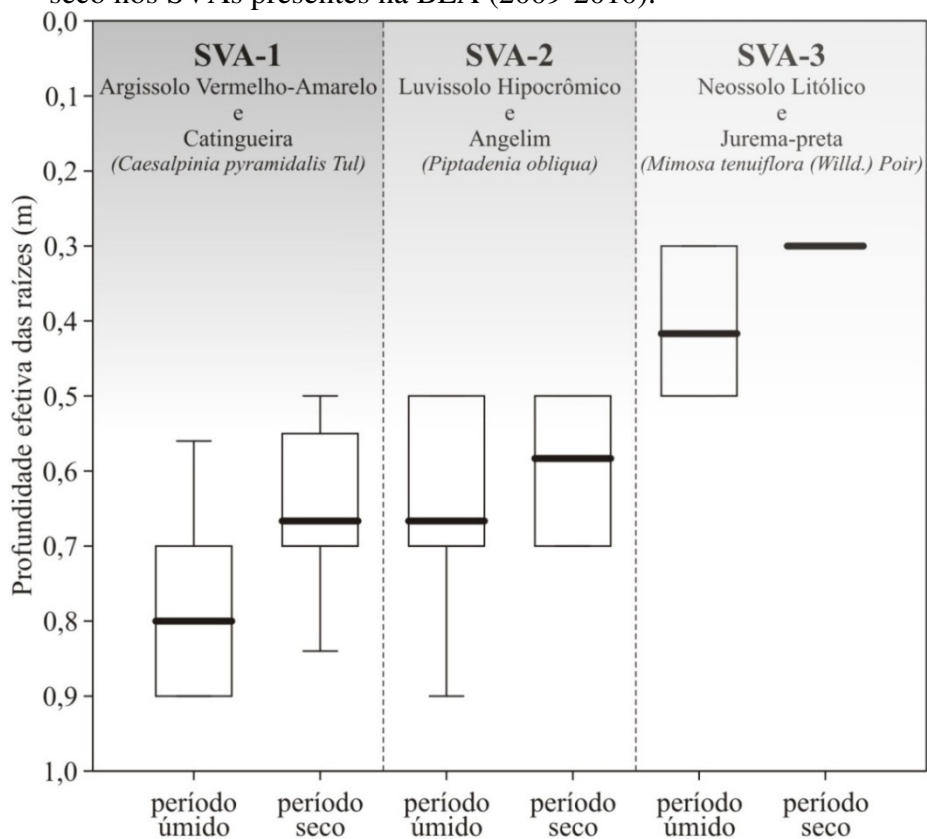
O componente solo do SVA1 (Argissolo Vermelho-Amarelo) apresentou a maior profundidade média, 0,80 m e 0,66 m para o semestre chuvoso e seco, respectivamente, proporcionando ao componente vegetacional (Catingueira - *Caesalpinia pyramidalis Tul*) explorá-lo numa maior camada verticalmente, caracterizando a vegetação com um padrão mais robusto quanto ao porte. O componente solo do SVA2 (Luvisolo Hipocrômico) apresentou uma profundidade média de 0,67 m (chuvoso) e 0,59 m (seco), proporcionando ao componente vegetacional (Angelim - *Piptadenia obliqua*) um pouco menos do compartimento solo para sua exploração que o SVA1. Enquanto isso, o componente solo do SVA3 (Neossolo Litólico) apresentou uma forte camada de impedimento à penetração radicular, profundidade média de 0,42 m (chuvoso) e uma redução da profundidade do sistema radicular para 0,30 m na estação seca, tendo a Jurema preta (*Mimosa tenuiflora* (Willd.) Poir) como componente vegetacioanal, que é uma planta típica de terrenos compactos, uma vez que, apresenta alta capacidade de penetração, portanto, a maior freqüência dessa planta no Neossolo Litólico com camada de impedimento pode ser explicada por esta característica adaptativa.

TABELA 8 – Resultado da análise de variância para profundidade efetiva média anual obtido a partir do comprimento acumulado de raízes na Bacia Experimental de Aiuaba

Associação de solo e vegetação (SVA)	Número de Perfis	R_{ef} (m)	DP (m)	Resultado do teste*
SVA1	24	0,73	0,14	a
SVA2	24	0,63	0,13	b
SVA3	24	0,36	0,09	c

R_{ef} – Profundidade efetiva das raízes; (DP) desvio padrão. * teste de agrupamento.

FIGURA 18 - Representação gráfica da profundidade efetiva das raízes no período úmido e seco nos SVAs presentes na BEA (2009-2010).



Compõem os resultados mais detalhados desta pesquisa, os obtidos por Pinheiro et al. (submetido) que indicam pela análise de variância que os perfis (A, B1, B2 e C) para cada umas das três SVAs analisadas não diferiram entre si, mostrando que independentemente de existir uma planta com estrutura arbórea de grande porte como referência, 90% do comprimento de raízes estarão numa mesma profundidade. Infere-se, ainda, que a não diferenciação entre os perfis avaliados, se dá pela significativa interação entre o padrão de distribuição das raízes das diferentes associações de plantas da Caatinga dentro da bacia (FEDDES et al., 2001).

Desse modo, o comprimento de raízes tende a uma homogeneidade na profundidade quando analisado em um determinado SVA. O que é fundamental na abordagem do solo na zona de raízes como compartimento de água importante para a sobrevivência das plantas e, portanto, passível de compor o conceito de disponibilidade hídrica.

Um dos objetivos da análise da profundidade das raízes da Caatinga proposto por este trabalho foi de contribuir com a parametrização *in situ* para uso na modelagem hidrossedimentológica no bioma Caatinga que será abordado a seguir. No entanto, tal avaliação permite também uma melhor aproximação para os trabalhos de modelagem que examinam o efeito da distribuição de raízes no fluxo de água e nutrientes no solo, plantas e atmosfera, visto que os mecanismos de absorção e posterior liberação de água e nutrientes pelas raízes, embora sejam relevantes por permitir o transporte entre diferentes profundidades no solo (BURGESS et al., 1998), estão entre aqueles que raramente são incluídos nos modelos. Isso se dá pelo fato de a absorção de água pelas plantas ser uma componente com uma abordagem normalmente simplificada dada a frequente inexistência de dados medidos *in situ* sobre a distribuição das raízes no solo.

Assim como os resultados obtidos neste trabalho, Jackson et al. (1996) ao proceder uma síntese dos dados de distribuição de raízes para diversos biomas terrestres, destacaram que, para a grande maioria dos biomas, a biomassa de raízes reside no primeiro metro superior de solo. Ao considerar o percentual acumulado da biomassa de raízes na profundidade de 0,3 m, os autores supracitados encontraram valores na ordem de 93% para Tundra, 83% para floresta boreal, 70% para floresta tropical decídua, 57% para savana, 53% para o deserto e 52% para floresta de coníferas temperada. É importante destacar que os biomas que apresentam maior limitação quanto à disponibilidade hídrica tendem a aprofundar mais o sistema radicular, fato que pode modificar a dinâmica da água. Entretanto, Os resultados da determinação *in situ* para a Caatinga mostram que não apenas o regime hídrico, mas também o fator solo é determinante para o incremento de profundidade das raízes deste bioma, sendo a capacidade de armazenar água e nutrientes uma das possíveis explicações para a variação dos valores de profundidade de raízes dentro de um mesmo bioma. O percentual acumulado de raízes finas a 0,3 m considerando a profundidade média do sistema radicular das três espécies do bioma caatinga avaliados neste trabalho é de 65% valor este intermediário entre a floresta tropical decídua e a savana.

A profundidade das raízes do bioma Caatinga apresentou uma redução no período seco, resultado que contraria as expectativas, uma vez que se esperaria um aumento de

profundidade nesse período em função do aprofundamento das raízes em busca de água nas camadas mais profundas do solo. No entanto, tal variação pode indicar uma possível adaptação ao déficit hídrico, visto que o “custo” de energia, manutenção e absorção de solutos é menor para as plantas que emitem raízes lateralmente (ADIKU et al. 2000). Para Casper e Jackson (1997) os fatores climáticos e edáficos são em parte os principais responsáveis pela disponibilidade de água às plantas e também pelo padrão de distribuição vertical ou lateral das raízes, influenciando também no grau de competição do sistema radicular das plantas. Lima e Rodal (2010) destacam que, dependendo da estação, as espécies da Caatinga tanto utilizam a água armazenada em seus tecidos como também absorvem diretamente do solo por meio do sistema radicular, de tal forma que o conhecimento do padrão de desenvolvimento radicular desse bioma pode ajudar na compreensão dos inúmeros e complexos fatores relacionados com o comportamento intra-anual dessas espécies.

Os resultados indicam diferenças de profundidade do sistema radicular entre os períodos seco e chuvoso. Güntner e Bronstert (2004), por exemplo, afirmam que alguns modelos hidrológicos consideram esta variação temporal da profundidade efetiva das raízes. E seguindo a análise de sensibilidade para o parâmetro profundidade efetiva das raízes no modelo WASA-SED com os valores encontrados neste trabalho que são até 3,5 vezes menores que aqueles comumente usados na aplicação do modelo em áreas maiores (MALVEIRA et al., 2012; MEDEIROS et al., 2010; MEDEIROS, 2009; MALVEIRA, 2009; ARAÚJO et al., 2009; MAMEDE, 2008; ARAÚJO et al., 2006; ARAÚJO et al., 2005; GÜNTNER et al., 2004; GÜNTNER e BRONSTERT, 2004; GÜNTNER, 2002) podem acarretar uma variação de até 45% na estimativa do escoamento superficial, reforçando assim, a necessidade de determinação *in situ* deste parâmetro para estudos em escala mais detalhada, como está proposto neste estudo.

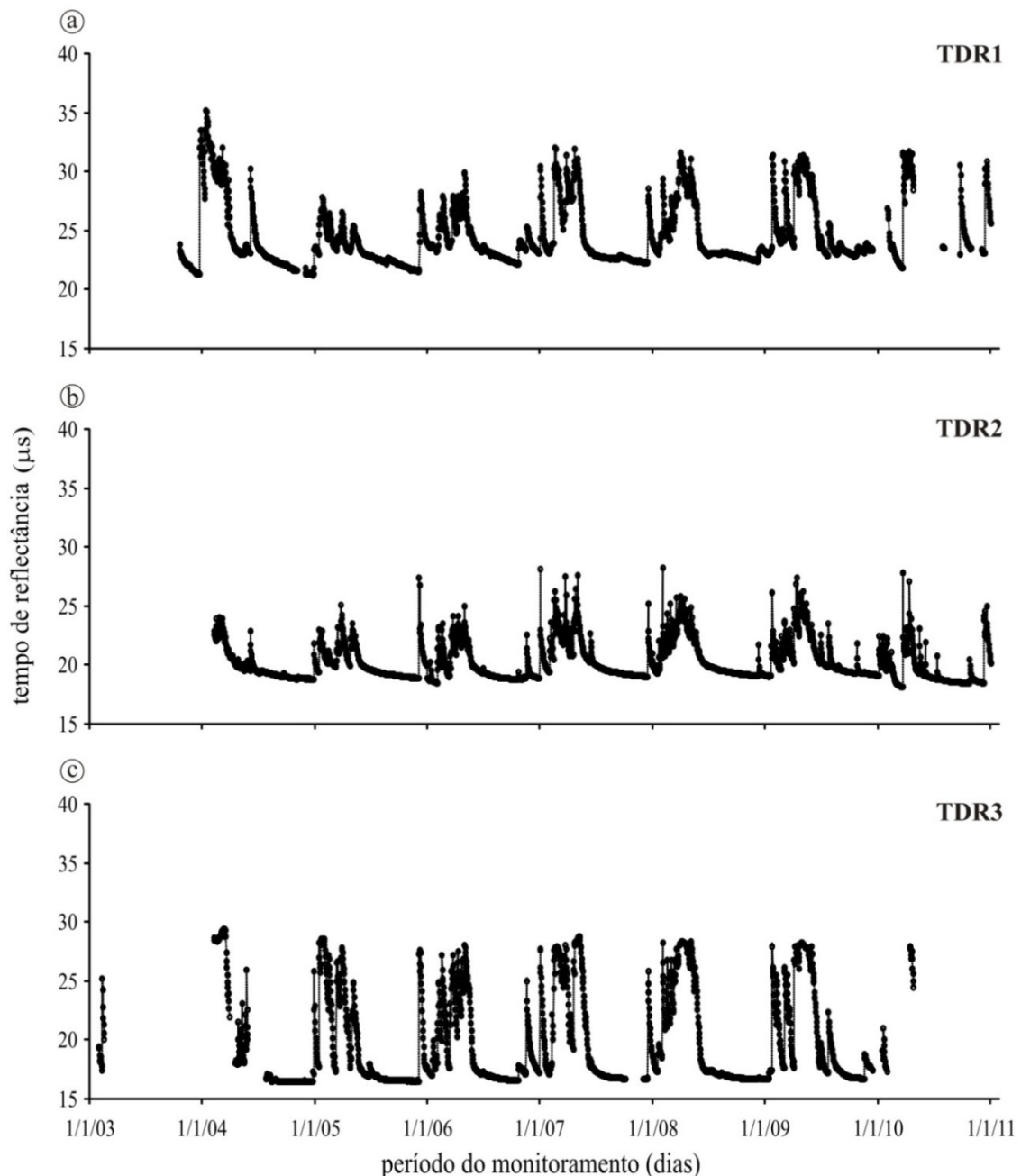
4.1.2. Distribuição espaço-temporal da umidade do solo na BEA

Muitos trabalhos têm sido publicados sobre a variabilidade espacial de propriedades do solo, como textura, condutividade hidráulica, entre outras, mas muito pouco se sabe, ainda, sobre a sua variabilidade temporal. Apesar disto, nos últimos anos, tem-se aumentado o interesse pela análise da dinâmica temporal, principalmente da umidade do solo (Rocha et al., 2005). Os resultados da distribuição espaço-temporal da umidade do solo da Bacia Experimental de Aiuaba são apresentados por etapas, a seguir:

Monitoramento dos sensores TDR de umidade do solo

Os sensores de umidade do solo tipo TDR instalados e monitorados pelo grupo HIDROSED (www.hidroсед.ufc.br) desde 2003 nas três estações (EP1, EP2, EP3) apresentam valores que correspondem ao tempo de reflectância (Figura 19).

FIGURA 19 - Resposta do sensor de umidade do solo tipo TDR. a) EP1; b) EP2; e c) EP3



A descontinuidade dos dados dos sensores apresentados na Figura 18 indica a verificação da consistência dos dados pela exclusão dos dados influenciados por campanhas de manutenção dos equipamentos. Esses sensores de umidade geraram uma série de dados de quase dez anos, uma sequência rara em regiões semiáridas.

Pode-se observar na Figura 19 alguns períodos com ausência de dados. Nas estações de monitoramento a principal ausência se deu no início de 2003 devido à instalação dos sensores. Mesmo com estas ausências de dados, foi possível gerar uma série de dados com 81%; 90% e 70% do total de dias monitorados durante o período de 2003 a 2010 respectivamente para as estações EP1, EP2 e EP3. Vale ressaltar que a menor série de dados na EP3 se dá por ações de vândalos em abril de 2010 que subtraíram as baterias da estação, impossibilitando o armazenamento dos dados no *data logger* e posterior análise.

Alguns estudos utilizando este equipamento têm sido conduzidos em outros países. Cantón et al. (2004) utilizaram o equipamento TDR para descrever o comportamento da umidade do solo sob diferentes condições de superfície em região semiárida da Espanha. Em outra região semiárida da China, estudos utilizando este equipamento com o objetivo de avaliar a dinâmica da água no solo foram conduzidos por Chen et al. (2007), enquanto que Ramos e Martínez-Casasnovas (2006) utilizaram sondas TDR para estudos da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo em um cultivo de videira.

Curva de calibração dos sensores TDR de umidade do solo para a BEA

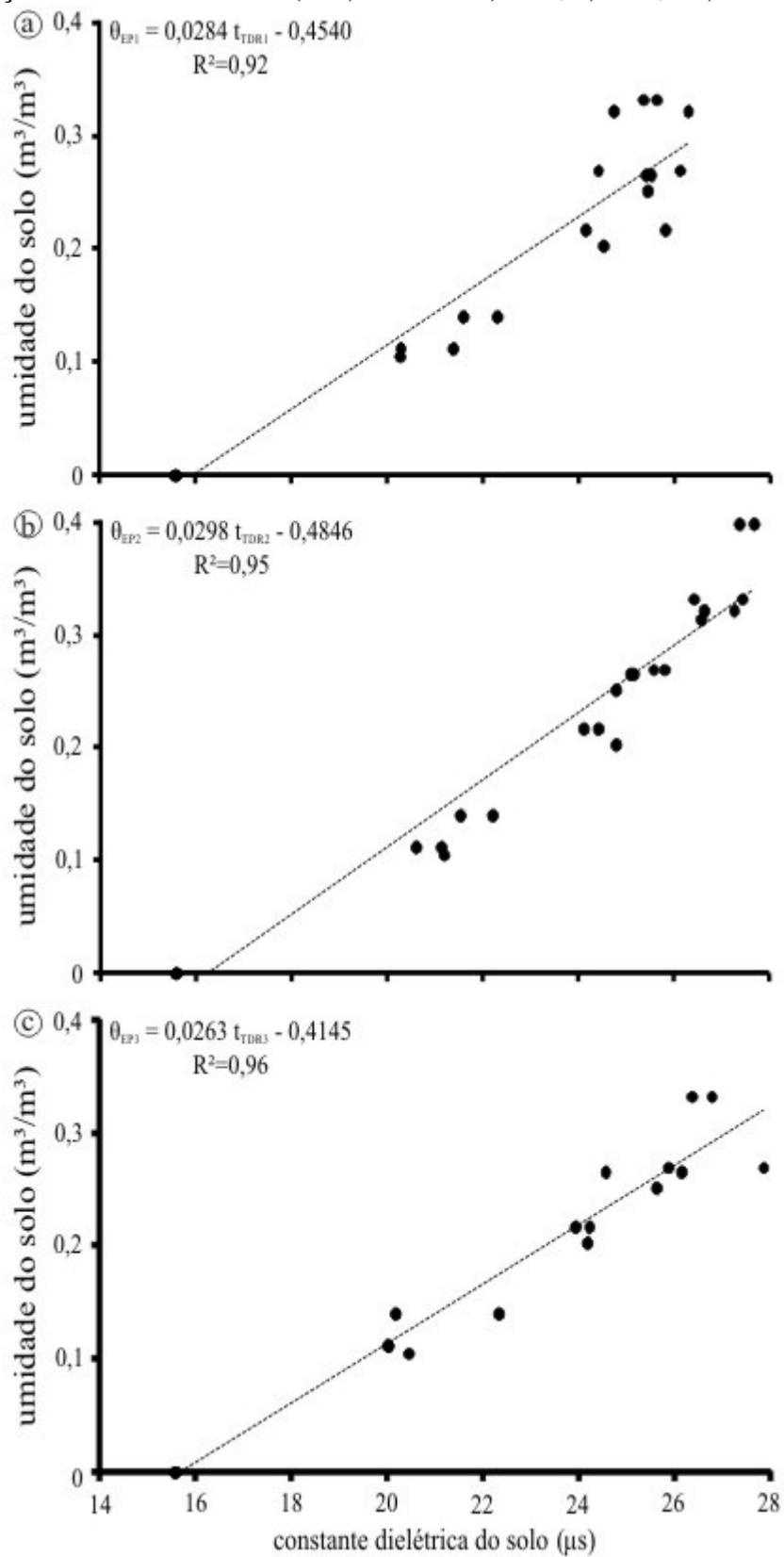
A análise de variância das regressões das equações lineares ajustadas a partir dos dados de campo com seus respectivos coeficientes de determinação (R^2), e as equações propostas pelo fabricante estão demonstradas na TABELA 9. Na Figura 20 pode-se observar a distribuição dos dados utilizados na calibração dos sensores.

TABELA 9 – Resumo da análise de variância das regressões obtidas a partir de dados medidos em campo na determinação da umidade volumétrica ($m^3 m^{-3}$) de três classes de solo nas estações de monitoramento da Bacia Experimental de Aiuaba, Ceará

Equação	Prob>F	R^2	Parâmetro		Constante	Equação de calibração
			t	t^2		
ARG(EP1)	0,001	0,92	0,0284	-	-0,4540	$\theta_{EP1} = 0,0284t - 0,4540$
LUV(EP2)	0,001	0,95	0,0298	-	-0,4846	$\theta_{EP2} = 0,0298t - 0,4846$
NEO(EP3)	0,001	0,96	0,0263	-	-0,4145	$\theta_{EP3} = 0,0263t - 0,4145$
Geral I ¹	-	-	0,0283	-	-0,4677	
Geral II ²	-	-	-0,0063	0,0007	-0,0663	

(R^2), coeficiente de determinação; ARG: Argissolo Vermelho-Amarelo, LUV: Luvisolo Hipocrômico, NEO: Neossolo Litólico; 1: equação Geral I (linear); e 2: equação Geral II (quadrática) do fabricante Campbell, modelo CS616.

FIGURA 20 - Distribuição dos dados de calibração dos sensores de umidade do solo tipo TDR nas estações de monitoramento (EPs) da BEA. a) EP1; b) EP2; e c) EP3



Pereira et al. (2006), Medeiros et al. (2007), e Lopes et al. (2010b) indicam curvas de ajuste cúbica na calibração de sensores. Entretanto, o expoente cúbico no ajuste de valores extremos tende a afastar-se mais dos valores medidos apresentando limitação de uso nestas faixas. Por isso, optou-se neste trabalho pelas curvas de ajuste linear que não comprometem sua utilização na faixa acima mencionada. As equações ajustadas neste trabalho apresentaram boa representatividade, com valores de R^2 superiores a 0,92, demonstrando-se forte, de acordo com a escala de correlação de Pearson. Constatou-se ainda a existência de valores distintos entre os termos das equações do tipo linear, mostrando, provavelmente, a influência que as propriedades do solo têm sobre as leituras do equipamento, fato este já evidenciado por diversos autores (PONIZOVSKY et al., 1999; COELHO et al., 2001a; SEYFRIED e MURDOCK, 2001; TOMMASELLI e BACHI, 2001; PERSSON e UVO, 2003; TRINTINALHA, 2004; SOUZA et al., 2006a, b; MAOUFOPOOR et al., 2009; GRAEFF et al., 2010; VARBLE e CHÁVEZ, 2011; SANTOS et al., 2011). Justificando assim, a calibração *in loco* dos sensores de umidade.

Em relação às probabilidades ($\text{Prob}>F$) observou-se que os dados encontrados corroboram com os de outros autores (TOMASELLI e BACCHI, 2001; VILLWOCK et al., 2004; LACERDA et al., 2005), afirmando que em nenhum dos casos as equações ajustadas coincidem com as equações fornecidas pelo fabricante, comprovando que, para a eficiência e acurácia dos dados obtidos, estes equipamentos devem ser calibrados (LOPES et al, 2010b).

As divergências encontradas entre as equações do fabricante e as ajustadas indicam que, não somente a água, mas o teor de óxido de ferro, de matéria orgânica e a distribuição e formato das partículas influenciam direta ou indiretamente os resultados. A superfície específica pode também ter interferido no deslocamento dos pulsos, uma vez que, segundo Tomaselli e Bacchi (2001), os valores da constante dielétrica para água adsorvida é bem menor que os de água livre. Portanto, o uso de equações empíricas sem a devida calibração pode conduzir a uma interpretação errônea da umidade do solo, prejudicando a quantificação e avaliação precisa da variável.

Santos et al. (2011) utilizaram uma equação do tipo potencial para calibração dos sensores TDR em um argissolo amarelo eutrófico no Semiárido no Nordeste brasileiro. Entretanto, a faixa de umidade do experimento não considerou umidades próximas à faixa na capacidade de campo.

Segundo Brandão et al. (2009) a ineficiência das curvas de calibração fornecidas pelo fabricante refere-se as características do solo consideradas pelo fabricante para o

estabelecimento da curva de calibração que são, apenas, a condutividade elétrica ($CE = 0,5 \text{ dS.m}^{-1}$), a massa específica aparente seca ($\rho = 1,55 \text{ g.cm}^{-3}$) e o teor de argila (30%), sendo que a composição química também exerce influência sobre a umidade por interferir no fluxo de água no solo. Além disso, a alta presença de óxido de ferro nos solos da área tende a afetar o campo magnético criado pelo pulso elétrico, e, por consequência, comprometer o tempo de deslocamento da onda eletromagnética emitida pelo TDR (Silva, 1998). Este fenômeno de interferência do campo magnético, normalmente, é explicado pelo aumento da água retida no solo promovido pelo óxido de ferro (SOUZA e MATSURA, 2002). Portanto, a utilização do equipamento sem a devida calibração promoveria uma interpretação errônea da umidade dos solos na bacia, tendendo sempre a subestimá-la, principalmente na estação EP1, onde foram encontrados os maiores valores de ferro (TABELA 2).

Uma interferência significativa na resposta dos sensores TDR para monitoramento da umidade foi observada na região vulcânica no noroeste de Nápoles, Itália, onde foram observados valores muito baixos de constante dielétrica em profundidades maiores que 0,3 m devido à presença de pedregulhos no perfil do solo. Isso, segundo Greco e Guida (2008) aumentou a variabilidade do solo na região.

Na TABELA 10 estão contidos os coeficientes de correlação de Pearson, os índices de concordância e os índices de confiabilidade dos modelos específicos para cada local obtidos do conjunto de dados das três estações.

TABELA 10 – Coeficiente de correlação de Pearson (r), índice de concordância (d) e índice de confiança dos modelos (c) para as equações de calibração dos aparelhos TDR instalados na BEA

Equação de calibração	d	r (escala de Pearson)	c (índice de confiança de desempenho)
ARG (EP1)	0,98	0,96 (Forte)	0,94 (Ótimo)
LUV (EP2)	0,99	0,98 (Forte)	0,98 (Ótimo)
NEO (EP3)	0,99	0,98 (Forte)	0,98 (Ótimo)
Linear (Fabricante)	0,77	0,69 (Moderada)	0,53 (Sofrível)
Quadrática (Fabricante)	0,76	0,64 (Moderada)	0,48 (Frac)

t = tempo (microsegundos)

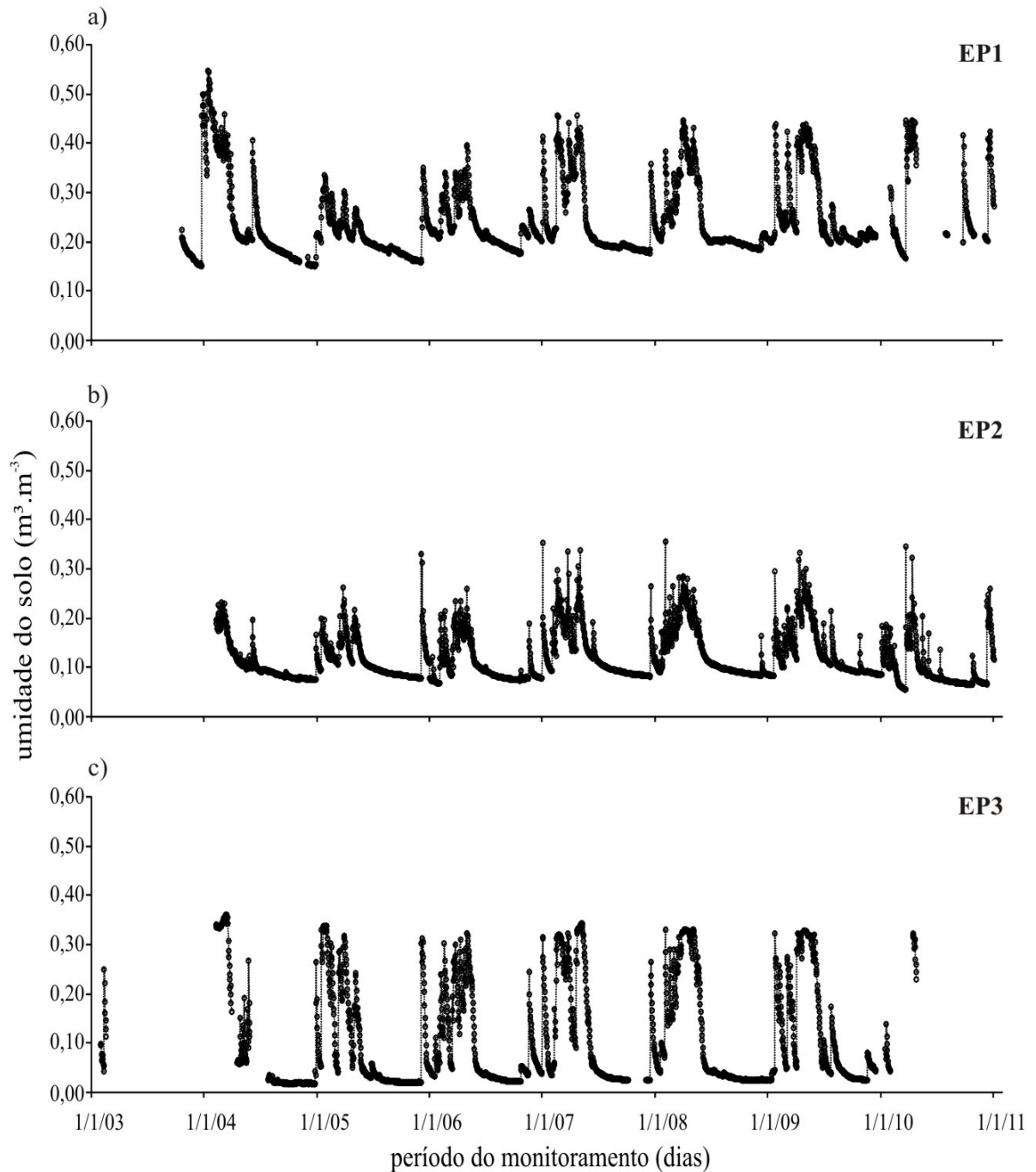
Constatou-se, pela análise conjunta do índice de concordância (d), do coeficiente de correlação (r) e do índice de confiança (c), que as equações desenvolvidas para as EPs mostraram-se bastante confiáveis, indicando que essa variável pode ser estimada a partir do uso destas, já que essas equações apresentaram elevado grau de confiabilidade. De acordo com os critérios de análise de Camargo e Sentelhas (1997), as equações foram classificadas

como de ótimo desempenho. Tais resultados demonstram que a equação empírica para cada classe de solo apresentou melhor aplicabilidade. Desta forma, os dados de umidade do solo para este estudo foram obtidos a partir das equações das EPs que constam na TABELA 9.

As equações do tipo linear e quadrático propostas pelo fabricante foram classificadas como de baixo desempenho para os solos da área e, quando comparadas aos dados de umidade medidos, apresentaram erro relativo de até 56%. Portanto, estas equações devem ser preteridas em relação às equações ajustadas em função de não representarem corretamente os valores de umidade do solo.

Com as curvas de calibração definidas foi gerada uma nova série de dados de umidade volumétrica para as estações de monitoramento conforme a Figura 21. Pode-se observar a mesma distribuição temporal que a observada na Figura 19, entretanto, após a calibração o eixo das ordenadas, fica explícita a abordagem de um parâmetro físico-hídrico de avaliação da quantidade de água no solo.

FIGURA 21 - Umidade volumétrica do solo nas estações de monitoramento (EPs) na BEA. a) EP1; b) EP2; e c) EP3



Na Figura 21 pode-se perceber uma boa continuidade da série de dados, salvo alguns períodos em que foram encontrados de problemas de instalação no início de 2003 ou de manutenção em períodos menores ao longo do monitoramento. Os valores de umidade encontram-se dentro da faixa de monitoramento do equipamento exceto no final de 2003 (Figura 21a) quando os valores de umidade ultrapassaram a umidade de saturação do solo. Este fato merece destaque no monitoramento da umidade na EP1 considerando que nas

estações EP2 (Figura 21b) e EP3 (Figura 21c) isso não foi observado. Portanto, é possível que tenha ocorrido um problema de medição neste período ou realmente houve uma concentração acentuada de água na EP1 possivelmente com a saturação de todo o perfil da área onde está instalado o sensor devido a alta pluviosidade neste ano atípico na área correspondente ao sensor. Observa-se ainda na Figura 21c a ausência de dados de o início de 2010 devido a problemas de vandalismo que resultaram no roubo das baterias dos sensores, o que inviabilizou a coleta de dados a partir deste período.

Curva de ajuste espacial da umidade do solo

Pode-se observar na TABELA 11 o resumo da análise de variância das regressões para o ajuste espacial da umidade do solo na associação entre solo e vegetação (SVA) em função da estação de monitoramento (EP). Em relação às probabilidades (Prob>F) observou-se que os dados encontrados nas três SVAs são significativos a um grau de confiança superior a 99%. O coeficiente de determinação (R^2) para a SVA1, SVA2 e SVA3 foram respectivamente 0,55; 0,59 e 0,73. Estes valores estão associados à heterogeneidade, estrutura e mineralogia do solo. A mancha de solo correspondente ao SVA1 é caracterizada por uma área de deposição de solo provenientes das cabeceiras da bacia apresentando umidade com maior variabilidade espacial que as manchas SVA2 e SVA3.

TABELA 11 – Resumo da análise de variância das regressões obtidas na determinação da umidade volumétrica ($m^3 m^{-3}$) de três classes de solo nas Associações entre Solo e Vegetação (SVA) em função das Estações de Monitoramento da Umidade (EP)

Tipo de ajuste	Nº de amostras	Prob>F	R^2	Equação de ajuste
SVA1 – EP1	24	0,0001	0,55	$\theta_{SVA1} = 0,6691. \theta_{EP1} - 0,0700$
SVA2 – EP2	24	0,0001	0,59	$\theta_{SVA2} = 1,0830. \theta_{EP2} - 0,0407$
SVA3 – EP3	24	0,0001	0,73	$\theta_{SVA3} = 0,5150. \theta_{EP3} + 0,0449$

(R^2), coeficiente de determinação; EP (Estação de monitoramento); SVA (Associação ente solo e vegetação)

Ao realizar as coletas de campo na BEA observaram-se diferenças entre as classes de solo, o que indica a necessidade de equações de ajuste distintas para cada SVA. A SVA2 e SVA3 são áreas que apresentam características de encostas próximas aos divisores da bacia, e que atuam como sedimentos no processo erosivo naturalmente desenvolvido na BEA.

Constatou-se, pela análise conjunta do índice de concordância (d), do coeficiente de correlação (r) e do índice de confiança (c), que as equações de ajuste desenvolvidas para as SVAs em função da EPs mostraram-se confiabilidade de mediana a boa (TABELA 12).

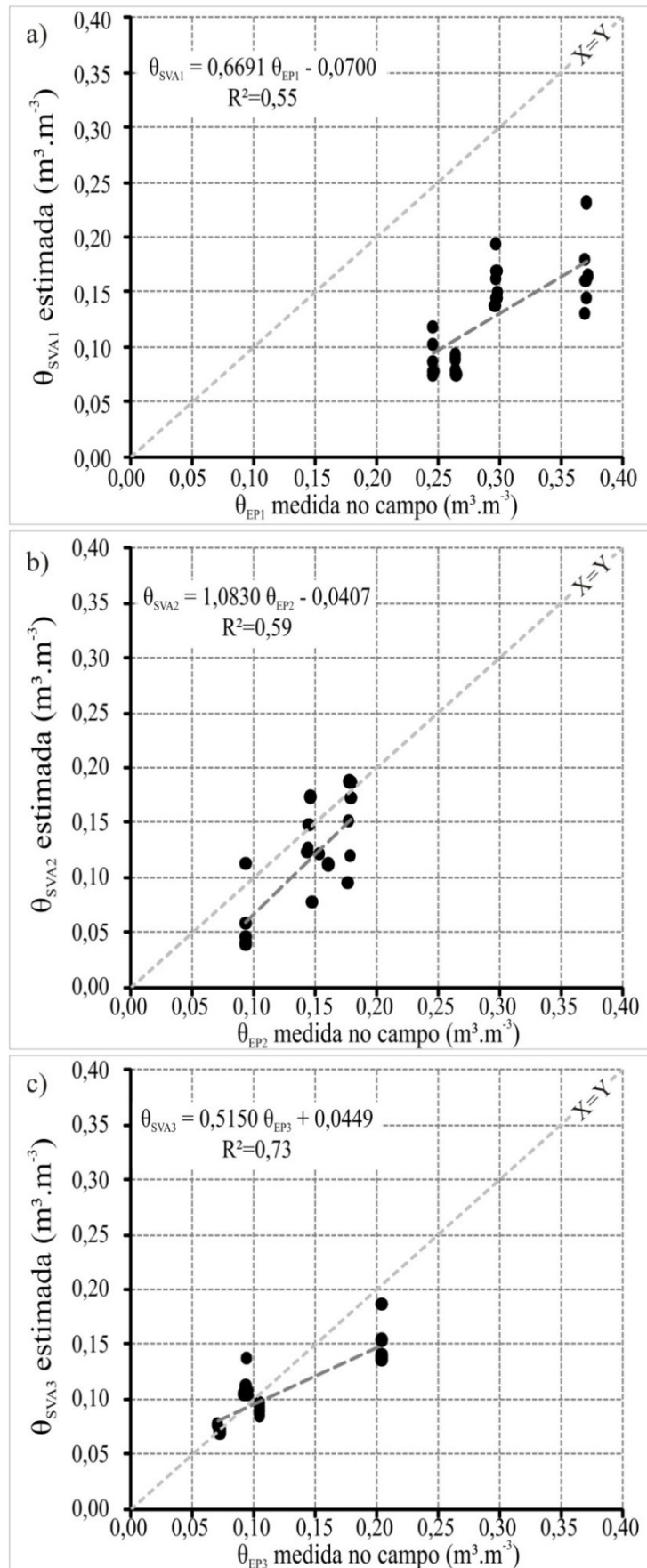
TABELA 12 – Equações de ajuste, coeficiente de correlação de Pearson (r), índice de concordância (d) e índice de confiança dos modelos (c) específicos para cada SVA e respectiva EP da BEA

Equação de Ajuste	d	r (escala de correlação Pearson)	c (índice de confiança de desempenho)
SVA1 - EP1	0,84	0,74 (Moderado)	0,62 (Mediano)
SVA2 - EP2	0,86	0,77 (Moderado)	0,66 (Bom)
SVA3 - EP3	0,92	0,85 (Moderado)	0,78 (Muito Bom)

De acordo com os critérios de análise de Camargo e Sentelhas (1997), as equações foram classificadas como desempenho mediano (SVA1), e desempenho bom e muito bom para as SVA2 e SVA3, respectivamente. Vale ressaltar que a SVA3 apresenta uma pequena camada de solo com predominância de afloramentos de rocha.

Assim, os dados de umidade do solo para as SVAs foram obtidos a partir das equações que constam na TABELA 11. Pode-se observar na Figura 22 a distribuição dos dados na confecção da curva de ajuste da umidade das SVAs em função das EPs. Cichota et al. (2003) acreditam o valor de determinado atributo numa posição poderia ser predito, em parte, pelo valor do mesmo atributo numa posição próxima. Vogel (2006) utilizou curvas de ajuste linear para predição de parâmetros. Estas curvas de ajuste são ferramentas que possibilitam a distribuição espacial da umidade. Entretanto, para obtenção da distribuição espaço-temporal da disponibilidade hídrica na zona de raízes na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) deve-se ainda considerar a sazonalidade da profundidade do sistema radicular e as faixas limítrofes correspondentes ao armazenamento da água no solo que serão abordados no próximo item. Vale ressaltar que a partir deste ponto a disponibilidade hídrica será abordada em termos de lâmina de água na profundidade efetiva das raízes.

FIGURA 22 - Curvas de ajuste da umidade do solo nos SVAs em função das EPs na BEA



Pode-se observar a heterogeneidade do solo na SVA1 na Figura 22a. A classe de solo que contempla a SVA1 localiza-se na parte próxima ao exutório da BEA. Esta se caracteriza como uma área de deposição de sedimentos ao longo do tempo e por receber camadas difusas e variáveis de material erodido. Isso contribui para a alta variabilidade entre os dados medidos na SVA1 e os dados monitorados na EP1. Segundo Tucci (2005), a umidade do solo depleciona muito mais quando existe floresta, devido à capacidade da mesma em retirar umidade do solo em profundidades maiores e pela transpiração das plantas.

Mesmo assim, é possível perceber uma similaridade no comportamento da curva identidade ($x=y$) e a curva de ajuste da umidade do solo na SVA1 em função da EP1. O coeficiente angular desta curva corresponde a aproximadamente 66% da inclinação do melhor ajuste e o coeficiente de determinação (R^2) igual a 0,55. Com as observações de campo é possível compreender como se dá a variabilidade da umidade do solo mesmo em uma mesma classe de solo. Segundo Bacchi e Reichardt (1992); Cajazeira e Assis Junior (2011), essa variabilidade espacial da umidade do solo é decorrente da ação diferenciada dos processos de gênese, formação e de manejo. Além destes, Medeiros e Clarke (2007) apontam a topografia, as propriedades do solo, o tipo e a densidade da vegetação, a profundidade do lençol freático, a precipitação, a radiação solar e outros fatores meteorológicos como fatores que influem na variabilidade do conteúdo de água no solo. Santos et al. (2010) salientam a dificuldade em identificar a importância relativa destes fatores devido à suas mútuas e múltiplas influências na umidade do solo. Consequentemente, a relação entre umidade do solo e os fatores anteriormente mencionados necessitam, segundo estes autores, deve ser estudada em vários locais e em diferentes escalas.

Ainda segundo Santos et al. (2010), em experimento realizado em condições semiáridas, a umidade do solo observada durante o período experimental apresentou elevada variabilidade no tempo, estando relacionada aos diferentes tipos de cobertura e propriedades do solo. Além disso, a umidade do solo foi mais dependente da intensidade de precipitação do que do total precipitado, bem como da umidade antecedente. Ainda segundo estes autores, a condição de superfície influenciou expressivamente a variação do teor de umidade do solo tanto no período seco como no chuvoso na região.

O coeficiente de variação dá idéia da magnitude de variabilidade dos dados. Assim, pode-se observar esta variabilidade na confecção das curvas de ajuste da umidade do solo nas SVAs em função das EPs (TABELA 13).

TABELA 13 – Umidade média ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) e coeficiente de variação (%) das seis amostras de umidade do solo nas quatro campanhas realizadas na BEA

Campanha	SVA1		EP1		SVA2		EP2		SVA3		EP3	
	$\bar{\theta}$ $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	CV %	$\bar{\theta}$ $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	CV %	$\bar{\theta}$ $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	CV %	$\bar{\theta}$ $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	CV %	$\bar{\theta}$ $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	CV %	$\bar{\theta}$ $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	CV %
1	0,10	20,6	0,25	0,1	0,06	48,7	0,09	0,0	0,07	4,4	0,07	1,6
2	0,08	8,8	0,26	0,1	0,12	4,6	0,16	2,7	0,11	11,4	0,09	1,5
3	0,16	12,8	0,30	0,2	0,15	24,9	0,18	0,6	0,09	4,0	0,11	0,0
4	0,17	20,9	0,37	0,3	0,13	24,3	0,15	1,0	0,15	13,1	0,20	0,0

$\bar{\theta}$ =média da amostra ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$); CV=coeficiente de variação (%)

Nesta pesquisa, a variabilidade dos dados foi classificada de acordo com os critérios propostos por Warrick e Nielsen (1980), que consideram os valores do coeficiente de variação da seguinte forma: 0 a 12% (baixa); 12 a 60% (média); e acima de 60% (alta). Com isso, pode-se melhor compreender as equações de ajuste geradas conforme a Figura 22. O coeficiente de variação das EPs é sempre menor que 3% indicando baixa variabilidade enquanto que na SVA1 e SVA2 apresentam predominância de média variabilidade em três das quatro campanhas realizadas. Já na SVA3 apenas uma campanha apresentou média variabilidade e as outras três apresentaram baixa variabilidade o que reflete outro indicativo de bom ajuste dos dados. Os resultados supracitados estão de acordo com Sousa et al. (1999) ao avaliarem o coeficiente de variação de atributos físico-hídricos no Semiárido paraibano. Para Mello et al. (2002) as equações de ajuste permitem agilizar o conhecimento da disponibilidade hídrica no solo, o que é importante no estudo da dinâmica e manejo da água no solo.

4.1.3. Parâmetros físico-hídricos do solo na BEA

Os resultados de laboratório da umidade nas faixas limítrofes de retenção da água no solo estão apresentados na TABELA 14.

TABELA 14 – Umidade média ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) e lâmina de água (mm) na zona das raízes das faixas limítrofes de retenção da água no solo na BEA

Parâmetro: umidade	SVA1		SVA2		SVA3	
	($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	(mm)	($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	(mm)	($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	(mm)
umidade de saturação	0,437	319	0,529	333	0,414	149
capacidade de campo (FC)	0,276	201	0,220	138	0,117	42
ponto de murcha permanente (WP)	0,110	80	0,120	75	0,050	18
umidade residual (RM)	0,020	15	0,016	10	0,009	3

FC: umidade na capacidade de campo; WP: umidade no ponto de murcha permanente; RM: umidade residual

Pode-se observar através dos parâmetros físico hídricos na TABELA 14a resposta do solo às condições de umidade submetidas às tensões de laboratório. A capacidade de água disponível no SVA1 é o dobro do SVA2 e mais de cinco vezes maior que o SVA3, o que é coerente com a posição da associação SVA1 na BEA, com proximidade do exutório e localizada nas partes de menor declividade e altitude. A SVA2 e a SVA3 apresentam menor capacidade de retenção, o que também pode ser relacionado com sua localização na BEA. Ambas são divisores topográficos e funcionam como produtoras de escoamento superficial dada essa baixa capacidade de armazenamento de água no solo.

4.1.4. Disponibilidade hídrica na zona de raízes na BEA

Para uma análise espacial distribuída da disponibilidade hídrica no solo na zona de raízes foi necessária o ajuste dos dados de umidade do solo para cada SVA (Figura 23). Esses foram determinantes nesta abordagem de conteúdo de água no solo ressaltando a reconhecida heterogeneidade do solo em todas as suas nuances.

A distribuição temporal da umidade do solo na zona das raízes para as três áreas de monitoramento está apresentada na Figura 23. Nesta figura, pode-se ainda observar as respectivas faixas limítrofes de retenção da água no solo e a sazonalidade das estações chuvosa (primeiro semestre) e seca (segundo semestre), assim como a dinâmica de aporte e depleção da água no solo ao longo dos oito anos de monitoramento.

permanente, ou seja, abaixo da tensão de -1,5 MPa permitindo apenas que as espécies adaptadas ao estresse hídrico sobrevivam neste período.

Segundo Pan et al. (2008), o conteúdo de água do solo limita o número e o tamanho das espécies de plantas perenes em áreas áridas e semiáridas. Para Porporatto et al. (2002), nestas regiões, a dinâmica da vegetação depende fortemente da disponibilidade de água no solo, a qual resulta de um complexo número de interações mútuas de processos hidrológicos.

Na Figura 23a pode-se observar que no segundo semestre de 2006, 2009 e 2010 houve eventos que aumentaram a lâmina de água nestes períodos. Entretanto, trata-se de eventos dispersos seguidos de depleção acentuada e que não alteram o regime hídrico deste período assim como na Figura 23b relativa a SVA2. Além disso, observa-se que a SVA2 apresenta maior variabilidade de umidade do solo. Com subidas e descidas abruptas do conteúdo de água no solo. Isso, provavelmente, se dá pelas condições de solo e topografia do local.

Segundo Tucci (2005), solos com pequena profundidade influenciam menos no conteúdo da água do solo devido a sua pequena capacidade de armazenamento. A declividade maior produz maior drenagem da água, fazendo com que a umidade do solo seja pouco utilizada na regulação dos volumes de evapotranspiração da vegetação. Quando a profundidade do solo é pequena e a declividade grande, a tendência é de que, a influência do tipo de vegetação na infiltração da água no solo seja menor. Isso pode ser observado na Figura 23c no SVA3 em o Neossolo Litólico apresenta pequena profundidade e os picos de lâmina de água são menos proeminentes que os SVA1 e SVA2 não ultrapassando 100 mm ao longo dos anos monitorados. Entretanto, esta lâmina é alcançada pelo menos uma vez por ano na SVA3.

A distribuição da disponibilidade da água no solo na zona das raízes, segundo Pan et al. (2008), afeta uma vasta variedade de interações no sistema terrestre em escalas temporais e espaciais. A umidade superficial do solo exerce o maior controle na partição da radiação em latente e sensível, e precipitação em escoamento e infiltração. Por isso, sua determinação pode auxiliar diversas pesquisas no âmbito da hidrologia e manejo de bacias hidrográficas em regiões semiáridas.

Vale ressaltar que a umidade do solo da condição sob cobertura natural na Bacia Representativa do Alto Ipanema, no Semiárido do Nordeste brasileiro, aumenta até o segundo dia após a precipitação e a partir daí começa a decair. O aumento da média de umidade nos

primeiros dias pode ser devido à interceptação vegetal que, após reter parte da precipitação, começa a liberar água para o solo. Por outro lado, o fato da umidade do solo, sob esta condição, decair após o terceiro dia (se igualando à média do solo descoberto) pode ser devido à evapotranspiração ser mais acentuada na primeira condição (SANTOS et al., 2010). Pan et al. (2008), estudando a variabilidade espacial do conteúdo de umidade da superfície do solo em uma região árida da China, verificaram que a vegetação influenciou na variabilidade da umidade do solo. A curva de depleção da água no solo no segundo semestre despertou uma análise localizada deste comportamento que será abordado a seguir.

4.1.5. Secamento e depleção da umidade do solo em bacias semiáridas

Como resultado surpreendente desta pesquisa está o secamento do solo no segundo semestre. Este foi analisado separadamente a partir do seguinte critério: selecionar os cinco maiores eventos de cada SVA com escassez contínua de chuva.

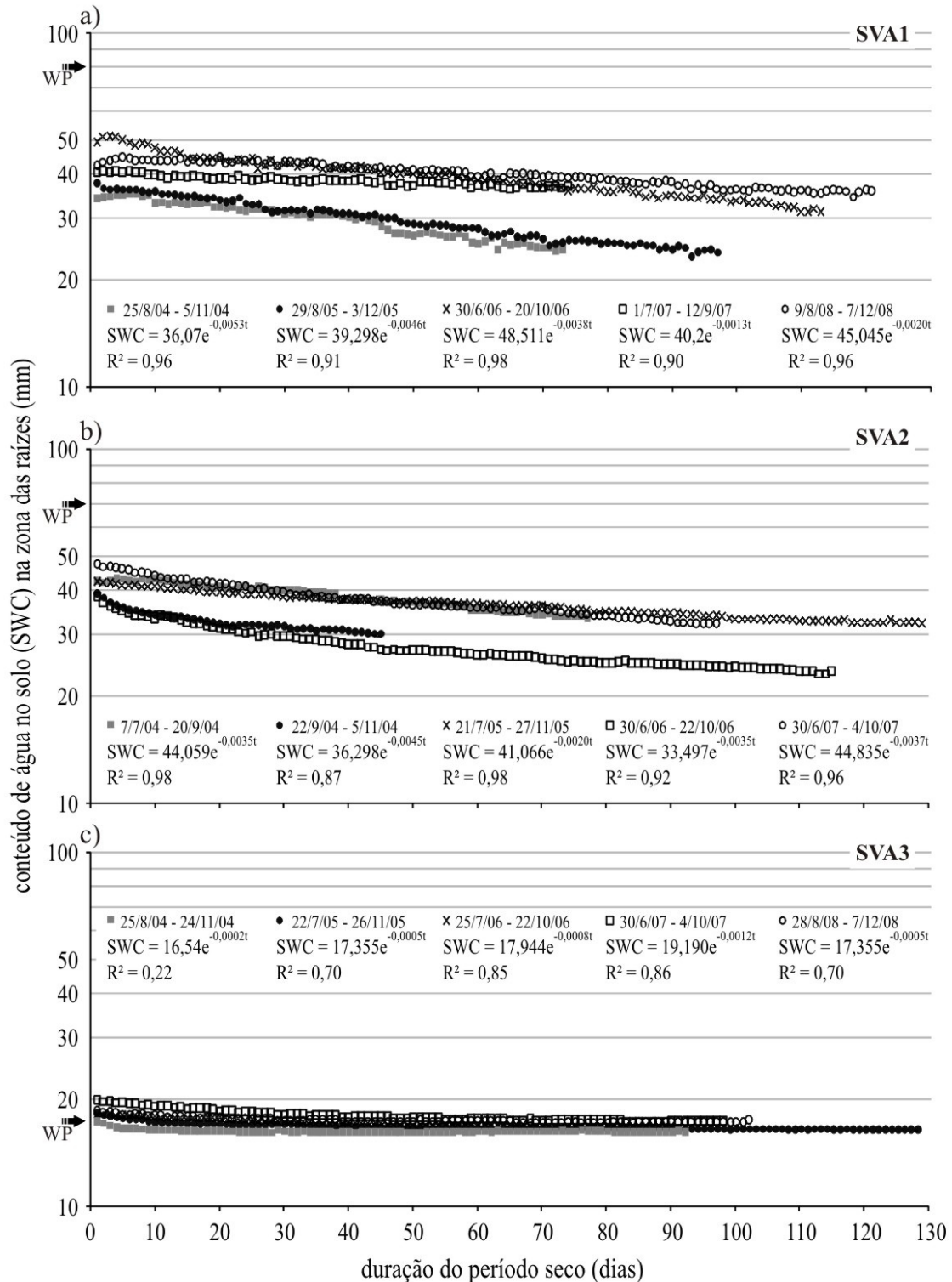
A partir deste critério foram selecionados os eventos que constam na Figura 24. Nesta figura, também é possível observar o comportamento exponencial do conteúdo da água no solo (SWC) na zona das raízes em função do período de secamento desta zona em dias.

Na SVA1 os cinco principais eventos de secamento nos oito anos de monitoramento abordado nesta pesquisa ocorreram em: 25/8 a 5/11/2004 (73 dias); 29/8 a 3/12/2005 (97 dias); 30/6 a 20/10/2006 (113 dias); 1/7 a 12/9/2007 (74 dias); e 9/8 a 7/12/2008 (121 dias). Nestes eventos, o coeficiente de determinação foi maior que 0,9 indicando que o secamento do solo na zona das raízes na SVA1 ocorre mesmo às umidades abaixo do ponto de murcha permanente (WP) seguindo o modelo exponencial. (FIGURA 24a). Pode-se observar ainda uma tendência gradativa de manutenção do conteúdo de umidade do solo na zona das raízes ao longo dos anos desta pesquisa. Assim, pelo menos, duas novas hipóteses são propostas, a saber: 1) a SVA1 apresenta uma diminuição gradativa do secamento ao longo dos anos; 2) a manutenção do conteúdo de umidade do solo, é uma resposta adaptativa da vegetação como forma de manter o estoque de água por mais tempo. Estas duas hipóteses, apesar de muito interessantes, não fazem parte do objeto de estudo deste trabalho e por isso não foram testadas nesta pesquisa.

Na SVA2 os eventos escolhidos para representar o secamento do solo são os seguintes: 7/7 a 20/9/2004 (77 dias); 22/9 a 5/11/2004 (45 dias); 2/7 a 27/11/ 2005 (130 dias); 30/6 a 22/10/2006 (115 dias); 30/6 a 4/10/2007 (97 dias) (FIGURA 24b). Nesta associação de

solo e vegetação verificou-se o maior e o menor período sem chuvas da série histórica estudada e escolhida para análise.

FIGURA 24 - Distribuição temporal, nos cinco principais (mais longos) períodos de estio, do conteúdo de água no solo na zona das raízes para as três associações estudadas na BEA: a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3



Pode-se observar ainda que em 2004, ano com uma das maiores pluviosidades da história, dois períodos de secamento foram selecionados nesta análise indicando que as chuvas concentraram-se no primeiro semestre, o que é comum para a região. Ainda na SVA2, região localizada nas cabeceiras da BEA com forte propensão a perdas de solo, não apresenta o mesmo comportamento que o SVA1 no que diz respeito à tendência de estabilidade de umidade do solo nos períodos secos ao longo do tempo. Isso reforça as observações de campo em que se percebe a predominância de áreas produtora de sedimentos nesta SVA (COSTA, 2007; ARAÚJO e PIEDRA, 2009; MEDEIROS, et al., 2010; LIMA NETO et al., 2011). Assim como na SVA1 os elevados coeficientes de determinação para a extração da água no solo e o tempo de secamento do solo através de um modelo exponencial reforça a hipótese de retirada de água mesmo abaixo do ponto de murcha permanente.

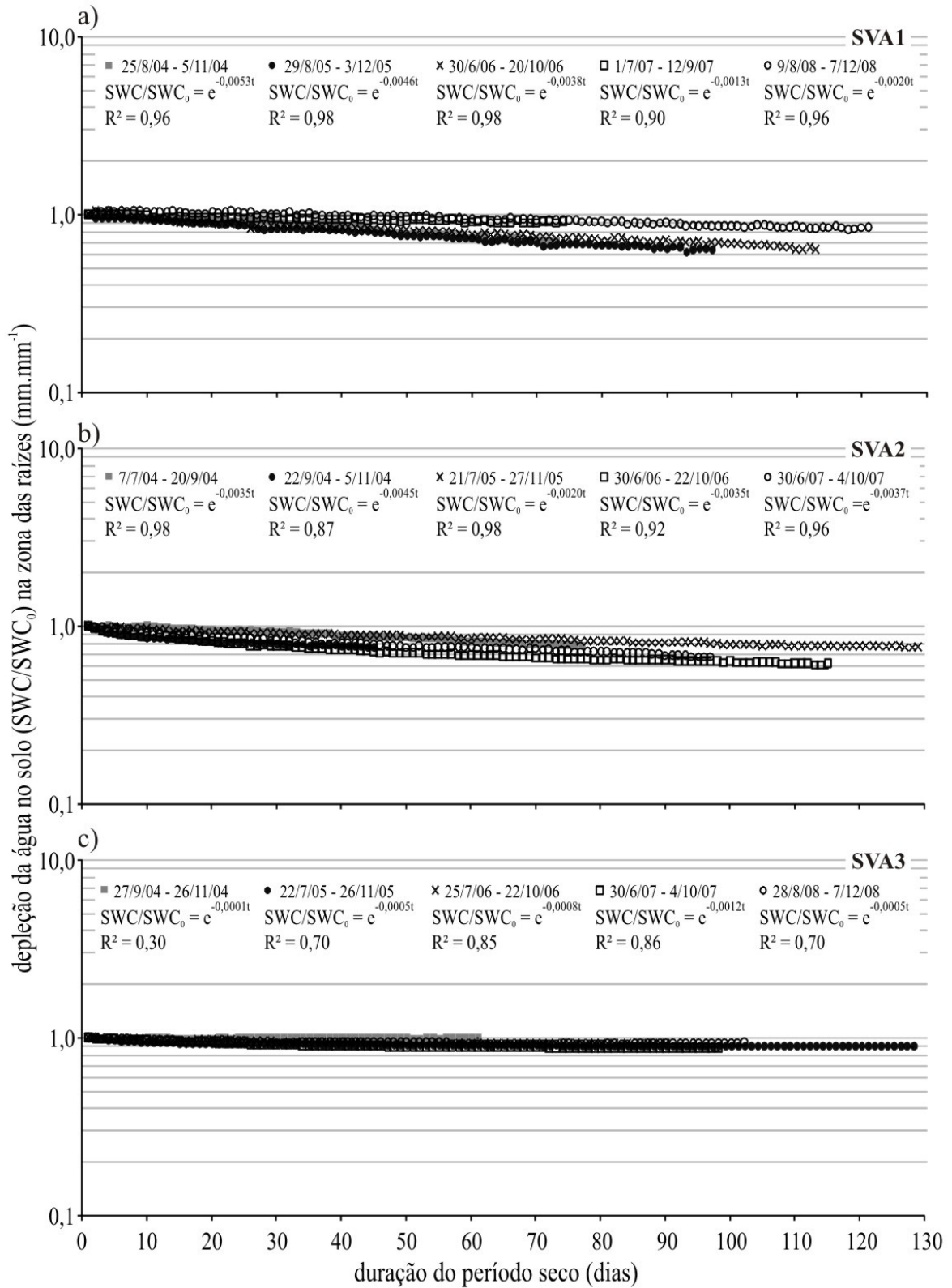
O solo raso, característico no Neossolo Litótico presente na SVA3, limita o armazenamento de água no solo. Entretanto, a extração de água no solo às tensões abaixo do ponto de murcha permanente também é observado, mesmo a taxas menores. Provavelmente pela baixa disponibilidade hídrica no solo, bem com as características adaptativas da vegetação de Caatinga que, para esta pesquisa, não foram analisadas. Os valores do coeficiente de determinação na SVA3 foram menores que nas outras duas SVAs. Além disso, apresentou entre 25/8 a 24/11/2004 (92 dias) um valor igual a 0,22 (FIGURA 24c). Nesta análise, observa-se que neste período o secamento do solo praticamente não ocorreu mantendo o conteúdo de água no solo em 16,4 mm constantes. Aparentemente na SVA3 não há um secamento do solo após o ponto de murcha permanente. Esse pequeno decaimento da umidade pode ser considerado dentro da faixa aceitável de erro de medições de laboratório para esta finalidade. Portanto, pode-se considerar que não há secamento do solo após o ponto de murcha permanente. Mas, o que poderia ser responsável por haver secamento no solo nas outras duas SVAs e nesta não ocorrer? Abre-se uma área de pesquisa muito interessante no que diz respeito a capacidade das plantas da Caatinga absorverem água retidas às altas tensões abaixo do ponto de murcha permanente.

A análise da depleção do conteúdo de água no solo (SWC) em relação ao conteúdo inicial (SWC₀) (Figura 25) permitiu a determinação dos parâmetros do modelo exponencial conforme ajuste à equação 15.

$$\frac{SWC}{SWC_0} = e^{-kt} \quad (15)$$

Em que: k é a constante de decaimento do conteúdo de água no solo e t é o tempo de secamento.

FIGURA 25 - Depleção de água no solo na zona das raízes nos cinco principais eventos sem chuva para cada uma das três associações estudadas na BEA: a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3



Dois grupos de depleção do conteúdo de água no solo são observados na Figura 25. Um grupo correspondente às SVA1 (Figura 25a) e SVA2 (Figura 25b) que apresentam diminuição da umidade mesmo abaixo do ponto de murcha permanente, e outro grupo caracterizado pela SVA3 (Figura 25c) que apresenta baixíssima diminuição do conteúdo de água no solo.

Aos 45 dias de secamento do solo, tanto a SVA1 como a SVA2 apresentaram uma mesma taxa de depleção. Neste período houve um decréscimo de até 20% na SVA1 e de até 30% na SVA2 no conteúdo de água no solo. Na SVA3 o decréscimo foi de, no máximo, 10% no mesmo período. Entretanto, ao considerar os períodos dos eventos selecionados, pode-se perceber que a taxa de depleção da água no solo chegou aos 40% tanto na SVA1 como na SVA2. Já na SVA3 esta taxa chegou a, no máximo, 15%. Isso indica uma baixa depleção da água no solo em relação as SVA1 e SVA2, provavelmente pela baixa atividade das raízes na extração da água no solo.

A diferenciação entre estes dois grupos se dá pela observação dessa depleção em uma faixa que geralmente não há movimento da água do solo. Esta depleção pode ocorrer por três fatores, a saber: drenagem do solo não saturado; evaporação da água no solo; e pela evapotranspiração.

O processo que rege a drenagem do solo não saturado está representado através da lei da Darcy que necessita de uma coluna de água maior que as forças que retêm as partículas de água no solo promovendo o deslocamento da água. Os relatos de movimento da água do solo pela drenagem do solo não saturado abaixo do ponto de murcha permanente não foram encontrados. Assim, assume-se que este processo não é responsável pelo movimento de água no solo. Portanto, restam dois processos principais: a evaporação da água no solo e a evapotranspiração.

A distribuição temporal da disponibilidade hídrica em um solo arenoso na região Semiárida da bacia do Rio Duero localizada na Espanha avaliada através de chuva controlada apresentou um comportamento de manutenção do conteúdo de umidade do solo sempre acima do ponto de murcha permanente e em alguns períodos acima da capacidade de campo (CEBALLOS et al., 2002), o que é compreensível dada à limitação das maiorias das espécies vegetais em retirar água na tensão abaixo do ponto de murcha permanente. Entretanto, Larcher (2004) considera que algumas espécies conseguem extrair a água mesmo nestas tensões em função das forças que retêm as partículas de água no solo. Os resultados desta pesquisa indicam que, no Semiárido brasileiro, com condições de precipitação semelhantes à

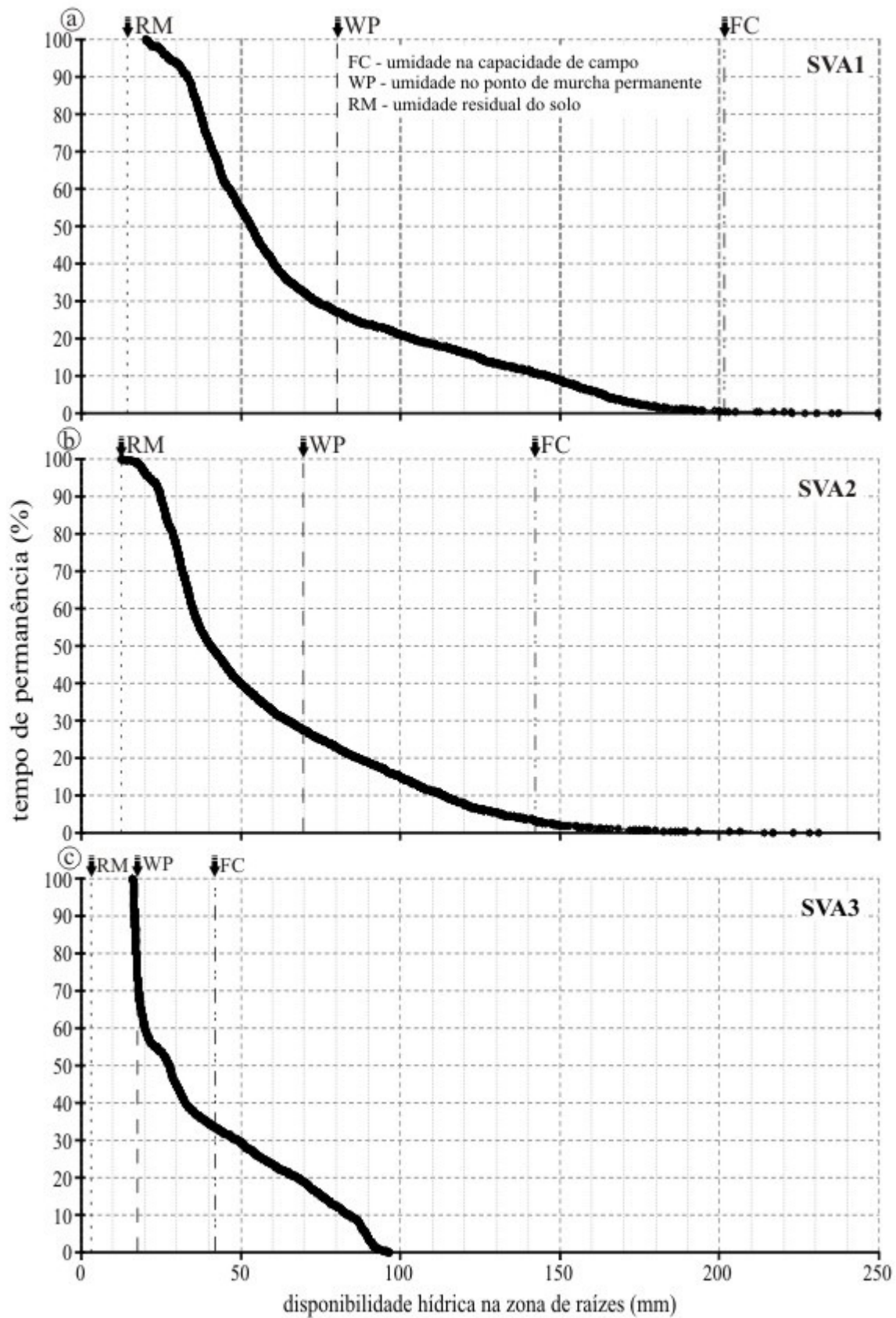
da Espanha, mas com o diferencial da presença da vegetação de Caatinga, exclusivamente brasileira e com notável poder de adaptação, o comportamento do conteúdo de água no solo no período de oito anos da pesquisa apresentou depleção da umidade do solo mesmo em condições abaixo do ponto de murcha permanente. Isso sugere que a vegetação seja o processo causador desse fenômeno. Por sua importância, essa hipótese deve ser investigada em futuras pesquisas.

4.1.6. Curva de permanência da disponibilidade hídrica na zona de raízes na BEA

A umidade nas camadas mais superficiais do solo influencia consideravelmente os processos hidrológicos de escoamento superficial, evaporação e evapotranspiração, e ainda apresenta-se disponível para as plantas e, portanto, deve ser considerado na disponibilidade hídrica da bacia hidrográfica com um todo.

Neste contexto, este trabalho apresenta um traçado da curva de permanência para a disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes (Figura 26). Isto é importante para melhor entender a hidrologia e a dinâmica da vegetação de Caatinga presente nas regiões semiáridas, e utilizá-las através de um manejo racional e sustentável.

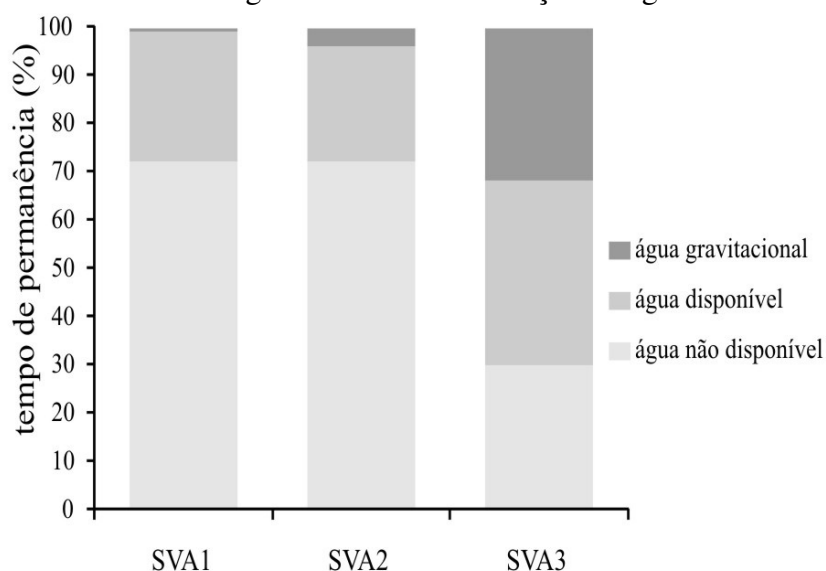
FIGURA 26 - Curvas de permanência da disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes para as três associações estudadas na BEA: a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3



Observa-se na Figura 26 as curvas de permanência para as três SVAs com semelhança bastante acentuada na SVA1 e SVA2 e comportamento da curva bem distinto na SVA3. Isso ocorre devido a diferença entre a profundidade do solo explorado pelas raízes da vegetação tipo Caatinga. Esta vegetação retira a umidade para sua sobrevivência das camadas mais superficiais do solo e adaptou-se ao longo dos anos a sobreviver mesmo a baixíssimas tensões de água no solo e baixa umidade do solo. Na Amazônia, Hodnett et al. (1995), mostraram que a variação sazonal da umidade do solo em profundidade superiores a 2,0 m é mais acentuada na floresta porque as árvores retiram umidade a profundidades superiores a 3,6 m.

Devido ao carácter aleatório da precipitação, uma abordagem estocástica tem sido usada para investigar o balanço hídrico do solo. E uma caracterização probabilística da dinâmica da umidade do solo tem sido obtida em termos probabilísticos do teor de água no solo (LAIO et al., 2001; PORPORATTO et al., 2001; RODRIGUEZ-ITURBE et al., 2001). Assim, os dados de monitoramento da umidade do solo na BEA permitem inferir sobre o tempo de disponibilidade de água no solo na zona das raízes. O resumo probabilístico da curva de permanência para esta abordagem é mostrado na Figura 27.

FIGURA 27 - Permanência da água nas faixas de retenção da água no solo na zona das raízes



Nesta figura, observa-se que apenas 27%; 24% e 38% do ano o solo na zona das raízes apresenta água disponível nas SVA1; SVA2 e SVA3, respectivamente. O que é absolutamente coerente com realidade das regiões semiáridas onde a precipitação é concentrada em alguns meses do ano.

A água gravitacional ocorre em apenas 1% na SVA1 e 3 % na SVA2 e em 32% do tempo na SVA3 caracterizando esta associação como a maior produtora de escoamento

superficial. Isso corrobora a afirmação de Costa (2007) ao identificar esta região como grande produtora de escoamento superficial devido aos solos rasos e topografia formada por encostas íngremes.

Em relação a água não disponível nas SVA1, SVA2 e SVA3 correspondem a 72% nas SVA1 e SVA2, respectivamente e 30% na SVA3. Pode-se justificar o menor percentual na SVA3 em função da pequena profundidade do sistema radicular e do solo confirmando que a camada superficial do solo é a mais explorada pelas raízes e de maior contribuição na disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes.

As características regionais, tais como uso da terra, declividade do terreno, propriedades do solo, precipitação e radiação solar influem nesta variação da umidade do solo, que é variável relevante na formação do escoamento superficial (CHOW, 1964; QIU et al., 2001; COSTA, 2007; MAMEDE, 2008).

A importância que cada um desses fatores no processo como um todo depende da localização e da escala do estudo. Estudos realizados em regiões semiáridas revelaram a sensibilidade da variação da umidade do solo com a topografia e o uso da terra. Dependendo dos fatores topográficos o uso da terra pode ser o fator que mais afeta a variação da umidade do solo (FU e CHEN, 2000), de acordo com pesquisas que enfocam a variação de umidade do solo para diferentes tipos de vegetação.

Medeiros et al. (2010) constataram em seu estudo que, em ambiente semiárido e no mesmo local desta pesquisa, o balanço de água no solo determina as condições de geração de escoamento: muito embora haja uma predominância de iniciação do escoamento superficial por processo Hortoniano, na escala de bacia hidrográfica o excesso de precipitação é percebido em eventos de grande magnitude ou após sequências de eventos chuvosos, quando a umidade do solo encontra-se elevada. Essa característica é decorrente da forma descontínua com que as camadas de solo são saturadas, permitindo que o escoamento gerado em posições elevadas seja reinfiltrado a jusante. Isto pode ser observado com o alto percentual de água gravitacional na SVA3, indicando escoamento superficial com pouca alteração no volume de água no reservatório da BEA. Uma falha geológica identificada a jusante do SVA3 pode promover uma grande taxa de reinfiltração da água no solo impedindo que a mesma não seja armazenada no reservatório superficial do Boqueirão.

A permanência mensal da disponibilidade de água no solo na zona das raízes para a SVA1, SVA2 e SVA3, respectivamente está apresentada na Figura 28, Figura 29 e Figura 30.

FIGURA 28 - Tempo de permanência mensal da água nas faixas limítrofes de umidade do solo na zona das raízes para a SVA1

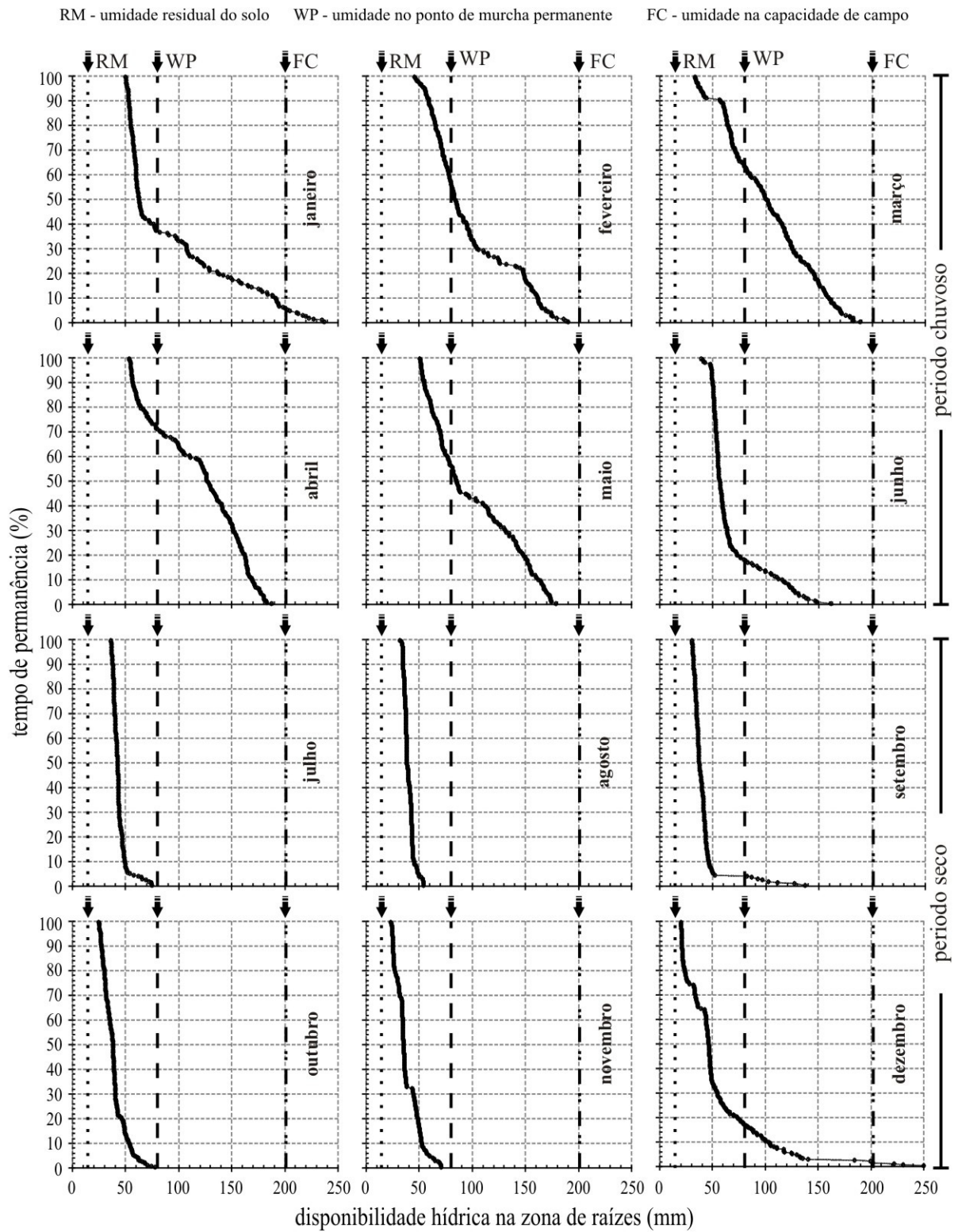


FIGURA 29 - Tempo de permanência mensal da água nas faixas limítrofes de umidade do solo na zona das raízes para a SVA2

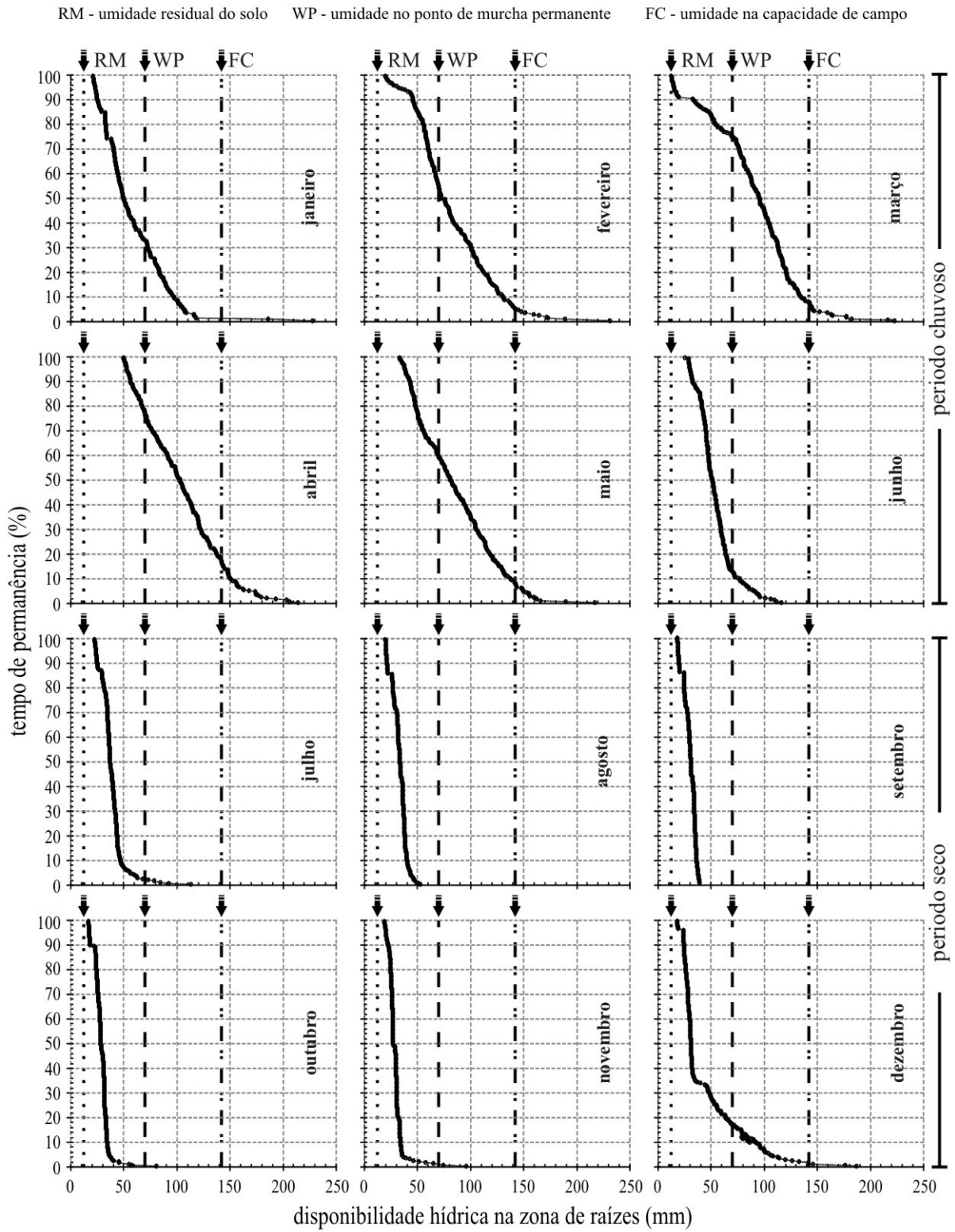
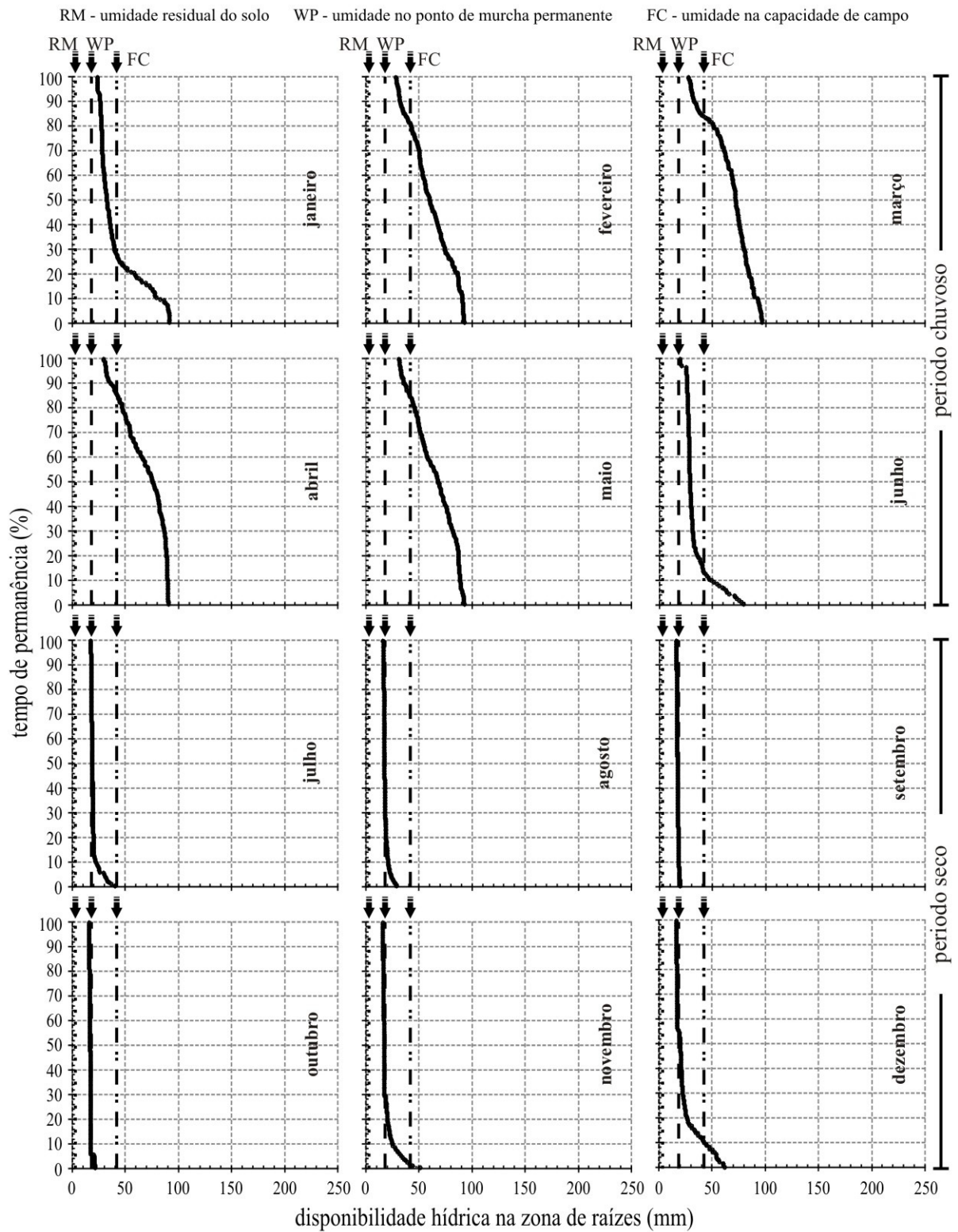


FIGURA 30 - Tempo de permanência mensal da água nas faixas limítrofes de umidade do solo na zona das raízes para a SVA3



Para a SVA1 (Figura 28) a água gravitacional está presente apenas nos meses de dezembro e janeiro. Isso se deve a forte influência dos eventos chuvosos ocorridos no final do ano de 2003 e início de 2004, o que é atípico para a BEA. Salvo estes eventos, a regra geral para a SVA1 durante todo o ano é um comportamento de armazenamento da água no solo na zona das raízes até a umidade correspondente à capacidade de campo. Durante os meses de julho a novembro, excetuando algumas exceções no mês de setembro a água encontra-se não disponível para as plantas. Os meses de março e abril são os meses que apresentam maior tempo de permanência da disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes, com 60 e 70 % do tempo dentro da faixa de água disponível.

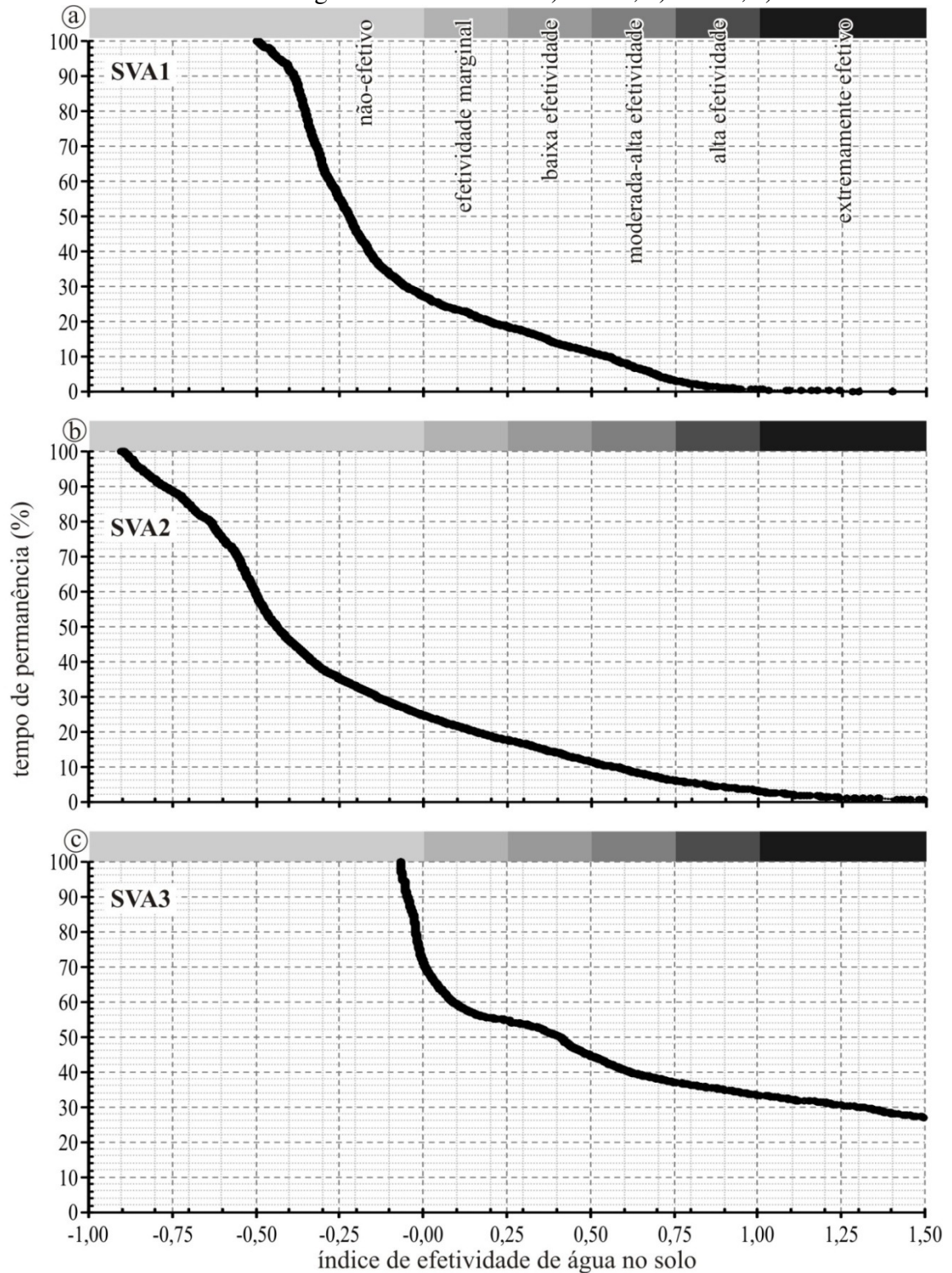
Na Figura 29 a influência das chuvas atípicas do início de 2004 confirma a excepcionalidade deste evento quando apresenta alguns dias com altos valores de umidade superando a capacidade de campo nos meses de dezembro e janeiro também na SVA2. Entretanto, ao contrário da SVA1, a região referente à associação SVA2 não ficou limitada a apenas estes dois meses: nos meses de fevereiro a maio também foram identificadas umidades que superaram a capacidade de campo (água gravitacional) nesses períodos. Mesmo entre os meses mais chuvosos do ano na região a garantia de água disponível para as plantas é de aproximadamente 50% para este período que compreende os meses de março, abril e maio. O mês de fevereiro, que precede esse período, apresenta aumento na garantia da água disponível em relação a janeiro passando de uma garantia de 20% no mês de janeiro para 35% no mês de fevereiro. Dezembro é o único mês do segundo semestre que apresenta disponibilidade hídrica. Entretanto a garantia de umidade para este mês é de apenas 12%. Nos demais meses deste semestre não houve disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes.

Na SVA3 pode-se perceber uma característica diferenciada das duas outras SVAs (Figura 30). Nesta ocorre alta garantia, cerca de 80%, de água gravitacional nos meses de fevereiro a maio caracterizando-se como potencial produtora de escoamento superficial o que condizente com observações de campo para este período além das características do solo e topografia do terreno. Além disso, o mês de junho apresenta uma garantia de disponibilidade hídrica de 80%. No período seco, como nas demais SVAs a permanência de água no solo é pequena. O mês de dezembro apresenta a maior permanência, cerca de 20%, da disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes do segundo semestre. Nos demais meses deste semestre a água apresenta-se como não disponível na quase totalidade do tempo.

4.1.7. Efetividade da água na zona de raízes na BEA

Observa-se na Figura 31 a curva de permanência da efetividade da água no solo na zona das raízes.

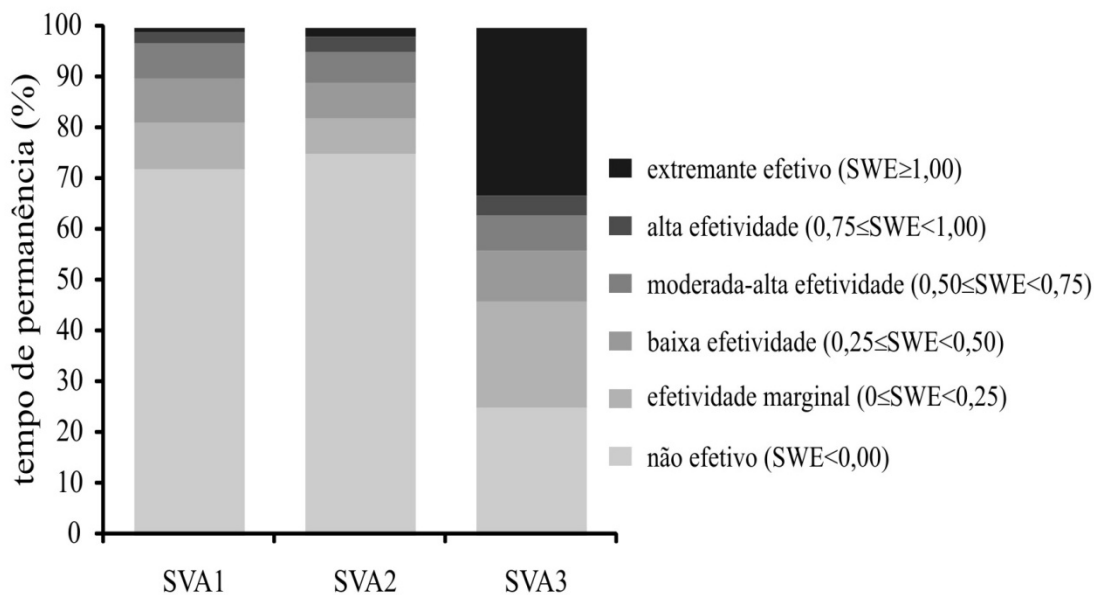
FIGURA 31 - Efetividade da água no solo na BEA: a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3



Esta abordagem também foi utilizada por Downer e Ogden (2004) ao utilizarem este índice como fator de ponderação na estimativa da evapotranspiração real em função do produto do índice de efetividade pela evapotranspiração potencial. Percebe-se na Figura 31 duas curvas de permanência com comportamentos distintos. As curvas da SVA1 e SVA2 apresentaram semelhança, enquanto que na SVA3 pode-se avaliar um contorno bem diferente devido, provavelmente, ao solo raso característico do Neossolo Litólico. Verifica-se que o decaimento da curva nas SVA1 e SVA2 é mais suavizado enquanto que na SVA3 ocorrem dois momentos distintos: No primeiro momento até atingir a índice de efetividade igual a zero o comportamento apresenta-se verticalizado, enquanto após este valor segue mais suavizado.

Na Figura 32 é apresentado o resumo da permanência do índice de efetividade da água no solo na zona das raízes em que é reforçada disparidade entre as curvas das SVA1 e SVA2 com a SVA3.

FIGURA 32 - Balanço da curva de permanência da efetividade da água no solo na zona das raízes da BEA (2003 a 2010)



Observa-se nesta figura, que durante o período de monitoramento 72% para a SVA1 e 75% do tempo o solo nesta faixa de estudo para a SVA2 apresentaram-se não efetivos. Para a SVA3, devido ao baixo valor da faixa limítrofe do ponto de murcha permanente, apenas 25% encontram-se não efetiva e 21% com efetividade marginal segundo este critério. Santos et al. (2011) em uma região semiárida na Paraíba estimaram que mais de 45% das umidades do solo se apresentaram não efetivos para as condições de solo sob cobertura natural, palma e solo descoberto. Na faixa extremamente efetiva pode-se observar ainda o comportamento das associações entre solo e vegetação. A SVA3 apresenta-se como

extremamente efetivo em 33% do tempo, enquanto que as SVA1 e SVA2 estão inseridos nesta faixa em apenas 1% do tempo. Entre a baixa efetividade e alta efetividade, demais faixas de enquadramento no índice de efetividade da água no solo, com 18% (SVA1); 16% (SVA2) e 21% (SVA3) indicando que estas associações na faixa mediana deste índice apresentaram-se semelhantes com diferenças mais abruptas nos extremos.

O comportamento físico-hídrico dos solos estudados mostrou uma disponibilidade de água deficiente, exigindo que a vegetação dominante mostre algum tipo de adaptação para suprir as necessidades hídricas durante todo o ano. Isto foi observado por Juhász et al. (2006) na vegetação de Savana Florestada (Cerradão) e Larcher (2004) na vegetação do tipo Caatinga. Esta última ainda foi relatada o acionamento de mecanismos de sobrevivência que permitem absorver a água no solo a tensões abaixo de um limite situado entre -3,0 MPa e -6,0 MPa.

4.1.8. Disponibilidade hídrica no compartimento solo e comparação com açude hipotético no exutório da BEA

A disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes na BEA (TABELA 15) depende da análise da área dos três SVAs que a compõem (TABELA 1), da profundidade efetiva do sistema radicular (TABELA 8) e da umidade do solo na zona das raízes na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente (TABELA 14).

TABELA 15 – Capacidade de água disponível (AWC) e disponibilidade hídrica anual (AWA) no solo na zona das raízes; e relação entre água no solo e água superficial na BEA

SVA	Área (km ²)	Permanência (%)	FC	WP	WP ¹ (mm)	AWC _{rz} ¹ AWA _{rz} ² AWA _{rz} ^{1,2}			
						(hm ³ .ano ⁻¹)			
SVA1	1,32	28	201	80	25	0,160	0,232	0,045	0,065
SVA2	6,84	28	138	76	24	0,431	0,782	0,121	0,219
SVA3	3,84	65	42	18	16	0,093	0,100	0,060	0,065
Compartimento solo na BEA						0,684	1,114	0,226	0,349
Reservatório superficial bem dimensionado ³						0,236			
Água no solo/ água no reservatório (adimensional) ⁴						2,89	4,72	0,96	1,48

SVA: Associação entre solo e vegetação; FC: umidade na capacidade de campo; WP: umidade no ponto de murcha permanente; AWC_{rz}: Capacidade de água disponível na zona das raízes; AWA_{rz}: água disponível anual no solo; 1: conceito de ponto de murcha permanente da Caatinga com umidade abaixo da tensão tradicional (-1,5 MPa); 2: tempo de permanência considerado na estimativa da água disponível no solo; 3: disponibilidade hídrica superficial, considerando-se que a BEA tenha somente um açude no seu exutório, com dimensionado otimizado (ARAÚJO E PIEDRA, 2009); 4: relação entre a disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes e a do reservatório superficial bem dimensionado.

Como elemento de comparação, Araújo e Piedra (2009) dimensionaram para esta bacia, a BEA, um reservatório superficial ótimo e único com a capacidade de disponibilizar, com 90% de garantia anual, $0,236 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$. Com isso, pode-se observar na TABELA 15 que a capacidade anual de água disponível no solo na zona das raízes na BEA a partir do método tradicional de medição da umidade no ponto de murcha permanente corresponde a $0,684 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$. Isso equivale a, aproximadamente, três reservatórios com este dimensionamento.

O argissolo vermelho amarelo que compõe o SVA1 apresenta o maior potencial de retenção de água. Entretanto, considerando todas as SVAs que compõem a BEA, a SVA2 apresenta maior disponibilidade hídrica neste compartimento. E a SVA3 apresenta menor disponibilidade hídrica, principalmente, pelo solo raso predominante na mesma.

Apesar, de não ter sido medido diretamente na planta, foi observado nesta pesquisa que a vegetação de Caatinga extrai água do solo em condições de umidade abaixo do ponto de murcha permanente (Figura 25). Assim, supõe-se que o ponto de murcha para a vegetação de Caatinga é atingido quando a variação da umidade do solo é mínima, tornando a curva de depleção da água no solo assintótica em relação ao período de monitoramento. A partir desta constatação, foi simulada uma capacidade anual de água disponível para as plantas com retirada de umidade abaixo do ponto de murcha permanente. Com a diminuição do limite inferior deste compartimento, observou-se um aumento na capacidade para a BEA de $1,114 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$ o equivalente a quase cinco reservatórios

Entretanto, a capacidade anual de água disponível não representa adequadamente a disponibilidade hídrica anual do solo na zona das raízes porque, como observado também nesta pesquisa, o tempo de permanência indica o período que a água encontra-se na faixa de disponibilidade hídrica para as plantas. Ao incorporar o conceito de tempo de permanência ao ponto de murcha permanente tradicional observou-se uma disponibilidade hídrica anual para as plantas na BEA, de $0,226 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$ e $0,349 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$ para a ponto de murcha permanente para a Caatinga com depleção mínima. Isto corresponde a um e 1,5 reservatórios superficiais, respectivamente.

Dependendo da abordagem dada à disponibilidade hídrica no solo, a relação entre a água no solo e nos reservatórios pode variar o equivalente a um até quase cinco reservatórios superficiais conforme dimensionamento de Araújo e Piedra (2009). Além disso, percebe-se na TABELA 15 que em aproximadamente três meses a vegetação nativa de Caatinga utiliza em torno de meio reservatório em suas atividades vitais.

4.2. Modelagem da disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes

4.2.1. Conteúdo de água do solo através do modelo WASA-SED

Os resultados da modelagem do conteúdo de água do solo na zona das raízes através do modelo WASA-SED apresentaram pequenas variações conforme as parametrizações propostas neste trabalho (Figura 33). Na Figura 33a observa-se a resposta da disponibilidade hídrica na zona das raízes na SVA1 através da parametrização inicial proposta por Medeiros (2009) que apresentou bons resultados de estimativa de vazão afluyente e sedimentos para a BEA e para a Bacia Representativa do Benguê (MEDEIROS et al., 2011). Na Figura 33b percebe-se uma semelhança dos resultados na parametrização com refinamento dos parâmetros de vegetação com a parametrização inicial (P00) de Medeiros (2009) indicando que a planta como um todo é bem representada no modelo WASA-SED. Esta afirmativa pode ser justificada pela medição no campo da profundidade do sistema radicular e altura da vegetação. As maiores variações nos resultados foram observadas após refinamento dos parâmetros de solo (Figura 33c). Estes por sua vez, segundo Güntner (2004) apresentam alta sensibilidade no modelo WASA-SED, além da alta variabilidade reconhecida deste parâmetro. Assim, esta variação não caracteriza necessariamente um erro do modelo. Esta variação pode estar relacionada com a discretização espacial da BEA. Assim como a variação observada na Figura 33d que sofreu refinamento nos parâmetros de solo e vegetação simultaneamente.

O NSE aplicado na avaliação do modelo WASA-SED nas três SVAs da BEA variou entre 0,22 para P00 e Pveg, e -0,08 para as parametrizações Psolo e Psoveg na SVA1. O baixo desempenho do modelo foi influenciado pelos valores extremos da série de dados. Entretanto, na faixa média, o modelo apresenta boa representação.

A resposta do modelo WASA-SED na SVA2 Figura 34 apresentou a mesma tendência que na SVA1 apresentando valores de NSE semelhantes às parametrizações correspondentes da SVA1. Já na SVA3 (Figura 35), a parametrização P00 apresentou pior desempenho em relação às outras duas SVAs. Isso, provavelmente, pela escala da parametrização P00 inicialmente dimensionada para a Bacia Representativa do Benguê (BRB), a qual a BEA está inserida. Com o refinamento dos parâmetros de vegetação e solo na SVA3 foram obtidos melhores resultados do que as demais parametrizações correspondentes nas SVA1 e SVA2. Isso reflete a importância da escala no modelo hidrológico WASA-SED (Medeiros et al., 2011).

FIGURA 33 - Distribuição dos dados medidos e resposta do modelo WASA-SED do conteúdo de água no solo na SVA1 da BEA (2003 – 2008)

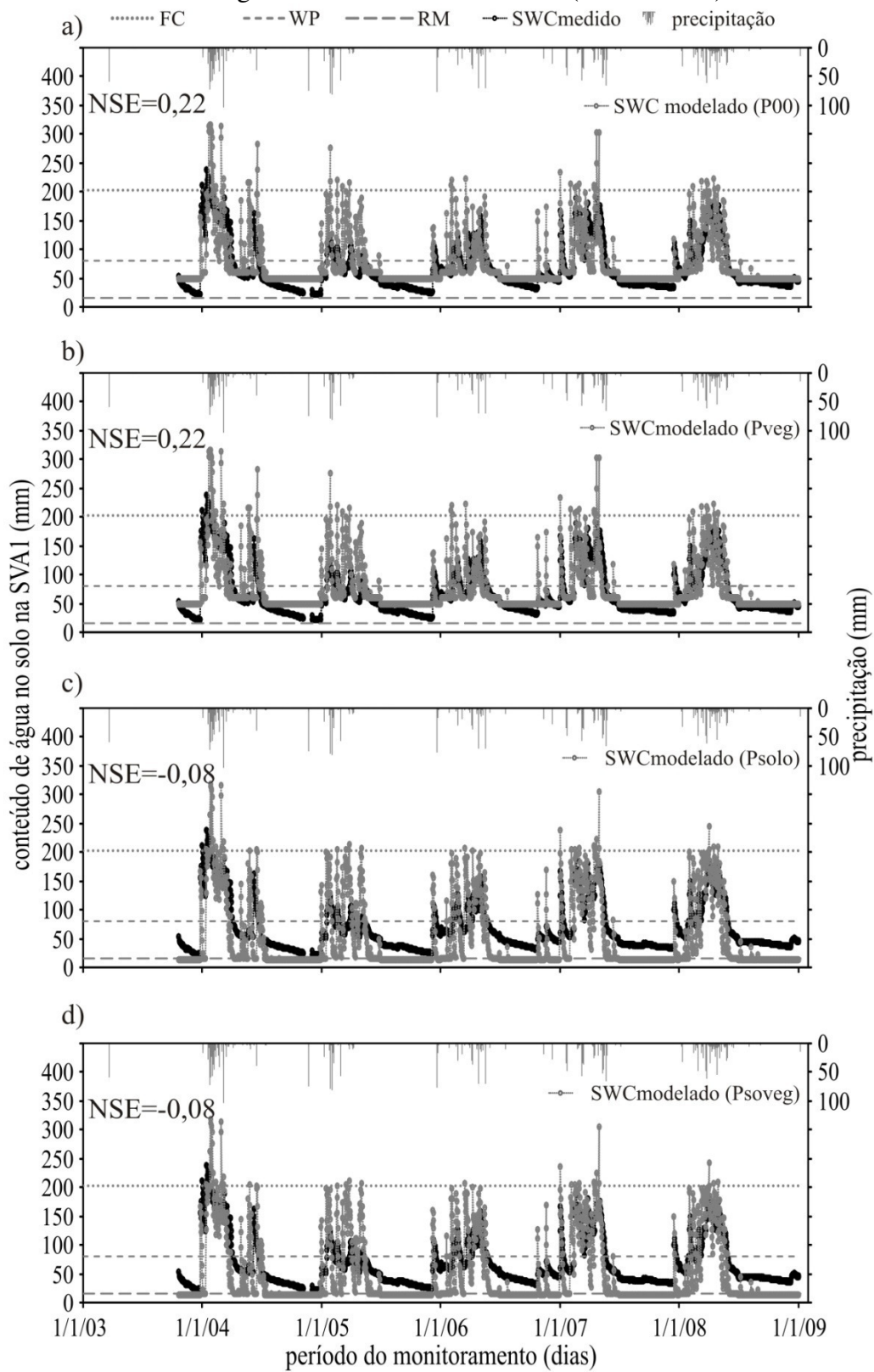


FIGURA 34 - Distribuição dos dados medidos e resposta do modelo WASA-SED do conteúdo de água no solo na SVA2 na BEA (2003 – 2008)

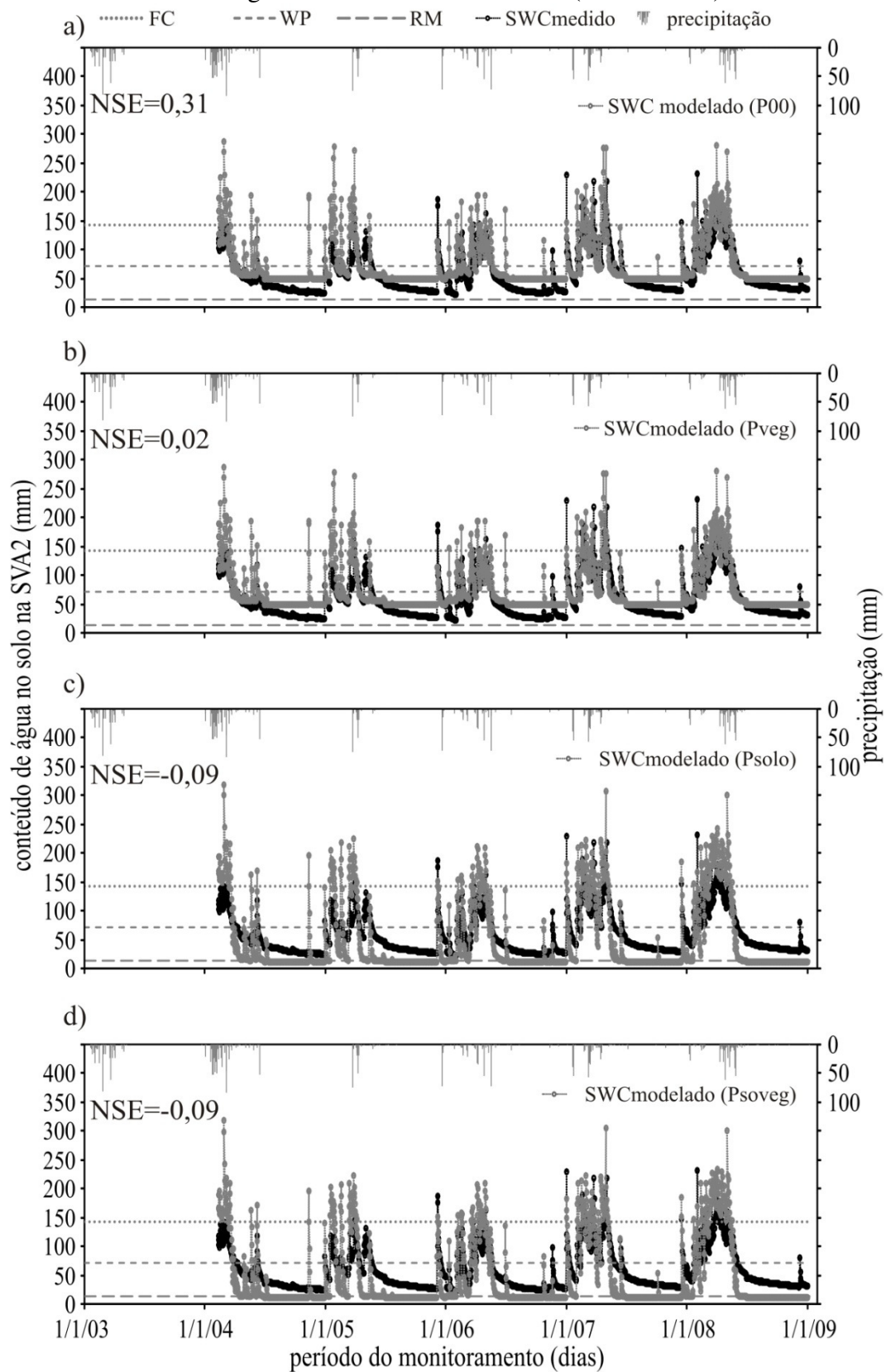
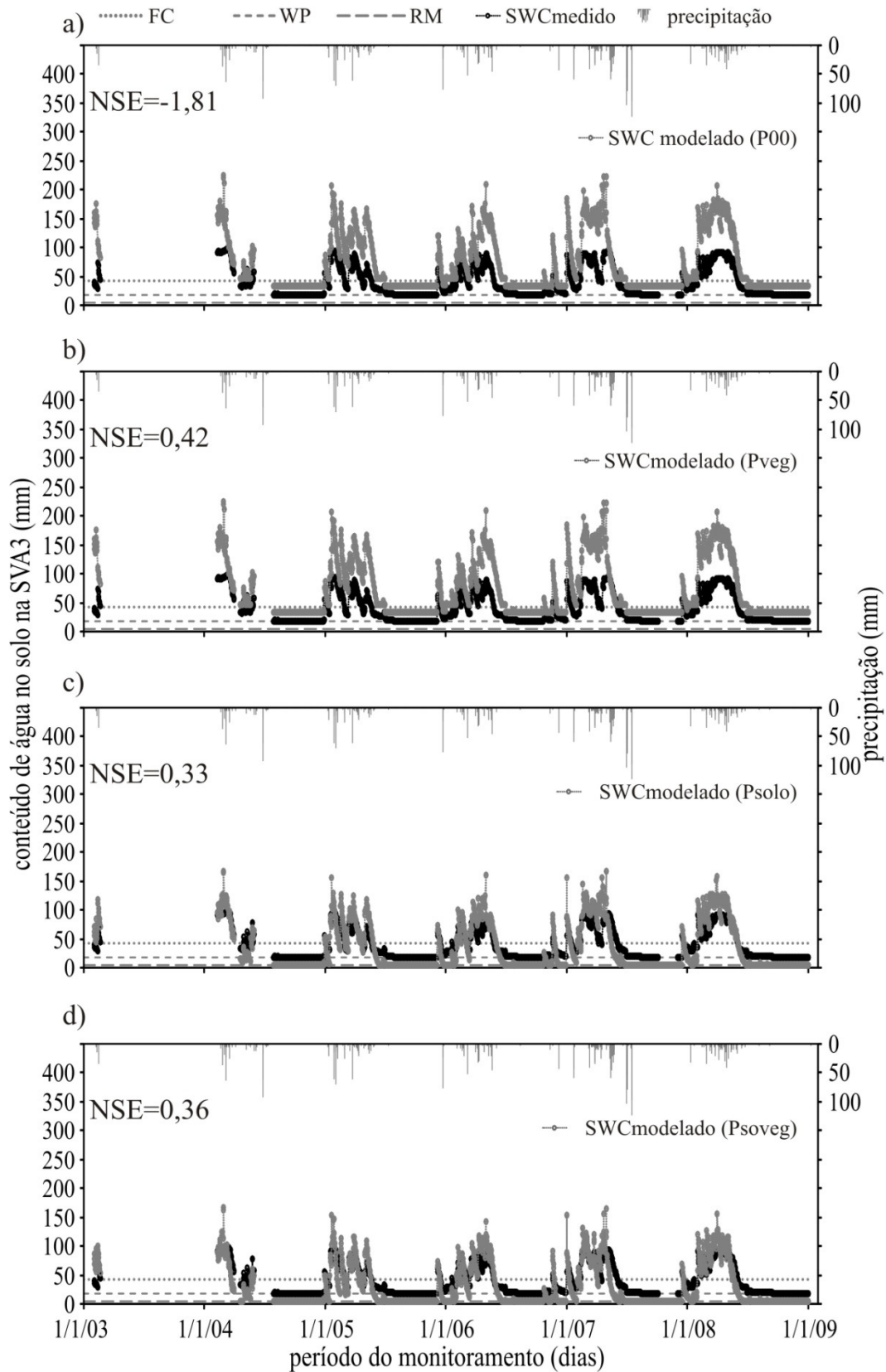


FIGURA 35 - Distribuição dos dados medidos e resposta do modelo WASA-SED do conteúdo de água no solo na SVA3 na BEA. Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970)



A dispersão entre dados medidos e modelados observados na SVA1 (Figura 36), na SVA2 (Figura 37) e na SVA3 (Figura 38) indicam que o modelo responde às três faixas de classificação da retenção da água no solo: água não disponível (abaixo do ponto de murcha permanente); água disponível (entre o ponto de murcha permanente e a capacidade de campo) e água gravitacional (acima da capacidade de campo).

FIGURA 36 - Enquadramento da umidade do solo e relação entre o conteúdo de água no solo medido na SVA1 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 287). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008

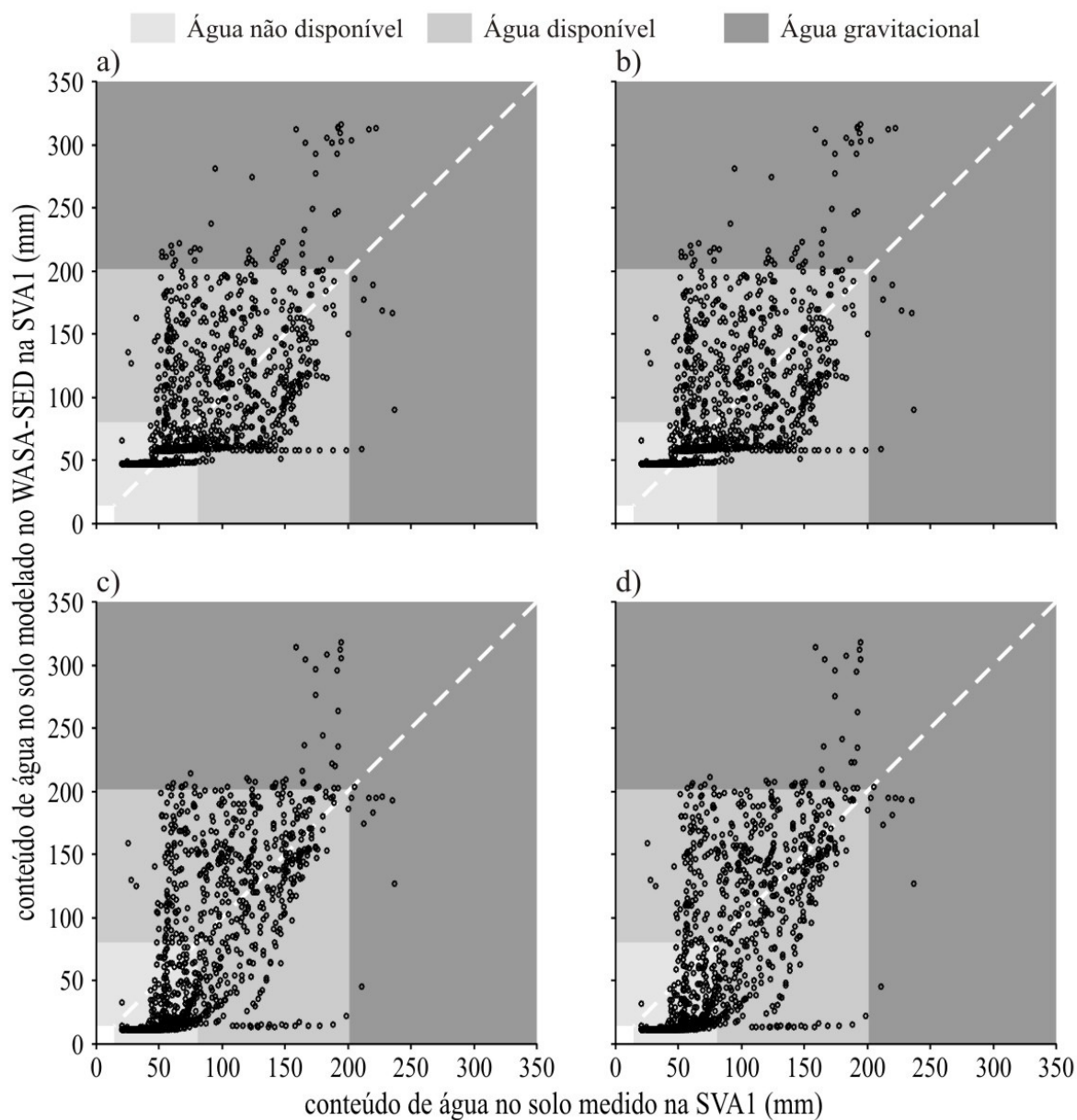


FIGURA 37 - Enquadramento da umidade do solo e relação entre o conteúdo de água no solo medido na SVA2 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 092). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008

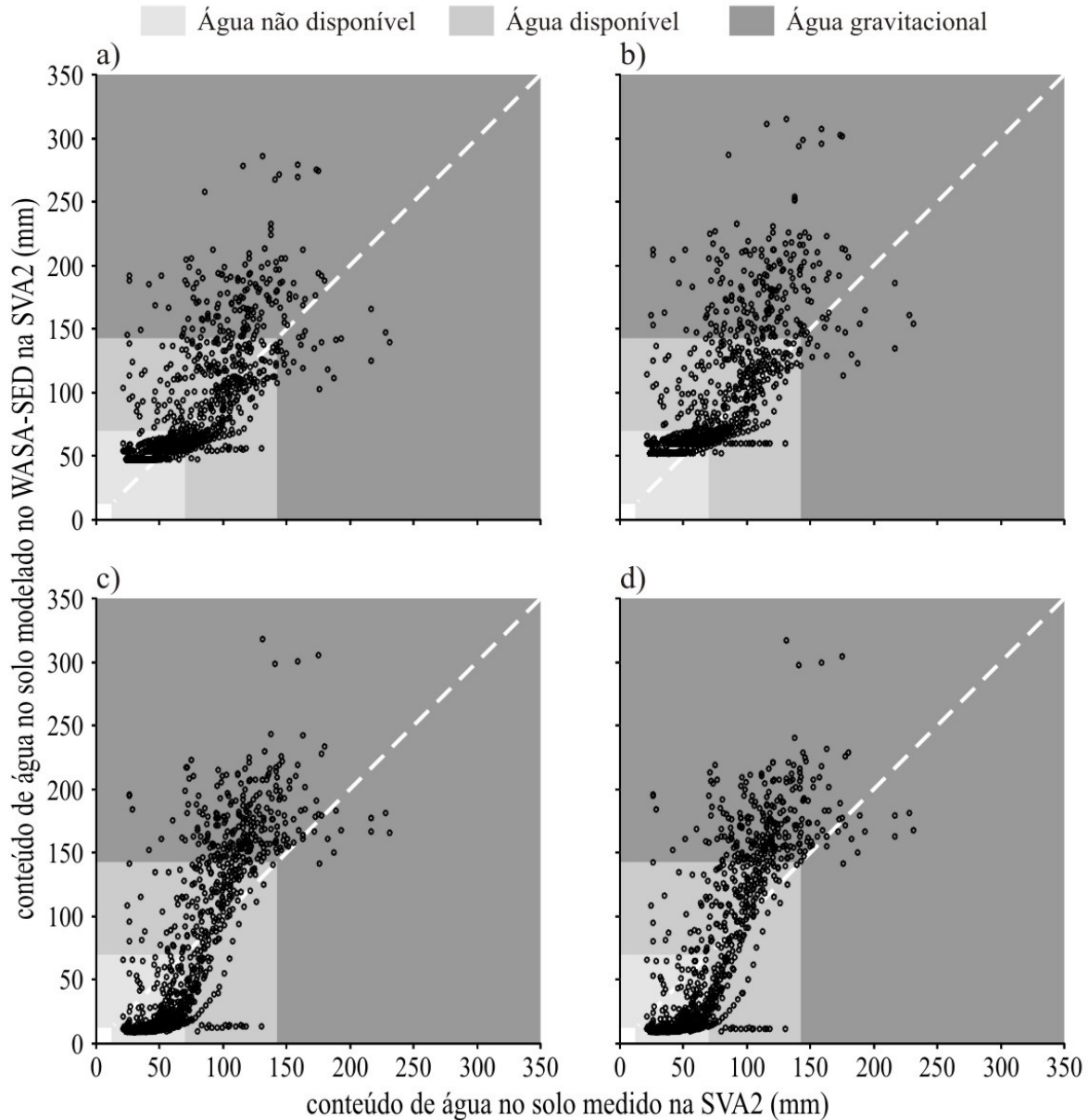
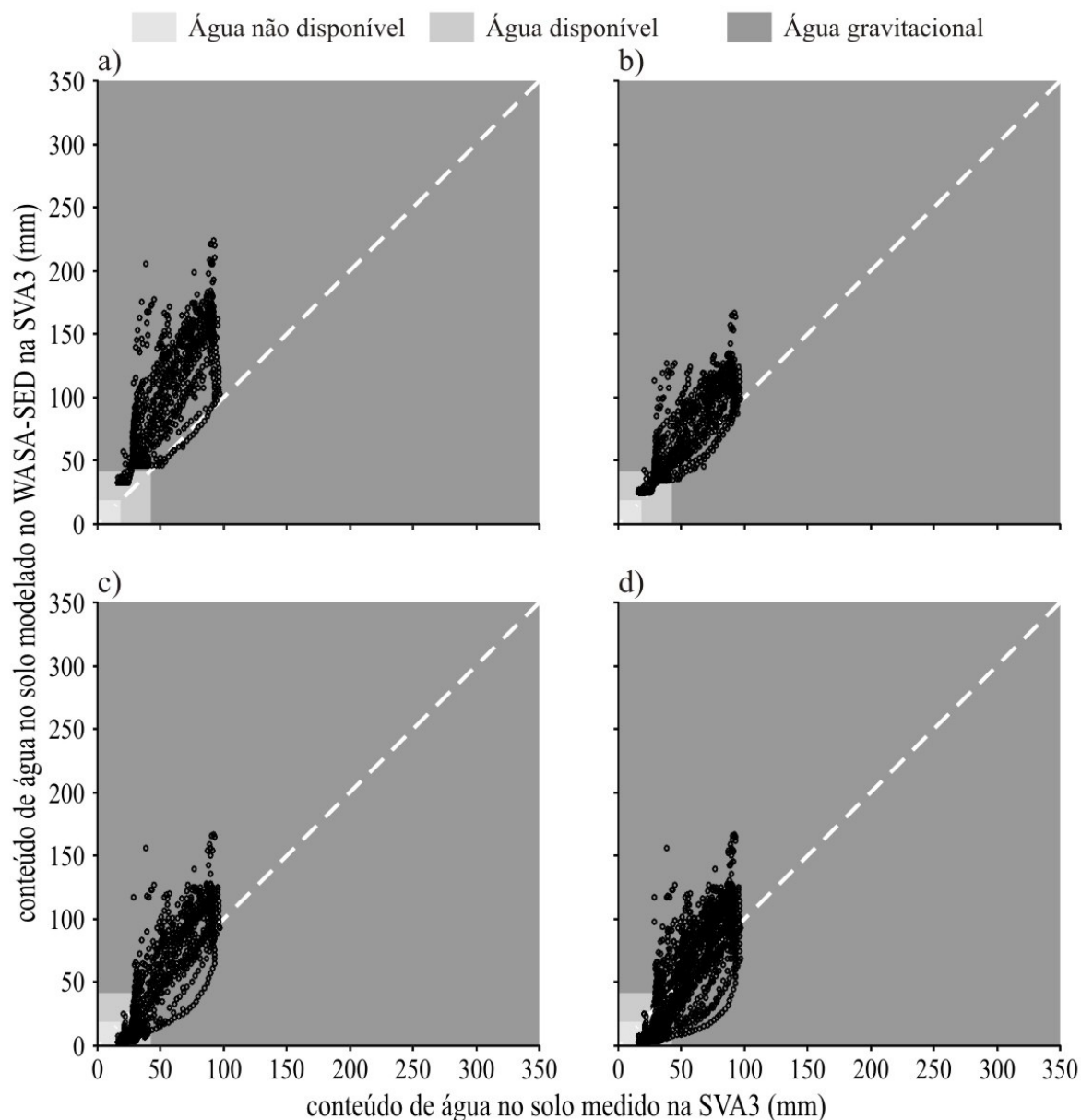


FIGURA 38 - Enquadramento da umidade do solo e relação entre o conteúdo de água no solo medido na SVA3 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 133). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008



A modelagem da curva de permanência pelo WASA-SED apresentou melhores valores de NSE em comparação com a distribuição temporal da disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes. Pode-se observar também um distanciamento entre os dados medidos e modelados na zona de baixo conteúdo de água no solo, principalmente relacionado a água não disponível. E uma tendência de aproximação das curvas de permanência da disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes na zona superior ao ponto de murcha

permanente em todas as parametrizações do SVA1 (Figura 39) e SVA2 (Figura 40). Entretanto, na Figura 41a observa-se que a parametrização P00 superestima a disponibilidade hídrica em todas as faixas de água no sol. Com o refinamento dos parâmetros de vegetação na parametrização Pveg (Figura 41b) observa-se uma aproximação dos dados modelados em relação aos dados medidos indicando a influência da vegetação no SVA3 com NSE variando de -1,48 para 0,61. Com o refinamento dos parâmetros do solo (Psolo) (Figura 41c) não houve alteração significativa no NSE, mantendo-se na mesma ordem de grandeza, assim como na parametrização de solo e vegetação (Psoveg) (Figura 41d) que manteve o NSE com os mesmos valores da parametrização de vegetação (Pveg) do WASA-SED. Parte da área da SVA3 encontra-se em uma área de transição entre um Latossolo Vermelho Amarelo e um Neossolo Litólico. O mapa de solos disponível para a região apresenta uma escala que pode promover erros em estudos com maior detalhamento da área.

FIGURA 39 - Permanência do conteúdo de água no solo medido na SVA1 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 287). Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008

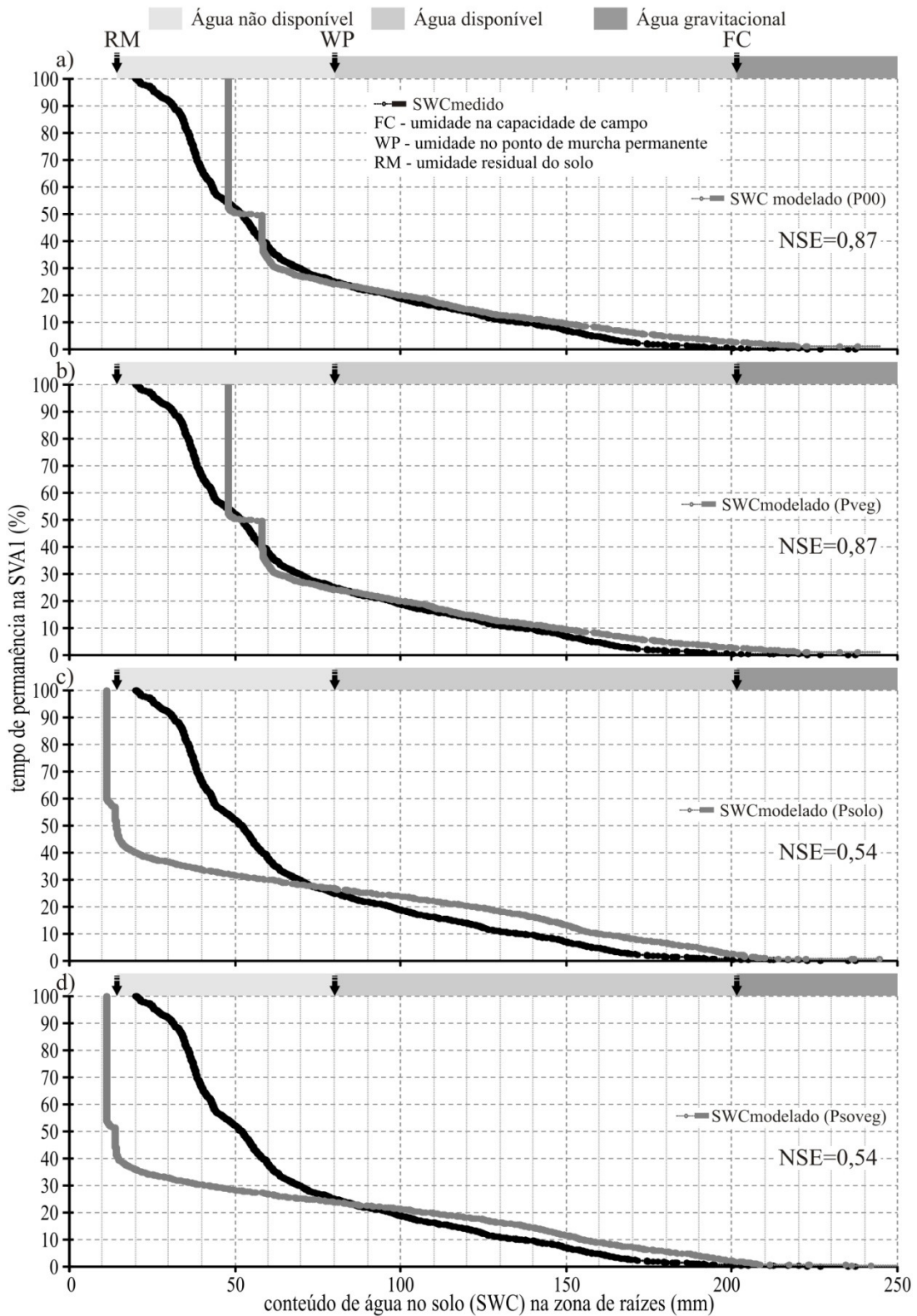


FIGURA 40 - Permanência do conteúdo de água no solo medido na SVA2 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 92). Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008

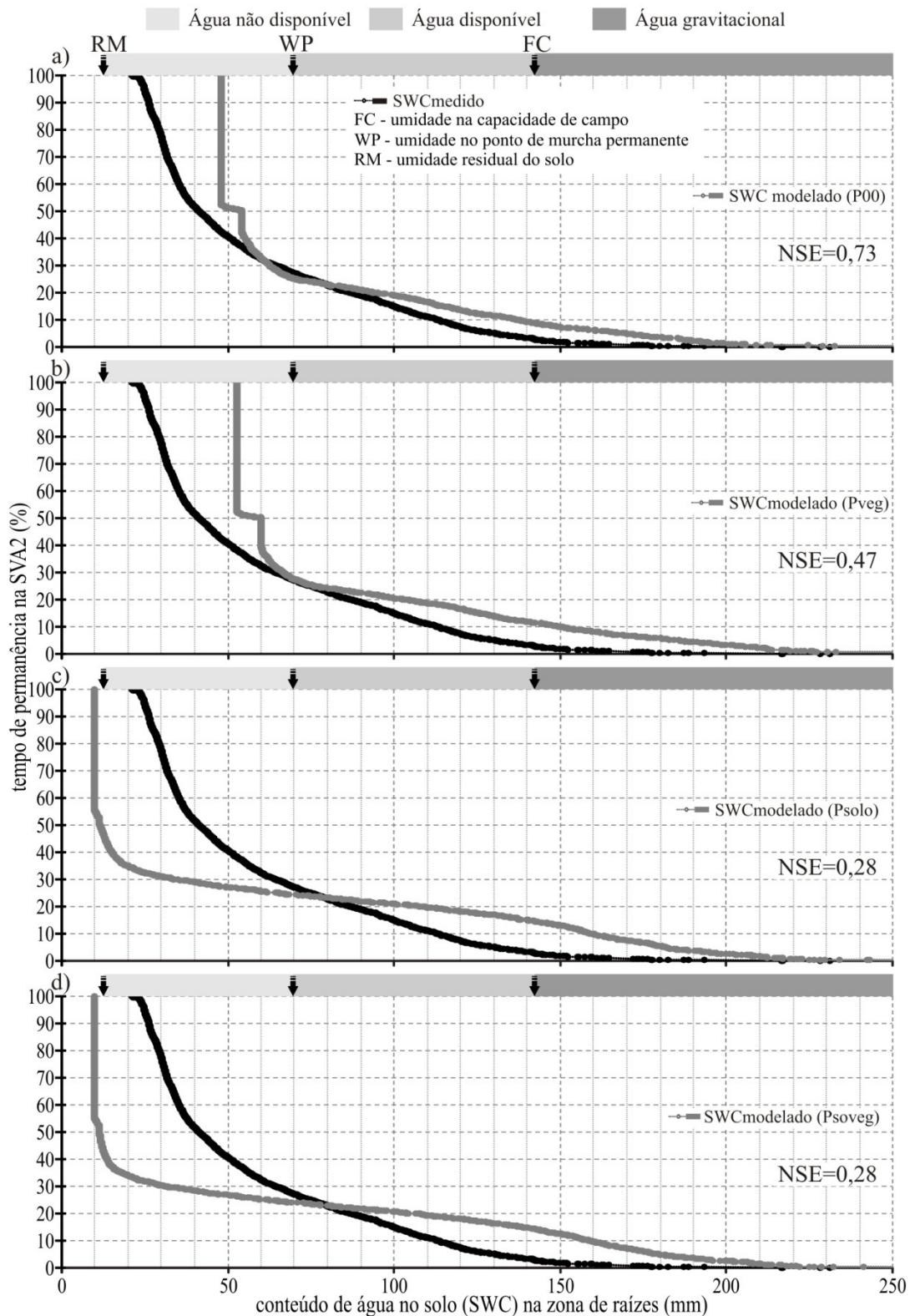
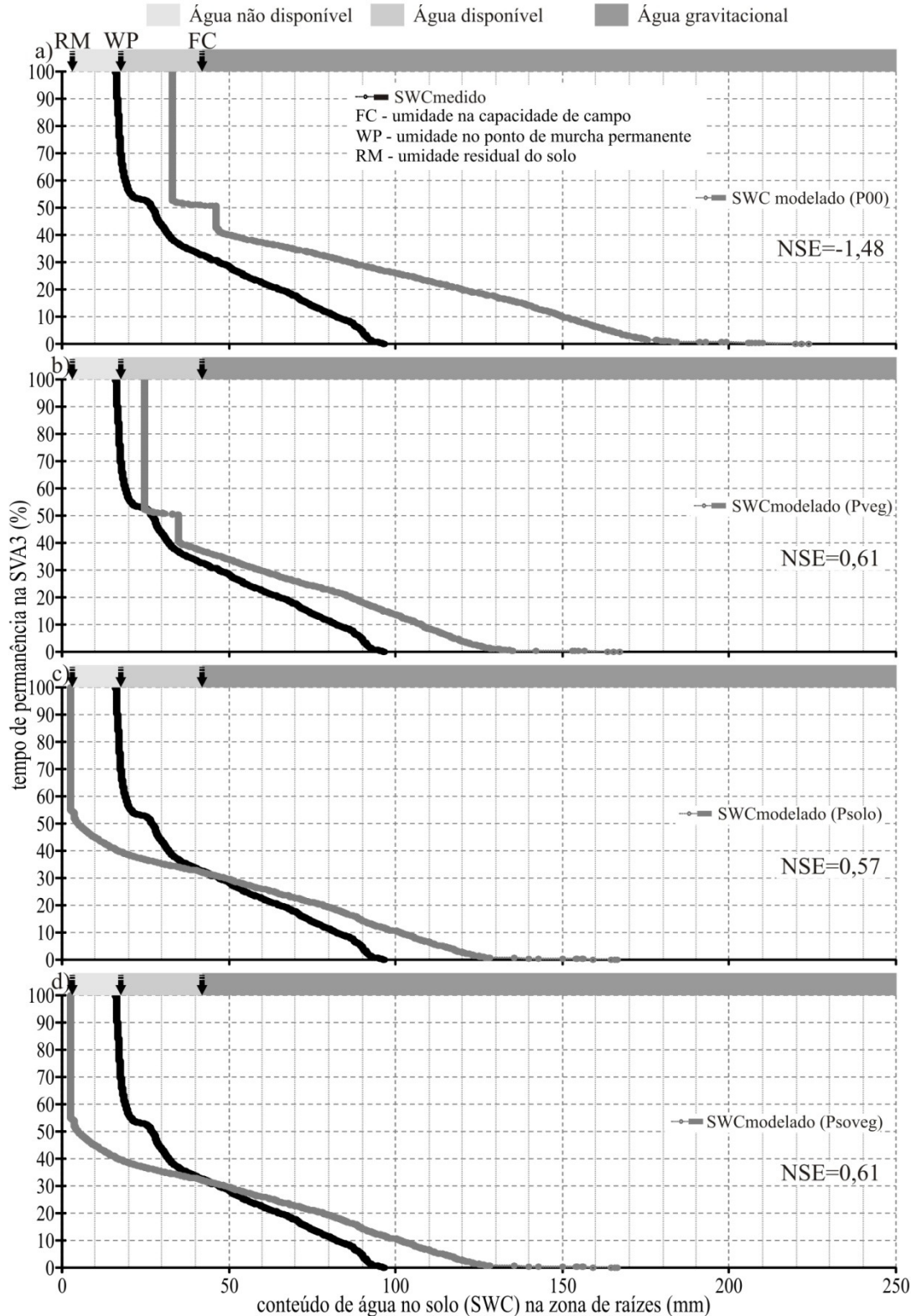
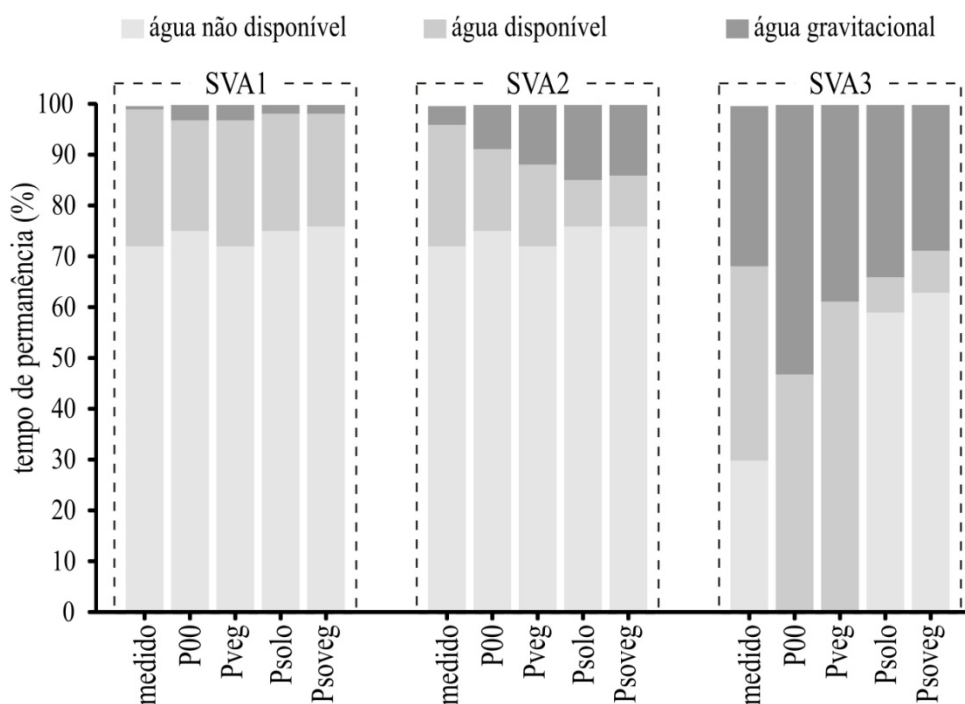


FIGURA 41 - Permanência do conteúdo de água no solo medido na SVA3 da BEA e modelado através do modelo WASA-SED correspondente ao componente de terreno (TC 133). Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970). a) parametrização inicial (P00); b) parametrização da vegetação (Pveg); c) parametrização do solo (Psolo); d) parametrização do solo e vegetação (Psoveg). O período dos dados foi de 2003 a 2008



Pode-se observar na Figura 42 a síntese das parametrizações do modelo WASA-SED nas respostas à curva de permanência do conteúdo de água no solo. O tempo de permanência para a água gravitacional, água disponível, e água não disponível foram bem representados pelo modelo hidrológico nas SVA1 e SVA2. Entretanto, na SVA3 não foi observado o mesmo desempenho devido, provavelmente, à escala de trabalho da parametrização inicial (P00) de Medeiros (2009). Tanto na parametrização P00 como na Pveg na SVA3 não foram observados registros de água não disponível. O que não é razoável para as condições da área de estudo. Com o refinamento dos parâmetros do solo no modelo, pode-se observar uma melhora significativa nos resultados do modelo na representação da curva de permanência da disponibilidade hídrica do solo na zona das raízes.

FIGURA 42 - Síntese das parametrizações na modelagem da permanência do conteúdo de água no solo na SVA3 da BEA. O período dos dados foi de 2003 a 2008



Pode-se observar que o modelo WASA-SED é mais sensível aos parâmetros do solo que aos parâmetros de vegetação. Observam-se diferenças significativas na SVA3 com o refinamento da parametrização do solo (Psolo). Além disso, a diferença entre os dados medidos e modelados na SVA3 apontam para a necessidade de refinamento da parametrização, principalmente, nesta associação.

Os dados modelados na SVA2 e SVA3 indicam uma maior representação da água gravitacional em relação à SVA1 e aos dados medidos.

4.2.2. Conteúdo de água do solo através do modelo DiCaSM

Os resultados desta pesquisa obtidos a partir do modelo DiCaSM com chuva distribuída na bacia hidrográfica, considerando diferenças espaciais nos tipos de solo, uso e ocupação e clima da região. Assim como o realizado por D'Agostino et al. (2007) em uma região árida da Itália indicam que o modelo pode representar o conteúdo de umidade do solo. Assim como quantificar os diferentes componentes do balanço hídrico (D'AGOSTINO et al., 2010).

Apesar de apresentar esta capacidade, ao se analisar o conteúdo de água no solo na zona das raízes em condições de Caatinga preservada observou-se que a mesma parametrização utilizada no modelo WASA-SED apresentou um NSE (coeficiente de Nash e Sutcliffe) baixo para as três SVAs (Figura 43) considerando a distribuição temporal do conteúdo de água no solo na zona das raízes. Na Figura 43a, na SVA1, pode-se observar que os dados do modelo DiCaSM seguindo a mesma parametrização do WASA-SED proposta anteriormente e denominada de Psoveg que o conteúdo de água no solo acompanhou a variação sazonal da região entre períodos úmidos e secos. Entretanto, limitou-se a representar a parte intermediária da amplitude do conteúdo de água no solo. Assim, não foi observada uma boa relação nos picos do conteúdo de água e no secamento do solo. Principalmente, no que diz respeito ao secamento da água no solo abaixo do ponto de murha permanente. Na SVA2 (Figura 43b) assim como na SVA3 (FIGURA 43c) a tendência do modelo foi de representar apenas os picos deste conteúdo, apesar de apresentar curva de depleção similar aos dados medidos no período seco. Resultados mais promissores do modelo DiCaSM foram observados na região semiárida do Nordeste brasileiro na bacia do rio Tapacurá (470,5 km²) no estado de Pernambuco quando Montenegro e Ragab (2012) avaliaram a distribuição temporal do índice de umidade do solo em uma célula correspondente a 1,0 km² e umidade medida a partir de TDR. Os resultados obtidos pelos autores supracitados mostraram a capacidade do modelo para simular a umidade do solo nos 0,4 m mais superficiais. Além disso, o DiCaSM foi aplicado a outra região no Semiárido de Pernambuco, tendo apresentado promissora performance na simulação de componentes rápidos do ciclo hidrológico, como o escoamento superficial, bem como componentes internos, tais como recarga e umidade do solo. A bacia escolhida para teste foi a do Mimoso, inserida na rede REHISA (MONTENEGRO e RAGAB, 2010).

Na Figura 44 pode-se observar o melhor desempenho do modelo WASA-SED em relação ao modelo DiCaSM nas três SVAs. Observa-se ainda na Figura 44e uma limitação do

modelo em representar valores pontuais do conteúdo de água no solo indicando uma faixa limite de representação desta umidade. A curva de permanência obtida a partir do modelo também apresentou baixos valores de NSE em todas as SVAs (Figura 45). O que diferiu também do modo WASA-SED o qual não representou bem a distribuição temporal do conteúdo de água no solo, mas representou satisfatoriamente a sua curva de permanência.

FIGURA 43 - Distribuição temporal dos dados medidos e modelados através do DiCaSM do conteúdo de água no solo na BEA conforme a parametrização Psoveg do WASA-SED, a) SVA1; b) SVA2; c) SVA3

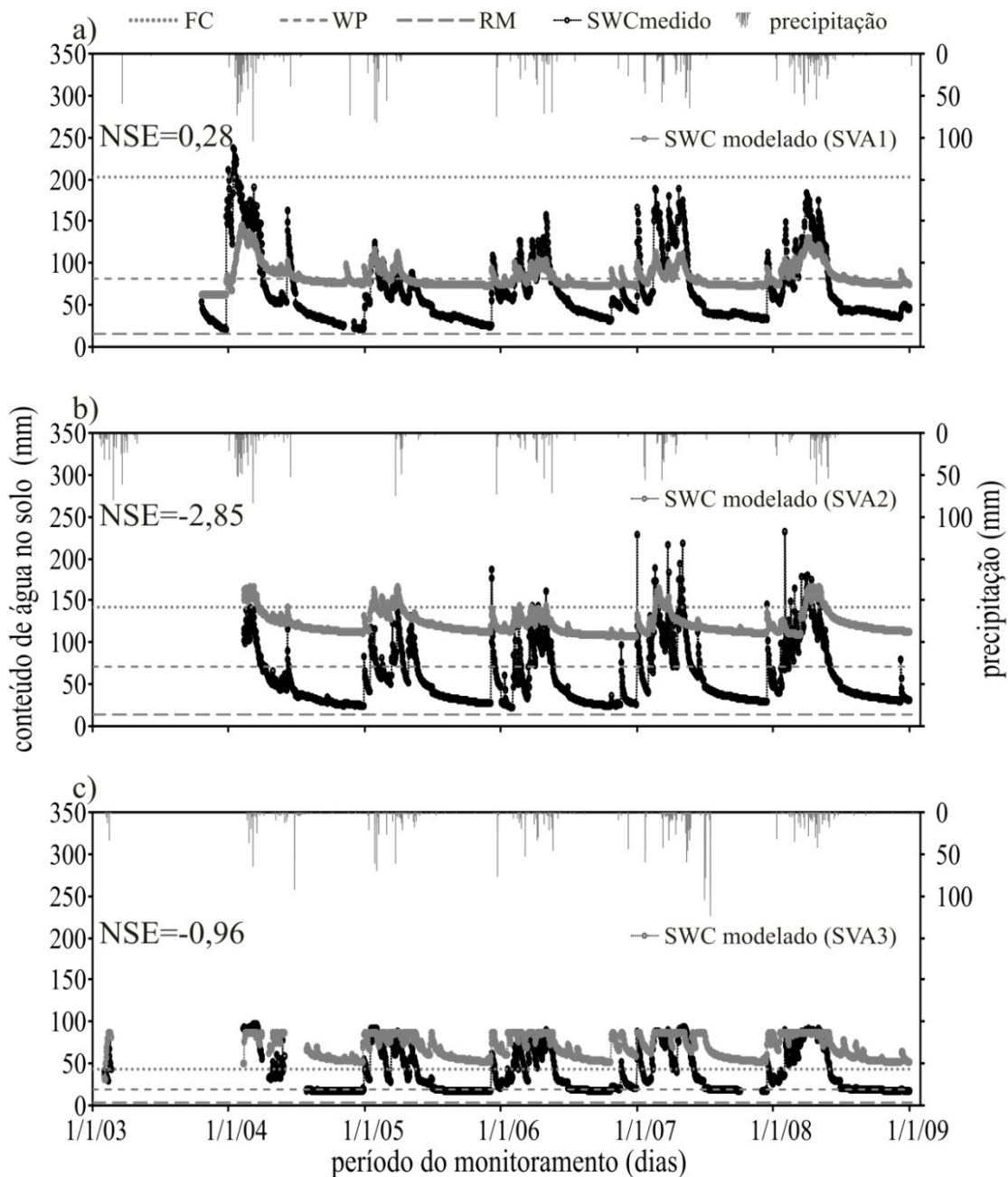


FIGURA 44 - Enquadramento da umidade do solo e relação entre o conteúdo de água no solo medido na BEA e modelado através do modelo DiCaSM. O período dos dados foi de 2003 a 2008

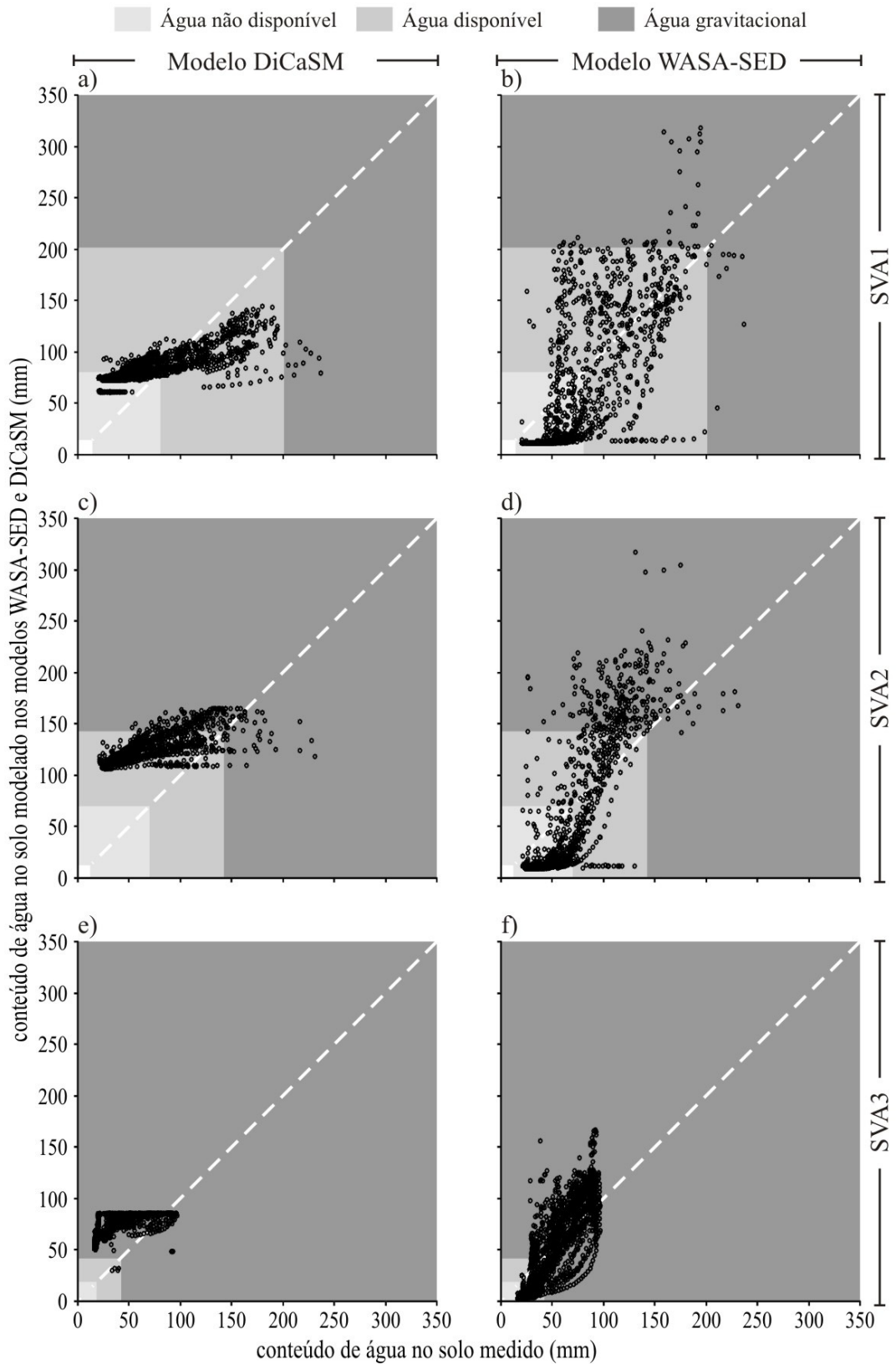
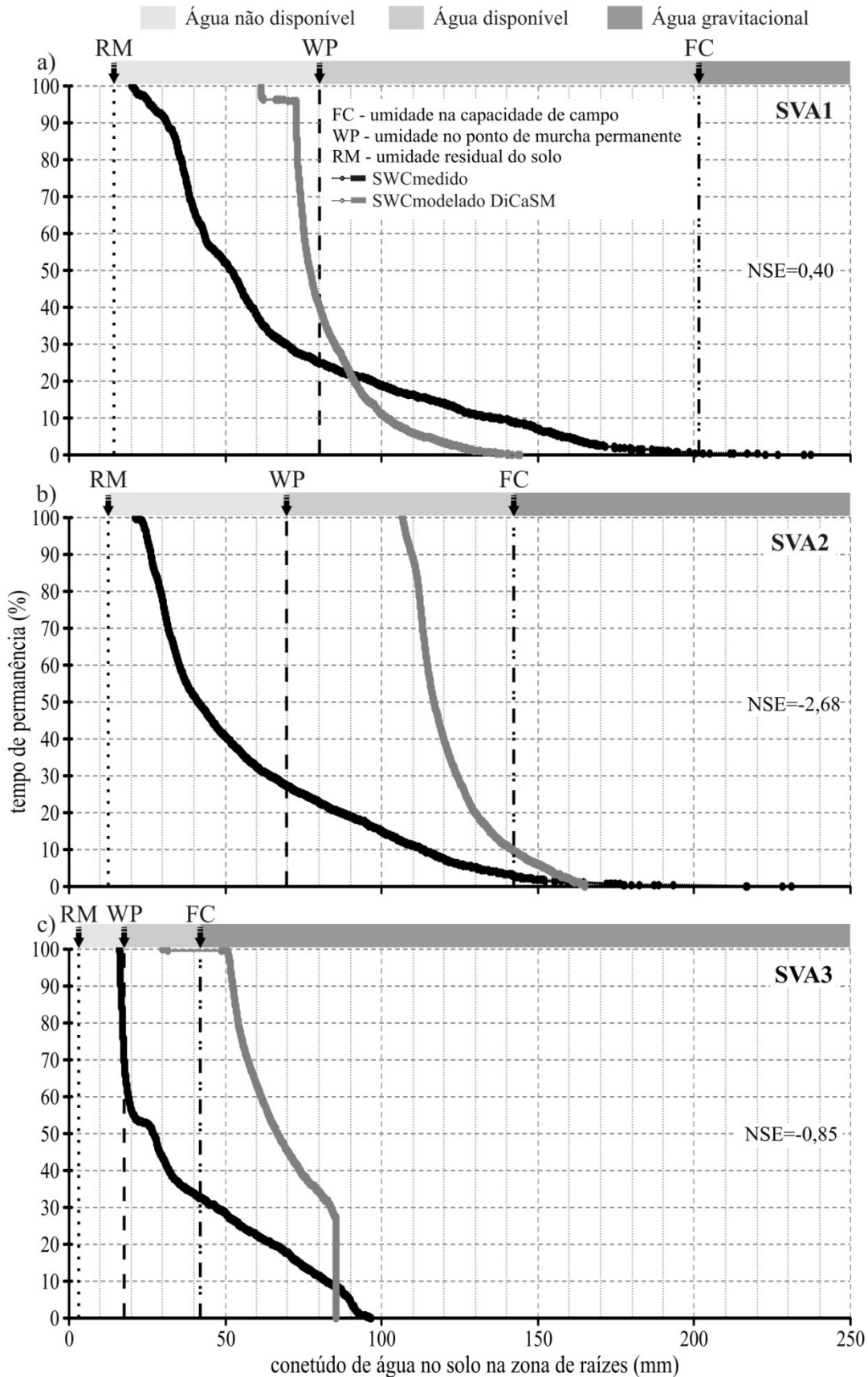
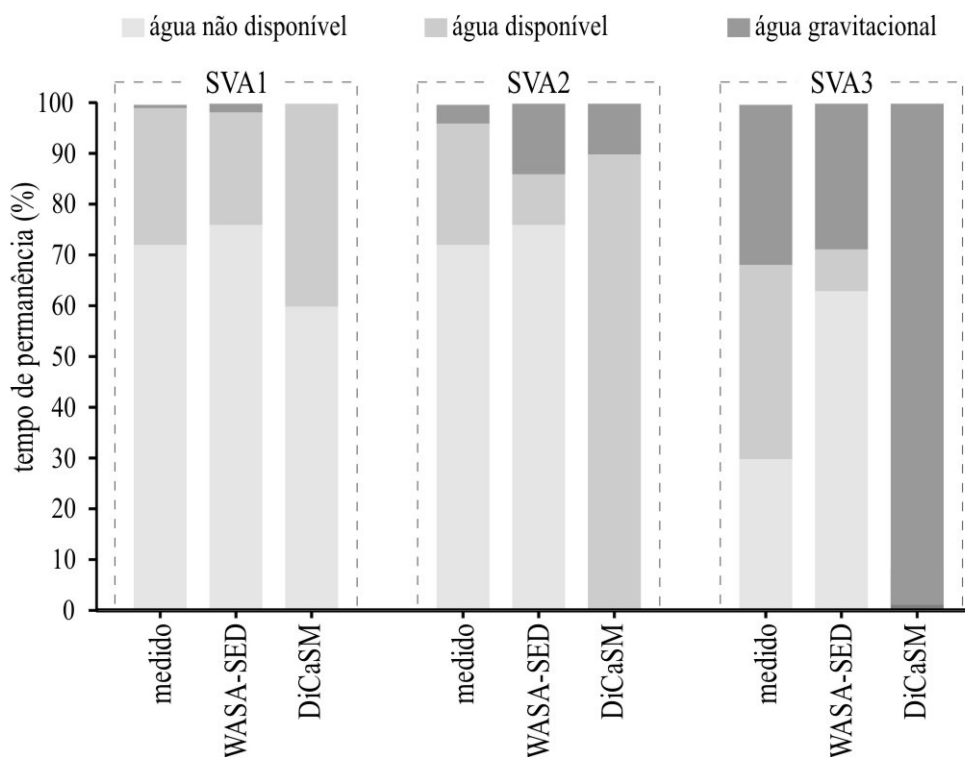


FIGURA 45 - Permanência do conteúdo de água no solo medido na BEA e modelado através do modelo DiCaSM. Apresentam-se os respectivos valores do coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970). O período dos dados foi de 2003 a 2008



Pode-se observar na FIGURA 46 síntese das parametrizações do modelo WASA-SED e DiCaSM nas respostas à curva de permanência do conteúdo de água no solo. A melhor representação do DiCaSM foi observada na SVA1 em que observou-se boa semelhança na água não disponível e água disponível. O modelo não conseguiu representar satisfatoriamente a água gravitacional na SVA1. Entretanto, na SVA2 os valores ficaram próximos aos obtido pelo modelo WASA-SED e dados medidos no campo.

FIGURA 46 - Síntese das parametrizações na modelagem do WASA-SED e DiCaSM da permanência do conteúdo de água no solo na BEA. O período dos dados foi de 2003 a 2008



Uma das principais potencialidades do modelo DiCaSM é permitir ao usuário especificar os parâmetros da cobertura da bacia, incluindo informações relativas aos cultivos agrícolas. Entretanto, a informação solicitada pelo modelo para os parâmetros de solo dificultam a análise da umidade do solo na zona das raízes.

5. CONCLUSÕES

Os resultados desta pesquisa, realizada na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), localizada na Estação Ecológica de Aiuaba, área de Caatinga preservada, permitem concluir que:

(i) Nas duas associações solo-vegetação (SVA) cujos solos são profundos, a profundidade efetiva das raízes da Caatinga variou entre 70 e 80 cm, valores até 3,5 vezes menores que aqueles comumente usados na aplicação de modelos hidrossedimentológicos, indicando a necessidade de determinação no campo para estudos em escala mais detalhada;

(ii) Na SVA cujos solos são rasos, com camada de impedimento localizada a menos de 0,50 m de profundidade, observou-se que a profundidade efetiva das raízes adaptou-se às restrições, ficando reduzida a menos de 40 cm a profundidade efetiva;

(iii) No que concerne à distribuição espacial das raízes, suas profundidades efetivas não diferiram estatisticamente para perfis variando de 10 cm a 1 m de distância das grandes árvores, indicando que, em uma área de Caatinga preservada, a camada de solo explorada pelas diferentes espécies tende a um padrão uniforme;

(iv) Quanto à distribuição temporal da profundidade efetiva das raízes, as análises demonstraram que as mesmas diferem estatisticamente nas estações úmida e seca. De fato, na estação seca, as raízes são até 0,11 m menores que no período úmido. Essa alteração gera macroporos secundários capazes de aumentar a infiltração e a eficiência de retenção de água nas eventuais chuvas que ocorrem na estação de estio e/ou nas primeiras chuvas da estação úmida;

(v) Nos oito anos de medidas de umidade nos solos da BEA, as curvas de permanência para as três SVAs indicaram que em apenas um quarto (SVA1 e SVA2) e dois terços (SVA3) do ano há água disponível no solo na zona das raízes para a Caatinga. De fato, nas duas SVAs cujos solos são profundos e cuja vegetação é densa, a água no solo encontra-se ‘não-disponível’ (isto é, abaixo do ponto de murcha permanente – WP) nove meses ao ano (72% do tempo); e somente durante três meses ao ano (25%) a água no solo encontra-se disponível. Somente 10 dias restantes, aproximadamente, há água gravitacional nessas SVAs;

(vi) Uma das observações cientificamente mais reveladoras e desafiadoras dessa pesquisa consiste no decaimento contínuo da umidade do solo, para as associações com solos profundos (SVA1 e SVA2), abaixo do ponto de murcha permanente ao longo de toda a estação de estio, mesmo verificando-se que as plantas da Caatinga - caducifóleas - se encontram sem folhas nessa ocasião. Dados os baixos teores de umidade, a hipótese de que

essa água esteja sendo drenada é improvável. Também é improvável que isso ocorra devido aos processos associados de percolação e evaporação, pois o fenômeno não se observa na SVA cujo solo é raso (SVA3) e, portanto, mais quente. Assim, a hipótese mais provável (a ser validada em pesquisa posterior) é que o secamento do solo nessas condições seja causado por extração de água pela vegetação, ainda que desfolheada;

(vii) As três SVAs analisadas apresentam resposta hidrológica diferentes. Na SVA cujo solo é raso e cuja vegetação é esparsa (SVA3), a dinâmica da água no solo é diferente: há água gravitacional em um terço do tempo (quatro meses ao ano), água disponível no outro terço e água não disponível no outro terço. Isso se deve, entre outros, à baixa umidade do solo no ponto de murcha permanente do neossolo litólico; e à sua restrita espessura, gerando saturação muito mais frequentemente que nos demais solos que – ao contrário deste – dispõem de drenagem profunda. Essa constatação é um forte indicativo de que a SVA3 é uma zona de importância na produção de escoamento superficial da BEA;

(viii) As medidas aqui realizadas permitiram avaliar – quantitativa, espacial e temporalmente – a disponibilidade hídrica do solo, este entendido como um compartimento hidrológico. Para efeito de comparação, foi também avaliada a disponibilidade de um hipotético reservatório otimizado na bacia. A disponibilidade hídrica nos solos da BEA é da mesma ordem de grandeza daquela em um hipotético açude ótimo. Em termos quantitativos, a disponibilidade no solo chega a ser quase cinco vezes superior à do reservatório superficial. No entanto, a garantia associada da água superficial (90%) é notoriamente superior à permanência da água disponível na BEA: apenas 28% nas áreas com solos profundos e 65% nas áreas com solos rasos;

(ix) Os modelos hidrológicos avaliados (WASA-SED e DiCaSM), apesar de terem sido aplicados à região semiárida do Nordeste brasileiro, não conseguiram representar adequadamente a dinâmica temporal da umidade do solo na zona das raízes da Caatinga. Essa limitação pode ser uma das razões do baixo desempenho dos modelos para análise de eventos, particularmente em pequenas bacias hidrográficas;

(x) Apesar disso, tanto o WASA-SED quanto o DiCaSM conseguiram representar satisfatoriamente as curvas de permanência da água nos solos, indicando que os mesmos podem ser usados para simulações de médios e longos prazos como, por exemplo, para a construção de cenários.

6. RECOMENDAÇÕES

Os resultados obtidos nesta pesquisa nos permitem levantar a hipótese de que, no bioma Caatinga, a vegetação apresenta traços de adaptação intranual no sistema radicular. Isso altera a análise hidrológica temporal deste Bioma. Outras hipóteses construídas a partir dos resultados desta pesquisa são: aumento da macroporosidade e condutividade hidráulica do solo com a diminuição do volume do sistema radicular da vegetação de Caatinga; redução abrupta do escoamento superficial para eventos de precipitação isolados no período seco e nas primeiras chuvas do período chuvoso pela redução do volume do sistema radicular.

As principais recomendações estão associadas ao monitoramento da vegetação de Caatinga e do solo ao longo ano, estação seca e chuvosa, tanto na escala de bacia hidrográfica e como na escala de vertente, para validação da dinâmica da água no solo nessa escala. Além disso, ampliar o número de amostras de solo para elaboração da curva de ajuste da umidade do solo da associação entre solo e vegetação (SVA) e um ponto de monitoramento da umidade do solo através de sensores TDR.

Algumas questões científicas surgiram com o andamento da pesquisa: Como se dá o secamento da água no reservatório solo no Semiárido, sob vegetação caducifólia; Qual o ponto de caducifólia das plantas da Caatinga com relação ao conteúdo de água no solo; Como se dá a distribuição temporal do fluxo de seiva das plantas da vegetação de Caatinga; Qual o período de caducifólia das plantas da Caatinga, entre outras.

Para pesquisas futuras a fim de entender melhor como se dá a dinâmica da água na zona das raízes na Caatinga, apresento as seguintes sugestões: traçar a curva de retenção da água no solo para as classes de solo presentes na BEA; determinar a profundidade efetiva das raízes por outros métodos diretos e indiretos (fluxo de seiva); analisar a redução intra-anual do sistema radicular da Caatinga e qual o impacto na disso no escoamento superficial; avaliar a melhor a escala de discretização para micro bacias hidrográficas no Semiárido; inserir nos modelos hidrológicos as curvas de depleção da água no solo mesmo abaixo do ponto de murcha permanente; analisar a resposta dos modelos WASA-SED e DiCaSM em micro bacias hidrográficas; e analisar os resultados da resposta do DiCaSM para o conteúdo de água no solo com calibração dos parâmetros.

7. REFERÊNCIAS

- ABRISQUETA, I; VERA, J.; TAPIA, L. M.; ABRISQUETA, J. M.; RUIZ-SÁNCHEZ, M. C. Soil water content criteria for peach trees water stress detection during the postharvest period. **Agricultural Water Management** v. 104. p.62– 67. 2012
- ACTIL, F.; LAUZON, N.; FILION, M. Added gains of soil moisture content observations for streamflow predictions using neural networks. **Journal of Hydrology** 359, 225–234. 2008.
- ADIKU, S. G K.; ROSE, C. W.; BRADDOCK, R. D.; OZIER- LAFONTAINE, H. On the simulation of root water extraction: examination of a minimum energy hypothesis. **Soil Science**. 165, 226-236. 2000.
- AKSOY, H., KAVVAS, M.L. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. **Catena**, 64, 247-271. 2005.
- 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**, v. 26, n. 4, p. 357-368, 2007.
- AMARO FILHO, J.; ASSIS JÚNIOR, R. N.; MOTA, J. C. A. **Física do solo: conceitos e aplicações**. Fortaleza: Imprensa Universitária. 290 p. 2008.
- ANDRADE, C. L. T.; COSTA, E. L.; ALBUQUERQUE, P. E. P. Desenvolvimento e calibração de guias de onda para TDR. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, n. 1, p. 173-176, 2003.
- ANTONINO, A. C. D.; JARAMILLO, R. A.; HAMMECKER, C.; MACIEL NETTO, A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; OLIVEIRA, C. A. B. de; CABRAL, J. J. da S. P. A simplified water transfer model of the reservoir- ebb tide system, including preferential flow, in the semi- arid region in Northeastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 287, p. 147-160, 2004.
- ARAÚJO, J. C. Assoreamento em reservatórios do semi-árido: modelagem e validação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**: 8 (2): 39 – 56. 2003.
- ARAÚJO, J. C. Entropy-based equation to assess hillslope sediment production. **Earth Surface Processes and Landforms**, 32(13), 2005-2018. 2007
- ARAÚJO, J. C.; BELO, P.; SILVA, R.; GERMANO, C.; FREITAS, M.; MEDEIROS, P. H. A. **Bacia Experimental de Aiuaba, Ceará**. In: RIGHETTO, A. M. (org.) Implantação de Bacias Experimentais no Semi-árido. Relatório Técnico, FINEP/FUNPEC, Natal. (2004a)
- ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT A; GÜNTNER A. Influence of reservoir sedimentation on water yield in Brazilian semiarid region. **IAHS-Publications** 292, pp. 301-307. 2005.
- ARAÚJO, J. C.; DOELL, P.; GUENTNER, A.; KROL, M.; ABREU, C. B. R.; HAUSCHILD, M.; MEDIONDO, E. M. Water scarcity under scenarios for global climate change and regional development in semiarid Northeastern Brazil. **Water International**,

Carbondale, v. 29 n. 2, p. 209-220, (2004b).

ARAÚJO, J. C.; GÜNTNER A.; BRONSTERT, A. Impact of reservoir silting on water availability in a semiarid region. **Hydrological Sciences Journal**, 51, 157-170. 2006

ARAÚJO, J. C.; PIEDRA J. I. G. Comparative hydrology: analysis of a semiarid and a humid tropical watershed. **Hydrological Processes**, 23, 1169 – 1178. 2009.

ARAÚJO, L. C. M. **Análise de Susceptibilidade à Erosão dos Solos da Estação Ecológica de Aiuaba – CE**. 119 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2005.

ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; GRIGGS, A. D.; SAMMONS, N. B. SWRRB: A basin scale simulation model for soil and water resources management. Texas A&M Univ. Press, College Station, USA. (1990)

ASTON, A. R. Rainfall interception by eight small trees. **Journal of Hydrology** 42: 383–396. 1979

BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K. Estimativa da condutividade hidráulica do solo através do escalonamento do potencial matricial. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.16. p.1-6. 1992.

BARTLEY, R.; ROTH, C. H.; LUDWIG, J.; MACJANNET, D.; LIEDLOFF, A.; CORFIELD, J.; HAWDON, A.; ABBOTT, B. Runoff and erosion from Australian's tropical semi-arid rangelands: influence of ground cover for differing space and time scale. **Hydrological Processes**, v. 20, p. 3317–3333, 2006.

BASSOI, L. H.; SILVA, J. A. M.; ALENCAR, C. M.; JORGE, L. A.C; HOPMANS, J. W. Digital imagem analysis of root distribution toqards improved water and soil management: grapevine and date palm study cases. (compact disk) In: ASAE INTERNATIONAL ANNUAL MEETING, Milwaukee, 2000. **Technical paper** St. Joseph: ASAE, 2000.

BASSOI, L. H.; SILVA, J. A. M.; SILVA, E. E, G.; RAMOS, C. M. C.; SEDIYAMA, G. C. Guidelines for irrigation scheduling of banana crop in São Francisco Valley, Brazil. I- Root distribution and activity. **Revista Brasileira de Fruticultura**. v. 26, n. 3. P.459-463. 2004.

BATISTA, T. M.; ANDRADE, E. M.; CRISÓSTOMO, L. A.; MEIRELES, M.; RODRIGUES, J. O. Modelagem da estrutura iônica das águas da bacia hidrográfica do Acaraú, Ceará. **Revista Ciência Agronômica**, v. 37, p. 1-6, 2006.

BEJAT, L.; PERFECT, E.; QUINSENBERRY, V.L.; COYNE, M.S.; HASZLER, G.R. Solute transport as related to soil structure in unsaturated intact soil blocks. **Soil Science Society of American Journal**, v. 64, p. 818-826, 2000.

BERG, A. A.; MULROY, K. A. Streamflow predictability in the Saskatchewan/Nelson River basin given macroscale estimates of the initial soil moisture status. **Hydrological Sciences Journal** 51 (4), 642–654. 2006.

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de Irrigação**. 08. ed. Viçosa: Editora UFV, 625 p. 2006.

BIGELOW, C. A.; BOWMAN, D. C.; CASSEL, D. K. Physical properties of three sand size classes amended with inorganic materials or sphagnum peat moss for putting green root zones. **Crop Science**, v.44, p.900-906, 2004.

BLANCO, C. J. C.; Secretan, Y.; Favre, A. Análise, aplicação e transposição de um modelo chuva-vazão para simulação de curvas de permanência de pequenas bacias da Amazônia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos** v. 12, n.1, p.205-216. 2007

BOIX-FAYOS, C.; MARTÍNEZ-MENA, M.; ARNAU-ROSALÉN, E.; CALVO-CASES, A.; CASTILLO, V.; ALBALADEJO, J. Measuring soil erosion by field plots: understanding the sources of variation. **Earth-Sciences Reviews**, 78, 267-285. 2006.

BONI, G. H.; COSTA, C. A. G.; GONDIM, R. S.; MONTENEGRO, A. A. T.; OLIVEIRA, V. H. Distribuição do sistema radicular do cajueiro-anão precoce (clone CCP-09) em cultivo irrigado e sequeiro, Ceará, Brasil. **Revista Ciência Agronômica**, 39, 1-6. 2008.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes**, 21(13), 1749-1763. 2007.

BRANDÃO, V. S.; CECÍLIO, R. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. **Infiltração da água no solo**. 3. ed. Viçosa: Ed. UFV. 120p. , 2009.

BRONSTERT, A.; BATALLA, R. J.; ARAÚJO, J. C.; FRANCKE, T.; GÜNTNER, A.; MAMEDE, G.; MÜLLER, E. N. Investigating erosion and sediment transport from headwaters to catchments to reduce reservoir siltation in drylands. In: Reducing the vulnerability of societies to water related risks at the basin scale (ed. A. Schumann e M. Pahlow), 119-122. IAHS-Publ. 317, **IAHS Press**, Wallingford, UK. 2007.

BURGESS, S. O.; ADAMS, M. A.; TURNER, N. C.; ONG, C. K. The redistribution of soil water by tree root systems. **Oecologia**. 115, p.306-311. 1998.

CAJAZEIRA, J. P.; ASSIS JUNIOR, R. N. de. Variabilidade espacial das frações primárias e agregados de um Argissolo no Estado do Ceará. **Revista Ciência Agronômica**, v. 42, n. 2, p. 258-267, abr-jun, 2011

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.

CAMMERAAT, L. H. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, 104(2), 317-332. 2004.

CAMPOS J. N. B. Modeling the Yield-Evaporation-Spill in the Reservoir Storage Process: The Regulation Triangle Diagram. **Water Resources Management**, v.24, n.13, p. 3487-

3511. 2010.

CAMPOS, J. N. B. Dimensionamento de reservatórios: o método do Diagrama Triangular deregularização. Edições UFC. Fortaleza, 1996. 51p.

CAÑADAS, E. M.; JIMÉNEZ, M. N.; VALLE, F.; FERNÁNDEZ-ONDOÑO, E.; MARTÍN-PEINADO, F.; NAVARRO, F. B. Soil-vegetation relationships in semi-arid Mediterranean old fields (SE Spain): Implications for management. **Journal of Arid Environments** v. 74. p. 1525-1533. 2010.

CANTÓN, Y.; DOMINGO, F.; Solé-BENET, A.; PUIGDEFÁBREGAS, J. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. **Journal of Hydrology** 252: 65 – 84. 2001.

CANTÓN, Y.; SOLÉ-BENET, A.; DOMINGO, F. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. **Journal of Hydrology** 285, p. 199–214. 2004.

CANTÓN, Y.; VILLAGARCÍA, L.; MORO, M. J.; SERRANO-ORTÍZ, P.; WERE, A.; ALCALÁ, F. J.; KOWALSKI, A. S.; SOLÉ-BENET, A.; LÁZARO, R.; DOMINGO, F. Temporal dynamics of soil water balance components in a karst range in southeastern Spain: estimation of potential recharge. **Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques**, v.55, n.5, p.737-753. 2010

CASPER, B. B.; JACKSON, R. B. Plant competition underground. **Annual Review of Ecology and Systematics**. 28, 545–570. 1997.

CBHSF- Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. Deliberação CBHSF Nº 08, de 29 de julho de 2004. Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco, 2004.

CEBALLOS, A; MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J.; SANTOS, F.; ALONSO, P. Soil-water behaviour of sandy soils under semi-arid conditions in the Duero Basin (Spain). **Journal of Arid Environments** v.51 p.501–519. 2002

CECÍLIO, R. A.; SANTOS, D. B. Metodologia de calibração de equipamento de tdr para determinação da umidade do solo. **Engenharia Ambiental**, v. 6, n. 3, p. 524-533, 2009.

CHEN, E., MACKAY, D. S. Effects of distribution-based parameter aggregation on a spatially distributed nonpoint source pollution model. **Journal of Hydrology**, 295, 211-224. 2004.

CHEN, L.; HUANG, Z.; GONG, J.; FU, B.; HUANG, Y. The effect of land cover/vegetation on soil water dynamic in the hilly area of the loess plateau, China. **Catena**, 70, 200–208. 2007.

CHOW, V. T. **Handbook of applied hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1964

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. McGraw Hill 572p. 1988.

CICHOTA, R.; HURTADO, A. L. B.; DE JONG VAN LIER, Q. . Performance of a multi-level TDR system exposed to tropical field conditions - a time-space comparison with

tensiometry. **Journal of Hydrology** (Amsterdam), v. 352, p. 181-190, 2008.

CICHOTA, R.; HURTADO, A. L. B.; DE JONG VAN LIER, Q. Spatio-temporal variability of soil water tension in a tropical soil in Brazil. **Geoderma** (Amsterdam), Holanda, v. 133, p. 231-243, 2006.

CICHOTA, R; de JONG van LIER, Q; LEGUIZAMÓN ROJAS, C. A. Variabilidade espacial da taxa de infiltração em argissolo vermelho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 27:789-798, 2003.

CIGIZOGLU, H. K.; BAYAZIT, M. A generalized seasonal model for flow duration curve. **Hydrological Processes**. v. 14, p. 1053-1067. 2000

CINTRA, F. L. D.; LIBARDI, P. L. & SAAD, A. M. Balanço hídrico no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de Tabuleiro Costeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 4:23- 28, 2000.

COELHO, E. F.; ANDRADE, C. L. T.; OR, D.; LOPES, L. C.; SOUZA, C. F. Desempenho de diferentes guias de ondas para uso com o analisador de umidade TRASE. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 5, n. 1, p. 81-87, 2001a.

COELHO, E. F.; OLIVEIRA, F. C.; ARAUJO, E. C. E.; VASCONCELOS, L. F. L.; LIMA, D. M. Distribuição do sistema radicular da mangueira sob irrigação localizada em solo arenoso de tabuleiros costeiros. **Revista Brasileira de Fruticultura**, Jaboticabal, v.23, n.2, p.250-256, 2001b.

COELHO, E. F.; OLIVEIRA, F. C.; ARAÚJO, E. C. E.; VASCONCELOS, L. F. L. Distribuição de raízes de laranja “Pêra” sob sequeiro e irrigação por microaspersão em solo arenoso. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília, v.37, n.5, p.603-611, 2002

COELHO, E. F.; OR, D. A parametric model for two-dimensional water uptake by corn roots under drip irrigation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.60, n.4, p.1039-1049, 1996.

COELHO, E. F.; OR, D. Modelo de distribuição de água e de potencial matricial no solo sob gotejamento com extração de água por raízes. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília, v.34, n.2, p.225-234, 1999

COELHO, E. F.; OR, D. Root distribution and water uptake patterns of corn under surface and subsurface drip irrigation. **Plant and Soil**, Dordrecht, v.206, n.2, p.123-136, 1998

COELHO, E. F.; VELLAME, L. de M.; COELHO FILHO, M. A.; LEDO, C. A. da S. Desempenho de modelos de calibração de guias de onda acopladas a TDR e a multiplexadores em três tipos de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 1, p. 23, 2006.

CORREIA, F. W. S.; ALVALA, R. C. S.; MANZI, A. O. Modeling the Impacts of Land Cover Change in Amazonia: A Regional Climate Model (RCM) simulation study. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, p. 225-244, 2008

COSTA, A. C. **Hidrologia de uma bacia experimental em caatinga conservada no**

semiárido brasileiro. Dissertação de Mestrado. 167 f. Universidade Federal do Ceará. Mestrado em Engenharia Civil. Fortaleza, 2007.

COSTA, C. A. G.; ALEXANDRE, D. M. B.; MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C. Análise de sensibilidade da vazão regularizável em reservatórios de diferentes escalas In: XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2009, Campo Grande. **anais.** Campo Grande: ABRH, 2009a.

COSTA, C. A. G.; FREITAS, C. A. S.; ODÍSIO, C. V.; MONTENEGRO, A. A. T.; TEIXEIRA, A. S.; MOREIRA, L. C. J. Caracterização do sistema radicular do abacaxizeiro irrigado por gotejamento. In: XXXVI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 2007, Bonito. **Anais.** Bonito: SBEA. 2007

COSTA, C. A. G.; TEIXEIRA, A. dos S.; de ANDRADE, E. M.; de LUCENA, A. M. P.; CASTRO, M. A. H. Análise da influência vegetal na altimetria dos dados SRTM em bacias hidrográficas no semiárido. **Revista Ciência Agronômica**, v. 41, n. 2, p. 222-230, abr-jun, 2010.

COSTA, C. A. G.; ALEXANDRE D. M. B.; ARAÚJO J. C.; MEDEIROS, P. H. A. **Calibração de parâmetros da equação de infiltração de green e ampt usando o método Simplex-MSX.** XXXVIII CONBEA – Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, SBEA, Juazeiro, Ba. 2009b.

COSTA, C. S.; RODRIGUES, J. J. V.; CAVALCANTI, A. C.; MARINHO, L. B.; ALMEIDA NETO, L. A.; SILVA, T. J. A. Água disponível em um Neossolo Quartzarênico após adição de um condicionador mineral do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** v.13, n.5, p.524–530, 2009c.

COSTA, E. L.; COELHO, E.F. ; SILVA, T. S. M.; LIMA, D. M. Absorção de água pela cultura da bananeira Prata Anã nas condições do Recôncavo Baiano e Norte de Minas In: Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 31, 2002, Salvador: SBEA, 2002, CD Rom

COSTA, R. N. T.; ANDRADE, E. M.; MEIRELES, M.; PORTO, M. M.; CARNEIRO NETO, J. A. Regionalização de modelos de vazões médias de longo período para o Estado do Ceará. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 35, n. Especial, p. 139-148. 2004.

CRESTANA, S.; GUIMARÃES, M. F.; JORGE, L.A.C.; RALISCH, R.; TOZZI, C.L.; TORRE-NETO, A.; VAZ, C.M.P. Avaliação da distribuição de raízes no solo auxiliada por processamento de imagens digitais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.18, n.3, p.365-371, set./dez. 1994.

CREUTZFELDT, B. Remote sensing based characterization of land cover and terrain properties for hydrological modeling in the semi-arid Northeast of Brazil. Final Year Work, Potsdam University, Potsdam, Germany. 2006.

CRUZ, A. C. R.; LIBARDI, P. L.; CARVALHO, L. A.; ROCHA, G. C. Balanço de água no volume de solo explorado pelo sistema radicular de uma planta de citros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 29:1-10, 2005.

CRUZ, J. C.; TUCCI, C. E. M. Estimativa da disponibilidade hídrica através da curva de

permanência. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.13 n.1, p.111-124. 2008

CRUZ, T. M. L.; TEIXEIRA, A. dos S.; CANAFÍSTULA, F. J. F.; SANTOS, C. C.; OLIVEIRA, A. D.; DAHER, S. Avaliação de sensor capacitivo para o monitoramento do teor de água do solo. **Engenharia Agrícola**. v. 30. n.1, p. 33-45, 2010.

D'AGOSTINO, D. R.; TRISORIO, L. G.; LAMADDALENA, N.; RAGAB, R. Assessing the results of scenarios of climate and land use changes on the hydrology of an Italian catchment: modelling study. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 2693-2704. 2010.

De JONG van LIER, Q. **Índices da disponibilidade de água para as plantas**. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ V., V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (eds.). Tópicos de ciência do solo. Viçosa:SBCS, P. 95-106. 2000

De JONG van LIER, Q. Oxigenação do sistema radicular: uma abordagem física. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 25:233-238, 2001.

De JONG van LIER, Q.; DOURADO NETO, D.; METSELAAR, K. Modeling of transpiration reduction in Van Genuchten Mualem type soils. **Water Resources Research**, v. 45, p. W02422, 2009a.

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

De JONG van LIER, Q.; VAN DAM, J. C.; METSELAAR, K. Root Water Extraction under Combined Water and Osmotic Stress. **Soil Science Society of America Journal**, v. 73, p. 862-875, 2009b.

De JONG van LIER, Q.; van DAM, J. C.; METSELAAR, K.; DE JONG, R.; DUIJNISVELD, W. H. M. Macroscopic Root Water Uptake Distribution Using a Matric Flux Potential Approach. **Vadose Zone Journal**, v. 7, p. 1065-1078, 2008.

DINIZ FILHO, E. T.; ERNESTO SOBRINHO, F.; SILVA, F. N.; MAIA, S. S. S. . Caracterização e uso de solos em região semiárida do Médio Oeste do Rio Grande do Norte. **Revista Caatinga**, v. 22, p. 111-120, 2009.

DOWNER, C. W.; OGDEN, F. L. Appropriate vertical discretization of Richards equation for two-dimensional watershed-scale modelling. **Hydrological Processes**. v.18. p. 1-22. 2004.

EMBRAPA – Centro Nacional de Pesquisas de Solos. Sistema brasileiro de classificação de Solos. 2ª Edição – EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro. 306p. 2006

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2ª ed. Rio de Janeiro, 212p, 1997.

ENGLER, M. P. C.; CICHOTA, R.; DE JONG VAN LIER, Q.; BLOEM, E. M.; SPAROVEK, G.; SCHNUG, E. An alternative approach for the determination of soil water mobility. **Pedosphere**, v. 18, p. 328-334, 2008.

ENTIN, J. K.; ROBOCK, A.; VINNIKOV, K. Y.; HOLLINGER, S. E.; LIU, S.; NAMKHAI, A. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D9, p. 11865-11877. 2000.

EVETT, S. R.; SCHWARTZ, R. C.; CASANOVA, J. J.; HENG, L. K. Soil water sensing for water balance, ET and WUE. **Agricultural Water Management** v.104 p1– 9. 2012.

FARIA, L. N.; ROCHA, M. G.; DE JONG VAN LIER, Q.; CASAROLI, D. A split-pot experiment with sorghum to test a root water uptake partitioning model. **Plant and Soil**, p. 1-2, 2009.

FARIAS, T. R. L. ; ARAUJO, J. C. . Hidrologia e sedimentologia comparada de pequenas bacias em região tropical sub-úmida no Ceará. In: IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2008, Salvador. **Anais...**, 2008.

FARIAS, T. R. L. **Produção de sedimentos em bacias hidrográficas sob diferentes contextos geoambientais: medida e modelagem**. Dissertação de mestrado, Engenharia Civil, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 2008.

FEDDES, R. A.; HOFF, H.; BRUEN, M.; DAWSON, T. E.; ROSNAY, P.; DIRMEYER, P.; JACKSON, R. B.; KABAT, P.; KLEIDON, A.; LILLY, A.; PITMAN, A. J. Modeling root water uptake in hydrological and climate models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n.12, p. 2797-2809, 2001

FERREIRA, D.F. Análises estatísticas por meio do Sisvar para Windows versão 4.0. In...45a Reunião Anual da Região Brasileira da Sociedade internacional de Biometria. UFSCAR, São Carlos, SP, Julho de 2000. p.255-258.

FIGUEIREDO, J. V. de. **Início da geração de escoamento superficial em uma bacia semiárida em Caatinga preservada**. Dissertação de Mestrado. 84 f. Universidade Federal do Ceará. Mestrado em Engenharia Agrícola. Fortaleza, 2011.

FIGUEIRÊDO, M. C. B. de; TEIXEIRA, A. S.; ARAÚJO, L. de F. P.; ROSA, M. F.; PAULINO, W. D.; MOTA, S.; ARAÚJO, J. C. Avaliação da vulnerabilidade ambiental de reservatórios à eutrofização. **Engenharia Sanitária e Ambiental**, v. 12, p. 399-409, 2007.

FRANCKE, T., GÜNTNER, A., BRONSTERT, A., MAMEDE, G.L., MÜLLER, E. N. Automated catena-based discretization of landscapes for the derivation of hydrological modeling units. **International Journal of Geographic Information Science**, 22(2), 111-132. 2008

FREITAS, C. A. S.; COSTA, C. A. G.; BEZERRA, F. M. L.; MONTENEGRO, A. A. T.; TEIXEIRA, A. S. Sistema Radicial do Maracujazeiro Irrigado Submetido a Diferentes Níveis de Potássio. **Revista Scientia Agraria**. , v.10, p.175 - 183, 2009

FRISCHKORN, H.; ARAÚJO, J. C.; SANTIAGO, M. M. F. Water resources of Piauí and Ceará. In: Gaiser; Krol; Frischkorn; Araújo. (Org) *Global change and regional impacts*. 1 ed. Berlin: Springer Verlag, p. 87-94. 2003.

FU, B.; CHEN, L. Agricultural landscape spatial pattern analysis in the semi-arid hill area

- of the Loess Plateau, China. **Journal of Arid Environment**. v. 44. n. 3 p. 292-303. 2000.
- FU, W.; HUANG, M.; GALLICHAND, J.; SHAO, M. Optimization of plant coverage in relation to water balance in the Loess Plateau of China. **Geoderma**. v. 173. p.134-144. 2012.
- FUNCEME (2008) Fundação Cearense de Meteorologia - Série pluviométrica do posto de Aiuaba (1978-2007). Disponível em: <http://www.funceme.br/DEPAM/index.htm>. Acesso em: 21 jan 2008.
- FUNDAÇÃO ARTHUR BERNARDES, UFV. SAEG **Sistema para Análises Estatísticas**, Versão 9.1: - Viçosa, 2007.
- GAISER, T.; KROL, M.; FRISCHKORN, H.; ARAÚJO, J. C. (Org) *Global change and regional impacts*. 1. ed. Berlin: Springer-Verlag, 428 p. 2003.
- GAO, X.; WU, P.; ZHAO, X.; SHI, Y.; WANG, J. Estimating spatial mean soil water contents of sloping jujube orchards using temporal stability. **Agricultural Water Management** v.102 p.66– 73. 2011.
- GARFUR, A.; JENSEN, J. R.; BORGGGAARD, O. K.; PETERSEN, L. Runoff and losses of soil and nutrients from small watersheds under shifting cultivation (Jhum) in the Chittagong Hill Tracts of Bangladesh. **Journal of Hydrology**, v. 274, p. 30-46, 2003.
- GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. **Journal of Hydrology** 170: 79–86. 1995.
- GEWIN, V. An underground revolution. **Nature**. v. 466, p. 552–553. 2010.
- GHIBERTO, P. J.; LIBARDI, P.L.; BRITO, A. S.; TRIVELIN, P. C. O. Components of the water balance in soil with sugarcane crops. **Agricultural Water Management**, v.102, p.1– 7. 2011
- GRAEFF, T.; ZEHE, E.; SCHLAEGER, S.; MORGNER, M. BAUER, A. BECKER, R. CREUTZFELDT, B.; BRONSTERT, A. A quality assessment of spatial TDR soil moisture measurements in homogeneous and heterogeneous media with laboratory experiments. **Hydrology and Earth System Sciences**. v.14 p.1007-1020. 2010.
- GRECO, R.; GUIDA, A. Field measurements of topsoil moisture profiles by vertical TDR probes. **Journal of Hydrology**, n.348. p.442-451. 2008.
- GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics: 1. Flow of water and air through soils. **Journal of Agricultural Science**, 4, 1-24. 1911.
- GREGO, C. R.; VIEIRA, S. R. Variabilidade espacial de propriedades físicas do solo em uma parcela experimental. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.29. p.169-177. 2005.
- GRIGORYAN, G. V.; CASPER, M. C.; GAUER, J.; VASCONCELOS, A. C.; REITER, P. P. Impact of climate change on water balance of forest sites in Rhineland-Palatinate, Germany. **Advances in Geoscience**, v. 27, p.37–43, 2010

GÜNTNER, A. Large-scale hydrological modelling in the semi-arid North-East of Brazil. Tese de doutorado, Instituto de Geocologia, Universidade de Potsdam, Alemanha. 2002.

GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. **Journal of Hydrology**, 297(1-4), 136-161. 2004.

GÜNTNER, A.; KROL, M. S.; ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. Simple water balance modelling of surface reservoir systems in a large data-scarce semi-arid region. **Hydrological Sciences Journal**, 49 (5), 901-918. 2004.

HAHMANN, A. N; DICKINSON, R. E. RCCM2-BATS model over tropical South America: applications to tropical deforestation. **Journal of Climate**. 10: 1944–1964. 1997

HODNETT, M. G.; SILVA, L. P. da; ROCHA, H. R. da; SENNA, R. C. Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. **Journal of Hydrology**. v. 170. P.233-254. 1995.

JACKSON, R.B.; CANADELL, J.; EHLERINGER, J. R. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. **Oecologia**. 108, 389-411. 1996.

JACOBS, J. M.; VOGUEL, R. M. Optimal allocation of water withdrawals in a river basin. **Journal of Water Resources Planning and Management**. v. 124, n° 6, p. 357-363. 1998.

JONES, S. C.; WRAITH, J. M.; OR, D. Time domain reflectometry measurement principles and applications. **Hydrological Processes** 16 (1), 141–153. 2002.

JORGE, J. A. **Física e manejo dos solos tropicais**. Campinas: Instituto Campineiro de Ensino Agrícola. 328p. 1985

JUHÁSZ, C. E. P.; CURSI, P. R.; COOPER, M.; OLIVEIRA, T. C.; RODRIGUES, R. R. Dinâmica físico-hídrica de uma toposseqüência de solos sob savana florestada (cerradão) em Assis, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v.30. p.401-412. 2006.

KIMOTO, A.; UCHIDA, T.; MIZUYAMA, T.; CHANGHUA, L. Influence of human activities on sediment discharge from devastated weathered granite hills of southern China: effects of 4-years elimination human activities. **Catena**, v. 48, p. 217-233, 2002.

KLEIDON, A.; HEIMANN, M. Assessing the role of deeprooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation. **Climate Dynamics** 16: 183–199. 2000

KLEIN, V. A. Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo, sob diferentes sistemas de uso e manejo. 1998. 150 f. Tese (Doutorado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Condutividade hidráulica de um latossolo roxo, não saturado, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.32, n.6, p.945-953, 2002a.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Densidade e distribuição do diâmetro dos poros de um latossolo vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 26:857-867, 2002b.

KRAMER, P.J.; BOYER, J.S. **Water relations of plants and soils**. San Diego: Academic, 1995. 495p.

KROL, M. S.; VRIES, M. J.; VAN OEL, P. R.; de ARAÚJO, J. C. Sustainability of Small Reservoirs and Large Scale Water Availability Under Current Conditions and Climate Change. **Water Resources Management**, v. 25, p. 3017-3026, 2011.

KROL, M.S., JAEGER, A., BRONSTERT, A., GÜNTNER, A. Integrated modelling of climate, water, soil, agricultural and socio-economic processes: a general introduction of the methodology and some exemplary results from the semi-arid Northeast of Brazil. **Journal of Hydrology**, /328: 417–431. 2006.

LACERDA, R. D.; GUERRA, H. O. C.; BARROS JUNIOR, G.; CAVALCANTI, M. L. F. Avaliação de um TDR para determinação do conteúdo de água do solo. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 5, n. 1, 2005.

LADOUCHE B.; PROBST, A.; VIVILLE, D.; IDIR, S.; BAQUÉ, D.; LOUBET, M.; PROBST, J.-L.; BARIAC, T. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). **Journal of Hydrology** 242: 255 – 274. 2001.

LAIO, F.; PORPORATTO, A.; RIDOLFI, L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress— II. Probabilistic soil moisture dynamics. **Advances Water Resources**. v.24. n.7. p.707–723. 2001.

LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Carlos: RIMA, 531p. 2004.

LEÃO, R. A. O.; TEIXEIRA, A. S.; CANAFÍSTULA, F. J. F.; MESQUITA, P. E. G.; COELHO, S. L. Desenvolvimento de um dispositivo eletrônico para calibração de sensores de umidade do solo. **Engenharia Agrícola**, v. 27, p. 26-35, 2007

LEITÃO, M. M. V. B. R.; SANTOS, J. M.; OLIVEIRA, G. M. Estimativas do albedo em três ecossistemas da floresta amazônica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.6, n.2, p.256-261, 2002.

LEMO, J. R. **Florística, estrutura e mapeamento da vegetação de Caatinga da Estação Ecológica de Aiuaba, Ceará**. Tese de doutorado, Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo, SP. 2006.

LI, X.; ZHANG, Q.; XU, C. Suitability of the TRMM satellite rainfalls in driving a distributed hydrological model for water balance computations in Xinjiang catchment, Poyang lake basin. **Journal of Hydrology**, v. 426, n.21, p. 28-38. 2012.

LI, Y.; COHEN, Y.; WALLACH, R.; COHEN, S.; FUCHS, M. On quantifying soil water deficit of a partially wetted root zone by the response of canopy or leaf conductance.

Agricultural Water Management v.65 p. 21–38. 2004.

LIMA NETO, I. E. ; WIEGAND, M. C.; ARAÚJO, J. C. Sediment redistribution due to a dense reservoir network in a large semi-arid Brazilian basin. **Hydrological Sciences Journal**. v. 56, p. 319-333, 2011.

LIMA, A. L. A.; RODAL, M. J. N. Phenology and Wood density of plants growing in the semi-arid region of Northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments**. 74, p.1363-1373. 2010.

LOPES, J. W. B.; COSTA, C. A. G.; ARAÚJO, J. C. de; RODRIGUES, E. A. Modelagem hidrossedimentológica em bacias semiáridas II: análise da sazonalidade espaço - temporal da umidade do solo. **Anais... IX Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**. 2010. Brasília-DF. ABRH. 2010a.

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

LU, T.; MA, K. M.; ZHANG; W. H.; FU, B. J. Differential responses of shrubs and herbs present at the Upper Minjiang River basin (Tibetan Plateau) to several soil variables. **Journal of Arid Environments** 67, 373–390. 2006

MACHADO, G. Demanda e disponibilidade hídrica no sistema Lagoa Mirim. São Gonçalo – Rio Grande do Sul. **Revista Discente Expressões Geográficas**. Florianópolis-SC, n. 3, pp. 61-82, 2007.

MAESTRE, F.T.; CORTINA, J.; BAUTISTA, S.; BELLOT, J.; VALLEJO, R. Small-scale environmental heterogeneity and spatiotemporal dynamics of seedling establishment in a semiarid degraded ecosystem. **Ecosystems**, v.6, p.630–643. 2003.

MAIA, C. A.; MORAIS, E. R. C. de; MEDEIROS, J. F. de. Capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível para as plantas em função de doses de vermicomposto. **Caatinga**, v.18, n.3, p. 195-199, jul-set. 2005.

MAIA, G. N., **Caatinga - Árvores e Arbustos e suas utilidades**; 1º edição, 413p. 2004.

MALVEIRA, V. T. C.; ARAÚJO, J. C.; GUENTNER, A. Hydrological impact of a high-density reservoir network in the semiarid north-eastern Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, p. 109-117, 2012.

MALVEIRA, V. T. **Pequena açudagem e sustentabilidade hidrológica em grandes bacias semi-áridas: estudo de caso da bacia do açude Orós**. 2009. 121 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

MAMEDE, G. L. **Reservoir sedimentation in dryland catchments: modeling and management**. Doctor Rerum Naturalium Thesis. 120 p. Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam. Postdam, 2008.

MAMEDE, G. L.; ARAÚJO, N .A. M.; SCHNEIDER, C. M.; ARAÚJO, J. C.; HERRMANN, H. J. Overspill avalanching in a dense reservoir network. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v.109, p.7191 - 7195, 2012.

MAMEDE, G.L.; BRONSTERT, A.; FRANCKE, T. MÜLLER, E.; ARAÚJO, J. C.; BATALLA, R. J.; GÜNTNER, A. Process-based modelling of reservoir sedimentation: a case study for the Barasona Reservoir in Spain. **Proceedings River Flow 2006**.

MAOUFORPOOR, I.; EMAMGHOLIZADEH, S.; TORADI, H.; BEHZADINASAB, M. Impacto f soil texture on the calibration of TDR for water content measurement. **Journal of Applied Sciences**, v. 9, n. 16, p. 2933-2940, 2009.

MAROUFPOOR, I.; EMAMGHOLIZADEH, S.; TORABI, H.; BEHZADINASAB, M. Impact of soil texture on the calibration of TDR for water content measurement. **Journal of Applied Sciences**. v. 9, n. 16. p. 2933-2940. 2009.

MEDEIROS, J. D. F.; CASTRO, N.; GOLDENFUM, J. A.; CLARKE, R. T. Calibração de Sondas do TDR em um Latossolo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 12, n.2, p.19-25. 2007.

MEDEIROS, J. D.; CLARKE, J. A. G. Variabilidade espacial do conteúdo de água no solo numa pequena bacia rural: Análise geoestatística. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.12, n.1, p. 43-52, 2007.

MEDEIROS, P. H. A. **Processos hidrossedimentológicos e conectividade em bacia semiárida: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas**. 2009. 139 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

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**, 40(2), 165-174. 2009.

MEDEIROS, P. H. A.; GÜNTNER, A.; FRANCKE, T.; MAMEDE, G. L.; ARAÚJO, J. C. Modelling spatio temporal patterns of sediment yield and connectivity at a semi-arid catchment with WASA-SED model. **Hydrological Sciences Journal**, 2010.

MELLO, C. R. de; OLIVEIRA, G. C.; FERREIRA, D. F.; LIMA, J. M. de. Predição da porosidade drenável e disponibilidade de água para Cambissolos da Microrregião Campos das Vertentes, MG. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 37, n. 9, p. 1319-1324, set. 2002.

MILTON, J. S. **Statistical methods in the biological and health sciences**. 2ª ed. New York: McGraw-Hill, 1992, 526 p.

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

MONTEIRO, R. O. C.; ANDRADE, E. M.; COSTA, R. N. T. Análise da qualidade e das aptidões de uso das águas dos reservatórios superficiais no Estado do Ceará. **Engenharia**

Rural, v. 18, p. 97-107, 2007.

MONTEITH, J. L. **Evaporation and environment**. Symposium Soc. Exp. Biology, 19, 205-234. 1965.

MONTENEGRO, A. A. A.; RAGAB, R. Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios: a modelling study. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 2705-2723. 2010.

MONTENEGRO, S. M. G. ; MONTENEGRO, A. A. A.; RAGAB, R. Improving agricultural water management in the semi- arid region of Brazil: experimental and modelling study. **Irrigation Science**, v. 28, p. 301-316, 2010.

MONTENEGRO, S. M. G.; 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. 434-435, p. 55-68, 2012.

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.

NEVES, A. L. R.; TEIXEIRA, A. S.; COSTA, C. A. G.; SILVA, F. B.; SILVA, F. L. B.; LACERDA, C. F.; GHEYI, H. R. Monitoring soil coverage and yield of cowpea furrow irrigated with saline water at different phenological stages. **Revista Ciência Agrônômica** (UFC. Impresso), 2010

NOBORIO, K. Measurements of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review. **Computer and Electronics in Agriculture**, Amsterdam, v. 31, n. 11, p. 213-237, 2001.

NOGUEIRA, R. J. M. C.; BARBOSA, D. C. A. Comportamento fisiológico em plantas jovens de quatro espécies lenhosas da caatinga submetidas a dois ciclos de estresse hídrico. **Phyton**, v.68, n.1, p.97. 2000.

NOVAES, L. F. de; PRUSKI, F. F.; QUEIROZ, D. O. de; RODRIGUEZ, R. G; SILVA, D. D.; RAMOS, M. M. Modelo para a quantificação da disponibilidade hídrica: Parte 2 - Análise do comportamento do modelo para a estimativa da $Q_{7,10}$ na Bacia do Paracatu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.14 n.1, p.27-39. 2009

NOVÁK, V.; HAVRILA, J. Method to estimate the critical soil water content of limited availability for plants. **Biologia**, Bratislava, v. 61/Suppl. n.19, p.289-293, 2006

OLIVEIRA, A. D. S. **Avaliação do sensor de umidade TOPDEA no manejo da irrigação**. Dissertação de Mestrado. 71 f. Universidade Federal do Ceará. Mestrado em Agronomia (Irrigação e Drenagem). Fortaleza, 2008.

OLIVEIRA, A. D.; SANTOS, C. C.; COSTA, C. A. G.; TEIXEIRA, A. S. ; VILIOTTI, C. A.; CANAFISTULA, F. J. F. Desenvolvimento de medidor digital portátil de umidade do solo. **Anais...** In: XXXVI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 2007, Bonito - MS. XXXVI CONBEA. Jaboticabal : SBEA, p. 1-4. 2007.

OLIVEIRA, R. S.; BEZERRA, L.; DAVIDSON, E. A.; PINTO, F.; KLINK, C. A.;

NEPSTAD, D. C.; MOREIRA, A. Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil. **Functional Ecology**, 19, 574-581. 2005b.

PADILLA, F. M.; MIRANDA, J. D.; JORQUERA, M. J.; PUGNAIRE, F. I. Variability in amount and frequency of water supply affects roots but not growth of arid shrubs. **Plant Ecology**, v. 204. p.261–270. 2009

PAN, Y.X.; WANG, X.P.; JIA, R.L.; CHEN, Y.W.; HE, M.Z. Spatial variability of surface soil moisture content in a re-vegetated desert area in Shapotou, Northern China. **Journal of Arid Environments**, v.72, p.1675-1683, 2008.

PARAJKA, J.; NAEIMI, V.; BLÖSCHL, G.; WAGNER, W.; MERZ, R.; SCIPAL, K. Assimilating scatterometer soil moisture data into conceptual hydrologic models at the regional scale. **Hydrology and Earth System Sciences** 10, 353–368. 2006.

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings Royal Society London, A 193, pp. 120-145. 1948.

PEREIRA, R. C. M. **Solos**. In: OLIVEIRA, J. G. B. (Ed) Projeto Aiuaba. Fortaleza. 1982.

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.

PERSSON, M.; UVO, C.B. Estimating soil solution electrical conductivity from time domain reflectometry measurements using neural networks. **Journal of Hydrology**, v. 273, p. 249-256, 2003.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. **Soil Science** 84: 257–264. 1957.

PIMENTEL, C. **A relação da planta com a água**. Seropédica: Edur, 2004. 191p.

PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G.; de ARAÚJO, J. C. Root depth in biome Caatinga of semiarid of Brazil **Journal of Arid Environments**. (no prelo)

PINHEIRO, V. B.; NAGHETTINI, M. Calibração de um modelo chuva-vazão em bacias sem monitoramento fluviométrico a partir de curvas de permanência sintéticas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.15 n.2, p.143-156, 2010.

PONIZOVSKY, A. A.; CHUDINOVA, S. M.; PACHEPSKY, Y. A. Performance of TDR calibration models as affected by soil texture. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.218, p.35-43, 1999.

PORPORATTO, A.; D'ORICO, P.; LAIO, F.; RIDOLFI, L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrology of water-controlled ecosystems. **Advances in Water Resources**, v.25, p.1335-1348. 2002.

PORPORATTO, A.; LAIO, F.; RIDOLFI, L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress—

III. Vegetation water stress. **Advances Water Resources**. v.24, n.7. p.725–744. 2001.

PUEYO, Y.; ALADOS, C.L.; MAESTRO, M.; KOMAC, B. Gypsophile vegetation patterns under a range of soil properties induced by topographical position. **Plant Ecology** v.189, p. 301–311. 2007

PUIGDEFABREGAS, J.; SOLE, A.; GUTIERREZ, L.; DEL BARRIO, G.; BOER, M. Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. **Earth-Science Reviews**, v.48, n.1-2 p.39-70, 1999.

QIU, Y.; FU, B.; WANG, J.; CHEN, L. Soil moisture variation in relation to topography and land use in hillslope catchment of the Loess Plateau, China. **Journal of Hydrology**. v.3 n.240. p. 243-263. 2001.

RADAMBRASIL **Folhas SB 24/25 Jaguaribe/Natal**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais, vol. 23. Ministério de Minas e Energia, Rio de Janeiro. 1981.

RAGAB, R.; BROMLEY, J. IHMS—Integrated Hydrological Modelling System. Part 1. Hydrological processes and general structure. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 2663-2680. 2010.

RAGAB, R.; BROMLEY, J.; DÖRFLINGER, G.; KATSIKIDES, S. IHMS—Integrated Hydrological Modelling System. Part 2. Application of linked unsaturated, DiCaSM and saturated zone, MODFLOW models on Kouris and Akrotiri catchments in Cyprus. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 2681-2692. 2010.

RAGAB, R.; FINCH, J.; HARDING, R. Estimation of groundwater recharge to chalk and sandstone aquifers using simple soil models. **Journal of Hydrology** 190: 19–41. 1997

RAMOS, M. C.; MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J. A. Impact of land leveling on soil moisture and runoff variability in vineyards under different rainfall distributions in a Mediterranean climate and its influence on crop productivity. **Journal of Hydrology**. v.321. p.131-146. 2006.

RAUPACH, M. R. Vegetation-atmosphere interaction and surface conductance at leaf, canopy and regional scales. **Agricultural and Forest Meteorology** 73: 151–179. 1995.

RAZZAGHI, F.; PLAUBORG, F.; JACOBSEN, S.; JENSEN, C. R.; ANDERSEN, M. N. Effect of nitrogen and water availability of three soil types on yield, radiation use efficiency and evapotranspiration in field-grown quinoa. **Agricultural Water Management**. In press. 2012.

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

REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 12, p. 211-216, 1988.

REICHARDT, K.; LIBARDI, P. L.; SAUNDERS, L. C. U.; CADIMA, Z. A. Dinâmica da

- água em solo cultivado com milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.3:1-5, 1979.
- RICHARD, M., PETRONE, J.S., PRICE, S.K., WADDINGTON, J.M. Statistical characterization of the spatial variability of soil moisture in a cutover peatland. **Hydrological Processes**. v.18, p.41–52, 2004.
- RIGHETTO A. M. **O Programa IBESA – Implantação de Bacias Experimentais no Semi-Árido**. Relatório técnico, FINEP – UFRN, Natal. 2004.
- ROCHA, G. C.; LIBARDI, P. L. CARVALHO, L. A. de; CRUZ, A. C. R. Estabilidade temporal da distribuição espacial da armazenagem de água em um solo cultivado com citros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.29. p.41-50. 2005.
- RODRIGUES, J. O. ; ANDRADE, E. M. ; CRISOSTOMO, L. A.; TEIXEIRA, A. S. . Modelos da Concentração Iônica em águas subterrâneas no Distrito de Irrigação Baixo Acaraú. **Revista Ciência Agrônômica**, v. 38, p. 360-365, 2007.
- RODRIGUES, J. O.; ANDRADE, E. M.; TEIXEIRA, A. S.; SILVA, B. B. Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.29, n.3, p.452-465, jul./set. 2009
- RODRIGUES, L. N. **Modelo para dimensionamento e para simulação do desempenho de pivô central**. (Tese Doutorado). Universidade de Viçosa. 145 f. 1999.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I.; PORPORATTO, A.; LAIO, F.; RIDOLFI, L. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress—I. Scope and general outline. **Advances Water Resources** v.24, n.7. p.695–705. 2001.
- RUIZ-SINOGA, J. D.; GALEOTE, M. A. G.; MURILLO, J. F. M.; MARÍN, R. G. Vegetation strategies for soil water consumption along a pluviometric gradient in southern Spain. **Catena** v.84 p.12–20 2011.
- SANTOS, J.; ARAÚJO, E. L. ; ALBUQUERQUE, U. P. Richness and distribution of useful woody plants in the semi-arid region of northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments**. v. 72, p. 652-663, 2008.
- SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA, D. D. Umidade do solo no semiárido pernambucano usando-se reflectometria no domínio do tempo (TDR). **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.7, p.670–679, 2011.
- SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA, D. D. Umidade do solo no semiárido pernambucano usando-se reflectometria no domínio do tempo (TDR). **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 15, p. 670-679. 2011.
- SANTOS, T. E. M.; SILVA, D. D.; MONTENEGRO, A. A. A. Temporal variability of soil water content under different surface conditions in the semiarid region of the Pernambuco State. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 34, p. 1733-1741, 2010.
- SEYFRIED, M. S.; MURDOCK, M. D. Response of a new soil water sensor to variable soil, water content and temperature. **Soil Science Society of American Journal**, v. 65, n.

1, p. 28-34, 2001.

SHUTTLEWORTH, W. J.; WALLACE, J. S. **Evaporation from sparse crops - an energy combination theory.** Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 111, 839-855. 1985.

SILANS, A. M. B. P. de, ALMEIDA, C. das N.; PORTO, R. de Q. Impacto da incerteza na representatividade da repartição espacial da precipitação sobre os hidrogramas e as curvas de permanência obtidos de um modelo chuva-vazão distribuído. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos.** v.14, n.2, p.59-71. 2009

SILVA, C.L.; KATO, E. Avaliação de modelos para previsão da infiltração de água em solos sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira.** v.33. p.1149-1158. 1998.

SILVA, I. O.; TEIXEIRA, A. S.; CANAFISTULA, F. J. F.; LEÃO, R. A. O. . Development of a capacitive sensor for monitoring soil moisture. In: ASAE Meeting, Tampa Bay. **Proceedings of the 2005 ASAE Meeting.** St. Joseph : ASAE, p. 1-12. 2005

SILVA, J. R. L. da; MONTENEGRO, A. A. A.; SANTOS, T. E. M. dos. Caracterização física e hidráulica de solos em bacias experimentais do semiárido brasileiro, sob manejo conservacionista. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental,** v. 16, p. 27-36, 2012

SILVA, M. A. V.; NOGUEIRA, R. J. M. C.; OLIVEIRA, A. F. M.; SANTOS, V. F. Resposta estomática e produção de matéria seca em plantas jovens de aroeira submetidas a diferentes regimes hídricos. **Revista Árvore,** Viçosa-MG, v.32, n.2, p.335-344, 2008.

SILVA, R. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SANTOS, C. A. G. Integration of GIS and remote sensing for estimation of soil loss and prioritization of critical sub-catchments: a case study of Tapacurá catchment. **Natural Hazards.** v. 52, p. 1-20, 2012.

SINGH, V. P. Watershed modeling. In: COMPUTER MODELS OF WATERSHED HYDROLOGY, 2002. Highlands Ranch: **Water Resources of Publication,** 2002. pp.1-22.

SOLÓN, J.; DEGORSKI, M.; ROO-ZIELINSKA, E. Vegetation response to a topographicalsoil gradient. **Catena** v.71, p.309–320. 2007

SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. K. **Model Calibration.** In: COMPUTER MODELS OF WATERSHED HYDROLOGY, 2002. Highlands Ranch: Water Resources of Publication. pp.23-68. 2002.

SOUSA, J. R. de; QUEIROZ, J. E.; GHEYI, H. R. Variabilidade espacial de características físico-hídricas e de água disponível em um solo aluvial no semi-árido paraibano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental,** v.3, n.2, p.140-144, 1999.

SOUZA, C. F. ; MATSURA, E. E. . Avaliação de sondas de TDR multi-haste segmentadas para estimativa da umidade do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental,** Campina Grande, v. 6, n. 1, p. 63-68, 2002.

SOUZA, C. F. **A utilização da reflectometria no domínio do tempo (TDR) na modelagem do bulbo molhado do solo irrigado por gotejamento.** 2002. 124 f. Tese

(Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

SOUZA, C. F.; FARARO, R. B. T. M.; FOLEGATTI, M. V.; DAROZ, T. H. C.; SILVA, E. F. F. Uso da reflectometria no domínio do tempo (TDR) para avaliar a distribuição do nitrato no volume molhado do solo sob fertirrigação. **Magistra**, v. 19, n. 2, p. 112 - 122, 2007.

SOUZA, C. F.; FOLEGATTI, M. V.; MATSURA, E. E.; OR, D. Calibração da reflectometria no domínio do tempo (TDR) para a estimativa da concentração da solução no solo. **Revista Engenharia Agrícola**, v. 26, n. 1, p. 282 - 291, 2006a.

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

SOUZA, E. R. de; MONTENEGRO, A. A. de A.; MONTENEGRO, S. M. G.; MATOS, J. de A. de. Temporal stability of soil moisture in irrigated carrot crops in Northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v. 99, p. 26-32, 2011.

SOUZA, G. S.; LIMA, J. S. S.; SILVA, S. A. Variabilidade espacial do fósforo, potássio e da necessidade de calagem numa área sob pastagem. **Revista Ciência Agronômica**, v. 39, n. 03, p. 384-391, 2008.

SOUZA, L. D.; SOUZA, L. S.; LEDO, C. A. S. Disponibilidade de água em pomar de citros submetido a poda e subsolagem em Latossolo Amarelo dos Tabuleiros Costeiros. **Revista Brasileira de Fruticultura**, v. 26, n. 1, p. 69-73, 2004

SOUZA, L. O. D.; REICHARDT, K. Estimativas da capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.20, n.2, p.183-189, 1996.

SRH-CE - SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS – CE. Glossário. Disponível em: <[http:// www.srh.ce.gov.br](http://www.srh.ce.gov.br)> último acesso em 5.02.2007.

SRINIVASAN, R.; LAKSHMI, V. **Simulation of water and energy budgets using a macroscale hydrological model for the upper Mississippi River Basin**. In. Singh, V. P.; Frevert, D. K. (org.) *Watershed models*. 1^a ed. Boca Raton: CRC Taylor Francis Group. p.97-127. 2006

STREDA, T.; DOSTÁL, V.; HORÁKOVÁ, V.; CHLOUPEK, O. Effective use of water by wheat varieties with different root system sizes in rain-fed experiments in Central Europe. **Agricultural Water Management** v. 104 p. 203– 209. 2012.

TARDY Y.; BUSTILLO V.; BOEGLIN J.-L. Geochemistry applied to the watershed survey: hydrograph separation, erosion and soil dynamics. A case study: the basin of the Niger River, Africa. **Applied Geochemistry** 19: 469 – 518. 2004.

TEIXEIRA, A. S.; COELHO, S. L. Desenvolvimento e calibração de um tensiômetro eletrônico de leitura automática. **Anais...** In: XXXII CONBEA, 2003, Goiania. XXXII CONBEA. Jaboticabal : SBEA, 2003.

THOMAZ, E. L. The influence of traditional steep land agricultural practices on runoff an

soil loss. **Agricultural, Ecosystem and environment**, v. 130, p. 23-30, 2009.

TIMM, L. C.; REICHARDT, K.; OLIVEIRA, J. C. M.; CASSARO, F. A. M.; TOMINAGA, T. T.; BACCHI, O. O. S.; DOURADO NETO, D. Sugarcane production evaluated by the state-space approach. **Journal of Hydrology**, v. 272, p. 226-237, 2003.

TOMMASELLI, J. T. G.; BACCHI, O. O. S. Calibração de um equipamento de TDR para medida de umidade de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.36, n.9, p.1145-54, 2001.

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

TRINTINALHA, M. A.; GONÇALVES, A. C. A.; TORMENA, C. A.; COSTA, A. C. S.; FOLEGATTI, M. V.; FREITAS, P. S. L.; REZENDE, R. Comparação dos sistemas TDR e ECHO para medida de umidade, em um solo argiloso e em areia. **Acta Scientiarum**, v. 26, n. 3, p. 353-360, 2004.

TUCCI, C. E. M. Escoamento superficial. In: Tucci, C.E.M. (org.) **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre: ABRH/ Editora UFRGS. p. 391-441. 2007.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. 2.ed. -. Porto Alegre: Ed. da UFRGS: ABRH, 2005. 678 p., il.

TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. **Clima e recursos hídricos no Brasil** – clima e recursos hídricos. Porto Alegre: ABRH. 2003.

VAN OEL P. R.; KROL, M.; HOEKSTRA, A. Y.; ARAÚJO, J. C. The impact of upstream water abstractions on reservoir yield: the case of the Orós reservoir in Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, 53, 857-867. 2008.

VARBLE, J. L.; CHÁVEZ, J. L. Performance evaluation and calibration of soil water content and potential sensors for agricultural soils in eastern Colorado. **Agricultural Water Management** v.101 p.93– 106. 2011

VASCONCELLOS, C. A. B.; AMORIM, J. C. C. Simulação Numérica da Infiltração da Água em Meios Porosos Não-Saturados Homogêneos. **Anais...** In: XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2001, Aracaju - SE. XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Porto Alegre - RS : ABRH, 2001.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soil. **Soil Science**, v.32, p.181-193, 1931.

VEIRMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soils. **Soil Science** 68: p.75-94. 1949

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: Mcgraw-Hill do Brasil. 245 p. 1975.

VILLWOCK, R.; TAVARES, M. H. F.; BOAS, M. A. V. Calibração de um equipamento

TDR em condições de campo. **Irriga**, Botucatu, v. 9, n. 1, p. 82-88, 2004.

VOGEL, R. M. Regional calibration of watershed models. In: Singh, V. P.; Frevert, D. K. (org.) **Watershed models**. 1ª ed. Boca Raton: CRC Taylor Francis Group. p.47-71. 2006.

VOGUEL, R. M.; FENNESSEY, N. M. Flow duration curves. II: A review of applications in water resources planning. **Water Resources Bulletin**. v. 31, n° 6, p. 1029-1039. 1995

VOGUEL, R. M.; FENNESSEY, N. M. Flow-duration curves. I: New interpretation and confidence intervals. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 120, n° 4, p. 485-504. 1994

VOMOCIL, J.A. **Porosity**. In: BLACK, C.A., ed.. Methods of soil analysis. Madison: Wisc. American Society of Agronomy, p.299-314. 1965.

WARRICK, A.W. & NIELSEN, D.R. **Spatial variability of soil physical properties in the field**. In: HILLEL, D., ed. Applications of Soil Physics. New York, Academic Press, . p.319-344. 1980

WESTERN, A.W.; GRAYSON, R. B.; GREEN, T. R. The Tarrawarra project: high resolution spatial measurement, modelling and analysis of soil moisture and hydrological response. **Hydrological Processes** 13 (5), 633–652. 1999.

WIEGAND, M. C. **Proposta metodológica para estimativa da produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas: estudo de caso Alto Jaguaribe, Ce**. Dissertação de Mestrado. 110 f. Universidade Federal do Ceará. Mestrado em Engenharia Agrícola. Fortaleza, 2009.

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

WILLMOTT, C. J.; CKLESON, S. G.; DAVIS, R. E.; J.J.; KLINK, K.M.; LEGATES, D.R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C. M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, v.90, p.8995-9005, 1985.

WOOLDRIDGE, S. A.; KALMA, J. D.; WALKER, J. P. Importance of soil moisture measurements for inferring parameters in hydrologic models of low-yielding ephemeral catchments. **Environmental Modelling and Software** 18 (1), 35–48. 2003.

XU, X.; MA, K.; FU, B.; SONG, C. LIU, W. Relationships between vegetation and soil and topography in a dry warm river valley. **Catena**, v.75. p. 138-145. 2008

YU, P. S.; JENG, Y. C. A study on grid based distributed rainfall runoff models. **Water Resources Management** 11: 83–99. 1997

ZIEGLER, A. D.; NEGISHI, J. N.; SIDLE, R. C.; NOGUCHI, S.; NIK, A. R. Impacts of logging disturbance on hillslope saturated hydraulic conductivity in a tropical forest in Peninsular Malaysia. **Catena**, v. 67, p. 89-104, 2006.

8. ANEXO 1 - EQUACIONAMENTO DO MODELO WASA-SED

Umidade e percolação do solo

O WASA calcula a umidade para cada horizonte de solo, fazendo a cada passo o balanço por camada, no sentido vertical, desprezando o efeito da capilaridade. Esse balanço é determinado através da expressão conforme a equação (8.1):

$$\theta_{i,t} = \theta_{i,t-1} + R_i - Q_i \quad (8.1)$$

Em que: $\theta_{i,t}$ = umidade do solo no horizonte i , no tempo t (mm); R_i = lâmina do escoamento que entra na camada i , constituído da infiltração, escoamento lateral subsuperficial e percolação da camada superior de solo (mm); Q = lâmina de escoamento que sai da camada i , constituído da percolação para a camada inferior, escoamento lateral subsuperficial e evapotranspiração na superfície do solo (mm).

A percolação $Q_{v,i}$ (mm) de um horizonte i para o próximo abaixo é calculada no modelo sempre que a umidade do horizonte superar a capacidade de campo. A mesma é estimada segundo o modelo de Arnold et al. (1990), no qual se admite um atraso temporal do fluxo de acordo com o tempo de viagem através da camada, o que é relacionado com a condutividade hidráulica não saturada (equação 8.2 a 8.4):

$$Q_{v,i} = 0 \quad \text{se } \theta_i \leq \theta_{FC,i} \quad (8.2)$$

$$Q_{v,i} = (\theta_i - \theta_{FC,i}) \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{1}{t_{d,i}}\right)\right) \quad \text{se } \theta_i > \theta_{FC,i} \quad (8.3)$$

$$t_{d,i} = (\theta_i - \theta_{FC,i}) / k_{u,i} \quad (8.4)$$

Em que: θ_i é a umidade atual do horizonte i (mm); $\theta_{FC,i}$ é a umidade do horizonte i para capacidade de campo (mm); $t_{d,i}$ é o tempo de percurso no horizonte i (horas); $k_{u,i}$ é a condutividade hidráulica não saturada (mm.h^{-1}).

A lâmina percolada pode ser limitada pela porosidade do horizonte abaixo que pode ser preenchida com água, se a mesma for menor que $Q_{v,i}$ ou pela sua condutividade hidráulica saturada. No último horizonte, a percolação pode ser limitada pela condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,Lu}$) (GUNTNER, 2002), quando o mesmo estiver presente.

Escoamento subsuperficial

O fluxo subsuperficial lateral a partir de um horizonte de solo ($Q_{l,i}$) é calculado no modelo WASA-SED de acordo com uma relação simplificada para fluxo em meio saturado baseada na equação de Darcy. O gradiente hidráulico é dado pela declividade do componente

de terreno (s_{TC}) em que o perfil de solo se encontra. $Q_{l,i}$ é expresso pelas equações (8.5) a (8.7).

$$Q_{l,i} = A_Q \cdot k_{s,i} \cdot s_{TC} \quad (8.5)$$

$$A_Q = \frac{a_{SVC} \cdot A_{LU}}{l_{LU}} \cdot d_{s,i} \quad (8.6)$$

$$d_{s,i} = d_i \frac{\theta_i - \theta_{FC,i}}{\theta_{sat,i} - \theta_{FC,i}} \quad (8.7)$$

Em que: $Q_{l,i}$ é a efluência lateral do horizonte i ($m^3 \cdot \Delta t^{-1}$); A_Q é a seção transversal de contribuição ao fluxo lateral (m^2); $k_{s,i}$ é a condutividade hidráulica saturada ($m \cdot \Delta t^{-1}$); a_{SVC} é a fração de área do componente de solo e vegetação no componente de terreno (-); A_{LU} é a área da unidade hidrológica (m^2); l_{LU} é o comprimento de rampa da unidade hidrológica (m); $d_{s,i}$ é a profundidade saturada do horizonte i (m); d_i é a profundidade total do horizonte i (m); $\theta_{sat,i}$ é a umidade do solo para condições de saturação no horizonte i (mm).

A lâmina de água total disponível para percolação e escoamento lateral é determinada pela umidade do solo que excede a capacidade de campo do respectivo horizonte. Os dois componentes de fluxo são reduzidos se sua soma for superior à lâmina de água disponível.

Evapotranspiração

Guntner (2002) considera a evapotranspiração em dois momentos: imediatamente após o umedecimento da superfície, quando se tem a taxa potencial de armazenamento do solo, e após o último evento de precipitação, quando decresce a umidade, e a evaporação do solo passa a ser em função do tempo da água aí armazenada.

No modelo WASA (GUNTNER, 2002), a evapotranspiração total E da superfície é composta da transpiração da planta E_T mais a evaporação do solo E_S , de acordo com as equações (8.8) a (8.11):

$$E = E_T + E_S \quad (8.8)$$

$$E_T = \frac{t}{\lambda} \left[\frac{\Delta(A - A_S) + \rho c_p D_m / r_a^c}{\Delta + \gamma(1 + r_s^c / r_a^c)} \right] \quad (8.9)$$

$$E_S = \frac{t}{\lambda} \left[\frac{\Delta A_S + \rho c_p D_m / r_a^s}{\Delta + \gamma(1 + r_s^s / r_a^s)} \right] \quad (8.10)$$

t = número de segundos por passo; γ = constante psicométrica ($h \text{ PA } K^{-1}$); Δ = gradiente da curva de pressão de vapor saturada ($h \text{ PA } K^{-1}$); A = energia disponível ($J \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) = ($W \text{ m}^{-2}$); A_S = energia disponível na superfície ($J \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$); ρ = massa específica do ar ($kg \cdot m^{-3}$); D_m = déficit da pressão de vapor dentro da copa ($h \text{ Pa}$); c_p = calor específico da umidade do

ar ($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$); r_a^c = resistência na superfície das folhas (s m^{-1}); r_s^c = resistência da copa (s m^{-1}); r_a^s = resistência aerodinâmica entre a superfície e a profundidade do solo (s m^{-1}) e r_s^s = resistência da camada de solo (s m^{-1}).

O deficit de pressão de vapor dentro da copa (D_m) está relacionado ao déficit da pressão de vapor (D) no nível de referência z_m através da expressão (8.11):

$$D_m = D + \frac{[\Delta A - (\Delta + \gamma)E]r_a^a}{\rho c_p} \quad (8.11)$$

Infiltração

Conforme apresentado por Güntner (2002), o processo de infiltração é simulado no modelo WASA-SED utilizando-se a abordagem proposta por Green e Ampt (1911), com modificações para contemplar os seguintes fatores: infiltração em solos divididos em camadas com características diferentes; escoamento subsuperficial lateral; e um fator de escala para a condutividade hidráulica.

A lâmina de água transferida para a rotina de infiltração (R_f , em $\text{mm} \cdot \Delta t^{-1}$) é proveniente da precipitação (R), reduzida pelo total interceptado (R_I), e adicionada do escoamento superficial lateral total, proveniente de um componente de terreno a montante ($R_{s,TC}$) e de outros componentes de solo e vegetação no mesmo TC ($R_{s,SVC}$) é representado a partir da equação 8.12.

$$R_f = R - R_I + R_{s,TC} + R_{s,SVC} \quad (8.12)$$

Para calcular o fator $R_{s,SVC}$, a rotina de infiltração é empregada em duas iterações. Inicialmente, $R_{s,SVC}$ é admitido igual a zero e o escoamento por excesso de infiltração, decorrente da precipitação e do escoamento gerado em outros componentes de terreno a montante, é estimado para todos os componentes de solo e vegetação. Em seguida, a lâmina disponível é distribuída por todos os SVC's do TC corrente e o cálculo de $R_{s,SVC}$ é então realizado, produzindo os valores finais de infiltração e escoamento superficial no intervalo de simulação.

O processo de cálculo da infiltração inicia-se no horizonte superficial de solo, verificando em que momento, dentro do intervalo de simulação, ocorre saturação. A saturação é atingida se a condutividade hidráulica saturada ($k_{s,i}$) do horizonte, modificada pelo fator de escala (S_F), for menor que a taxa de entrada de água (R_f) no sistema. Se isso ocorrer, calcula-se o momento ($t_{s,i}$) em que é atingida a saturação (equação 8.13 a 8.16):

$$t_{s,i} = \frac{F_{s,i}}{R_f} \quad (8.13)$$

$$F_{s,i} = d_{s,i} \cdot n_{a,i} \quad (8.14)$$

$$d_{s,i} = \frac{\Psi_{f,i}}{\frac{R_F}{\left(\frac{k_{s,i}}{S_f}\right)^{-1}}} \quad (8.15)$$

$$n_{a,i} = n_{t,i} - \theta_i \quad (8.16)$$

$F_{s,i}$ é a lâmina infiltrada até o tempo $t_{s,i}$ (mm); $d_{s,i}$ é a profundidade da frente de umedecimento a partir do topo do horizonte i no tempo $t_{s,i}$ (mm); $n_{a,i}$ é a porosidade do horizonte i que pode ser preenchida com água (-); $n_{t,i}$ a porosidade total do horizonte i (-); θ_i é o teor inicial de água no horizonte i (Vol%/100); $\Psi_{f,i}$ a sucção na frente de umedecimento do horizonte i (mm); $k_{s,i}$ é a condutividade hidráulica saturada (mm. Δt^{-1}); e S_f é o fator de escala.

Se o tempo $t_{s,i}$ estimado for superior ao intervalo de simulação, não há saturação nesse intervalo e toda a água disponível é infiltrada no horizonte de solo. Caso contrário, a infiltração ocorre à taxa máxima até o tempo $t_{s,i}$, a partir do qual decresce até o fim do intervalo de simulação aproximando-se ao valor limite expresso por $k_{s,i}$. A infiltração acumulada no intervalo de simulação (F_i) é dada pela equação 8.17 e 8.18, que é resolvida iterativamente:

$$F_i = F_{s,i}(t - t_{s,i}) + c \cdot \ln\left(\frac{F_i + c}{F_{s,i} + c}\right) + F_{s,i} \quad (8.17)$$

$$c = n_{a,1} \cdot \Psi_{f,i} \quad (8.18)$$

Para o horizonte superficial, a quantidade de RF que excede F_i é convertida em escoamento superficial por excesso de infiltração. Nos demais horizontes do solo, o teste de saturação é realizado caso um das seguintes situações seja satisfeita:

I. $d_{s,i}$ é maior que a profundidade total do horizonte i ($d_{h,i}$);

II. R_F , reduzida pela lâmina utilizada para saturar horizontes mais próximos da superfície do solo, excede a lâmina equivalente que pode ser preenchida no horizonte corrente ($n_{a,i} \cdot d_{h,i}$). Isso pode ocorrer se $t_{s,i}$ for maior que t ou se $k_{s,i}$ for maior que a taxa de precipitação.

Em qualquer dos casos, o horizonte atinge saturação no tempo $t_{s,i}$, utilizando-se a equação 19 ao invés da equação 13, sem produção de escoamento por excesso de infiltração, e admitindo-se $d_{s,i} = d_{h,i}$ na equação 14.

$$t_{s,i} = (d_{h,i} \cdot n_{a,i}) / R_F \quad (8.19)$$

O procedimento descrito acima é então repetido para os próximos horizontes, e admite-se saturação se o tempo $t_{s,i}$ do horizonte corrente, somado à duração necessária para

saturar os horizontes acima, for menor que o tempo t no final do intervalo de simulação. O total infiltrado é dado pela soma das lâminas infiltradas ($F_{s,i}$) do horizonte corrente e dos demais localizados acima. A diferença para a lâmina de água transferida para a rotina de infiltração (R_F) é convertida em escoamento superficial. A sequência é repetida sucessivas vezes até que ocorra um horizonte com excesso de infiltração ou até que a lâmina disponível seja completamente infiltrada no perfil de solo, situação para a qual não é gerado escoamento superficial.

O fator de escala S_F foi introduzido no modelo WASA-SED com a finalidade de compensar a redução da intensidade da chuva quando o intervalo de simulação for superior à duração da mesma, impedindo que sua variabilidade temporal seja capturada pelo modelo. Adicionalmente, o fator de escala pode ser empregado para ajustar a rotina de infiltração a condições do solo que não são explicitamente consideradas na modelagem, como a formação de crosta na superfície do solo, macroporosidade ou variabilidade na pequena escala.

9. ANEXO 2 – PROCESSOS HIDROLÓGICOS NO DICASM

Os processos hidrológicos abordados no modelo hidrológico DiCaSM são descritos a seguir, segundo Ragab e Bromley (2010).

Interceptação

Nem todas as precipitações medidas por pluviômetros efetivamente se infiltram através da superfície do solo. A precipitação efetiva é geralmente inferior ao valor registrado, devido à interceptação pelo dossel da vegetação. A água interceptada evapora para a atmosfera a uma taxa potencial. A entrada principal é a chuva bruta. A quantidade de interceptação é calculada usando fórmulas diferentes, de acordo com o tipo de vegetação. Interceptação árvore é calculada usando um modelo descrito por Gash et al. (1995), ao passo que a interceptação de culturas e grama é calculada usando os métodos de Aston (1979) e Von Hoyningen-Huene (1981). A precipitação restante, a chuva líquida será dividida entre a infiltração e o escoamento superficial.

A interceptação por culturas e grama é descrito por Aston (1979) (equação 9.1)

$$S = C_p S_{max} \left[1 - e^{-k \left(\frac{p_{cm}}{S_{max}} \right)} \right] \quad (9.1)$$

Em que S é a interceptação acumulada (mm), p_{cm} é a precipitação acumulada (mm), k é um fator de correção para a densidade da vegetação (0,46 LAI, índice de área foliar) e determina a taxa na qual o S_{max} é atingido, C_p é a fração de cobertura vegetal e S_{max} é a capacidade de armazenamento do dossel (mm) estimada a partir LAI ($m^2 \cdot m^{-2}$) por Von Hoyningen-Huene (1981) segundo a equação 9.2.

$$S_{max} = 0,935 + 0,498LAI + 0,00575LAI^2 \quad (9.2)$$

A interceptação de florestas é obtida pelo modelo de Gash et al. (1995). O modelo considera a ocorrência de chuvas como uma série de eventos discretos. Cada evento inclui um período de molhamento, quando a precipitação é inferior ao valor limiar necessário para saturar o dossel. A estrutura da floresta é descrita por dois parâmetros: a capacidade de dossel, definida como a quantidade de água existente no dossel sem evaporação quando as chuvas cessarem e um livre através do coeficiente de queda, o que determina a quantidade de chuva que cai diretamente no chão da floresta, sem tocar no dossel. Evaporação dos troncos é descrito em termos de capacidade de armazenamento do tronco, e a proporção da precipitação desviada para conter o fluxo.

Evapotranspiração

Evapotranspiração refere-se a perda de água na superfície do solo e extração de água da zona radicular e subsequente perda de água através do caule e folhas da planta para a atmosfera. Os dois processos são considerados em conjunto como um único processo. Quando a água é excedente, e as plantas crescem sob nenhuma estresse hídrico, a evapotranspiração é controlada pelas condições atmosféricas e da evapotranspiração potencial. Quando a água se torna menos disponível para a planta, a evapotranspiração potencial será reduzido para um nível real e será controlada pela planta e propriedades hidráulicas do solo. Diferentes abordagens têm sido desenvolvidas ao longo das últimas décadas para modelar este processo, desde modelos simples a altamente complexos.

Raupach (1995) introduziu o conceito de taxa de evaporação de equilíbrio, ϕ_{eq} . A evaporação de equilíbrio representa um estado termodinâmico e, portanto, pode-se reformular a equação combinada (CE) para expressar o fluxo (f_E) como perturbação em torno do seu valor de equilíbrio. A CE descreve a partição do balanço de energia $f_A = f_E + f_H$ ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) em uma superfície de evaporação, onde f_E e f_H são os fluxos de ar superficial latente e calor sensível e f_A é o fluxo de ar superficial de energia disponível (irradiância líquida de armazenamento térmico e menos consumo de energia da fotossíntese). O termo CE é geralmente escrito para descrever f_E . Levando isso em conta, Raupach chegou a formar o “equilíbrio de partida” da CE, que é usado em seu esquema médio para robustez da eficácia da parametrização (equação 9.3):

$$F_E = \sum a_i f_{ei} = \sum a_i \left[\phi_{eqi} + \frac{\rho \lambda (D_i - \delta_{eqi})}{r_{di}} \right] = \phi_{eq} + \frac{\rho \lambda (D) - \Delta_{eq}}{R_d} \quad (9.3)$$

Em que ρ é a densidade do ar (kg.m^{-3}), λ é o calor latente de vaporização da água ($2\,465\,000 \text{ J.kg}^{-1}$), D é o déficit de saturação potencial do ar ambiente e r_d é a resistência que está intimamente relacionada com a resistência (resistência térmica total e resistência total de calor latente) controlar o fluxo do déficit de saturação e, portanto, pode ser chamado de resistência déficit.

Os diferentes parâmetros (por exemplo, ϕ_{eq} , r_d , D) que são necessários para obter f_E na “partida de equilíbrio” completam a equação combinada (CE), Estes são calculados de acordo com as equações de Allen et al.(1994), Hough et al. (1996) e Monteith e Unsworth’s (1990). A vantagem da abordagem Raupach é que ele pode ser facilmente usado para obter um único valor de evapotranspiração para um quadrado da grade simples, com tipos de vegetação mista, por meio da agregação de três parâmetros de entrada na equação, ou seja,

ϕ_{eq} , r_d , δ_{eq} . Esta abordagem e o esquema de agregação são adotadas no modelo DiCaSM. Os esquemas de agregação ter em conta a área relativa, a , de cada tipo de vegetação na quadrícula da seguinte forma (equações 9.4 a 9.6):

$$\Phi_{eqi} = \sum a_i \phi_{eqi} \quad (9.4)$$

$$\frac{1}{R_d} = \sum \frac{a_i}{r_{di}} \quad (9.5)$$

$$\frac{\Delta_{eq}}{R_d} = \sum \frac{a_i \delta_{eqi}}{r_{di}} \quad (9.6)$$

O DiCaSM calcula o saldo de radiação de horas de sol ou radiação total, caso não se tenha dados de saldo de radiação disponíveis.

Cálculo do escoamento superficial (runoff) no DiCaSM

O modemo DiCaSM executa um cálculo sobre a quantidade de água que se infiltra no solo. Cada célula do DiCaSM usa um dos dois mecanismos para a geração de escoamento superficial: o excesso de saturação e excesso de infiltração.

Excesso de saturação: O *runoff* é gerado após a saturação de uma camada superior do solo de profundidade especificada. A profundidade do solo crítica para as quais o déficit hídrico do solo é calculada para geração de fluxo de enxurrada dependente de vários fatores, como mencionados anteriormente.

Excesso de infiltração: O *runoff* é gerado quando a taxa de precipitação líquida excede a taxa de infiltração máxima de uma camada superior do solo de profundidade especificada. Duas equações para excesso de infiltração são usadas, que são: equação de 'Philip' e equação de "Green-Ampt". Ambas as equações utilizam no cálculo parâmetros físicos do solo, tais como a porosidade, a pressão de borbulhamento, teor de água saturada e o mais importante, a condutividade hidráulica saturada.

Equação de Philip (Philip, 1957) (equação 9.7):

$$i = St^{-0,5} + A \quad (9.7)$$

Em que: i é a taxa de infiltração ($m.s^{-1}$), t é o tempo (s) e S é o sortividade ($m^2.s^{-1}$)^{0,5} tomada como a equação 9.8.

$$S = [2(H_0 + H_f)(\phi - \theta_i)K_s]^{0,5} \quad (9.8)$$

Em que: H_0 (m) é a profundidade da água empoçada, H_f (m) é a sucção da frente de umedecimento e ϕ é a porosidade total, K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado e θ é o conteúdo de água no solo volumétrico. A é um parâmetro com dimensão de condutividade (equação 9.9):

$$A = \alpha(K_s) \quad (9.9)$$

Em que, α varia de 0,33 a 1,0. Normalmente A é tomado como $K_s/3$, onde K_s é a condutividade hidráulica saturada.

Equação de Green–Ampt (Green e Ampt, 1911)

A taxa de infiltração i é calculada como (equação 9.10):

$$i = K_s \left[1 + \frac{(\phi - \theta_i)H_f}{I} \right] \quad (9.10)$$

Em que: K_s ($m.s^{-1}$) é a condutividade hidráulica do solo saturado, θ_i é o teor de água inicial, ϕ é a porosidade total, I é a infiltração acumulada no perfil (m) e H_f (m) é a frente de sucção de molhamento é calculada segundo a equação 9.11:

$$H_f = \frac{2+3\lambda}{1+3\lambda} \left(\frac{\psi_e}{2} \right) \quad (9.11)$$

Em que: ψ_e é a pressão de borbulhamento, λ é o índice de distribuição de tamanho dos poros e K_s a condutividade hidráulica saturada. Os parâmetros de entrada podem ser medidos ou calculados. O DiCaSM utiliza as funções de pedo-transferência de acordo com Rawls e Brakensiek (1989). A entrada para estas funções são: % de areia, % de argila, % de matéria orgânica e a capacidade de troca catiônica (CEC).

Fluxo de encaminhamento e armazenamento superficial no DiCaSM

Como parte de seu ciclo diário, o DiCaSM calcula os fluxos de superfície e fluxo dentro de seu modelo distribuído.

Encaminhamento do fluxo superficial

O DiCaSM define uma rota de fluxo através da identificação das células que estão no curso de água com base no modelo digital de elevação a partir de dez ou mais células. O modelo escreve um identificador de volta para a tabela grid no banco de dados: um para a célula de fluxo e zero para célula sem fluxo.

Escoamento e encaminhamento do fluxo de canal

O modelo de escoamento e fluxo de encaminhamento de canal de Yu e Jeng (1997) é utilizado no DiCaSM (equação 9.12)

$$Q_{t+\Delta t} = \frac{2K-\Delta t}{2K+\Delta t} Q_t + \frac{\Delta t}{2K+\Delta t} (I_{t+1} - I_t) \quad (9.12)$$

Em que: Q é a saída, I é o influxo (unidades de Q e I estamos de volume por unidade de tempo) e K é o coeficiente de armazenamento (unidades de tempo), sendo K_s para escoamento e K_c para o fluxo do canal.

Áreas alagadas

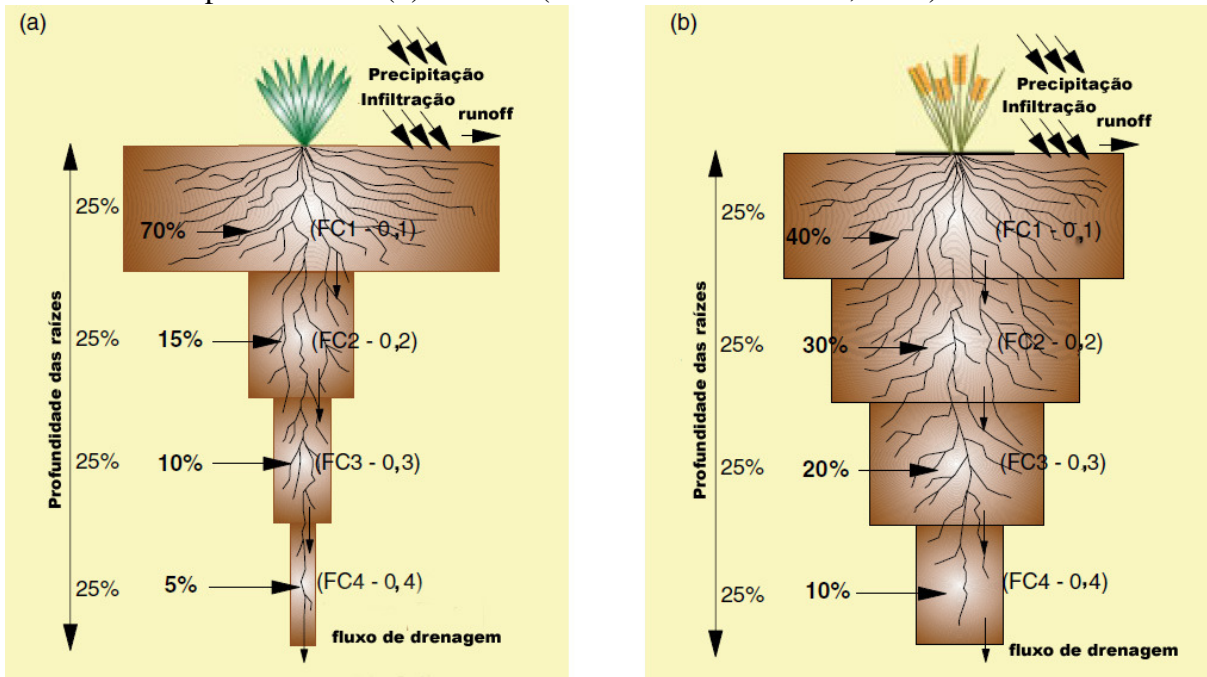
O DiCaSM incorpora um recurso de fluxo subsuperficial horizontal que permite a modelagem de áreas que foram definidas como zonas húmidas. O fluxo horizontal é Darciano usando condutividade hidráulica horizontal e gradiente horizontal. Fluxo das células de área alagadas para as células de fluxo e vice-versa dependendo do gradiente hidráulico.

Movimento de água no solo e absorção de água pelas plantas

O modelo de quatro camadas de solo, FRLM (Ragab et al., 1997), tem sido adotado para áreas vegetadas. O modelo descreve o movimento da água no solo, a cada camada, representando 25% da profundidade total de enraizamento. O movimento da água entre as camadas é baseada em uma abordagem de capacidade. Com esta técnica, se a entrada para a primeira camada superior à sua capacidade de armazenamento, então drena o excesso de água até a segunda camada até que a água disponível para infiltração é dissipada dentro da zona de raiz. A precipitação efetiva é tomada como a entrada para a camada superior, ou seja, a precipitação líquida após a contabilização de interceptação do dossel. Água em excesso da capacidade máxima de retenção de água da camada inferior é considerado potencialmente disponíveis para recarga das águas subterrâneas. A contribuição de cada camada de solo para a absorção total da raiz de água e, portanto, a evapotranspiração real depende da sua distribuição de densidade de raízes. A contribuição relativa de cada camada é baseada nas observações relatadas por muitos cientistas, tal como consta Hansen et al. (1979) e Burman e Pochop (1994). Quando o solo está molhado, a maioria de umidade da planta é retirada do solo perto da superfície porque as raízes são normalmente mais crescente perto da superfície. A distribuição de raízes ativas em um solo normal é de aproximadamente de forma triangular, a maior concentração de estar perto da superfície.

Para as culturas em geral (Figura 9.1), as raízes extrato de 40%, 30%, 20% e 10% entre o primeiro trimestre, segundo, terceiro e quarto da zona de raiz efetiva, respectivamente (Hansen et al, 1979;. Burman e Pochop, 1994). Na grama permanente, as raízes extrato de 70%, 15%, 10% e 5% da primeira camada de solo, segundo, terceiro e quarto, respectivamente (Ragab et al., 1997). O padrão de absorção de água relativa por árvores maduras das quatro camadas de enraizamento é semelhante ao de grama permanente.

Figura 9.1. – Modelo esquemático da estrutura de absorção de água pelas plantas na profundidade do sistema radicular para culturas e grama: (a) grama permanente e (b) culturas (RAGAB e BROMLEY, 2010).



Agregação de parâmetros de entrada de plantas na escala de grade quadrada

Os modelos hidrológicos distribuídos normalmente dividem a bacia em unidades hidrológicas ou fisiográficas que são semelhantes (sub-bacias), cada qual tem seu próprio conjunto de parâmetros de entrada. A vantagem deste método é que ele minimiza o número de parâmetros de entrada e reduz a quantidade de computação por agregação de quadrículas da captação. Outros modelos utilizam a média ponderada dos parâmetros de entrada, tendo em conta a sua área relativa em cada quadrado da grade. No DiCaSM o esquema de agregação foi desenvolvido para parametrização a nível do quadrado da grade.

- Agregação dos parâmetros de entrada de vegetação, acima do solo, para a evaporação e interceptação foi realizada de acordo com a área relativa de cada tipo de vegetação (Raupach, 1995; Equações (9.4 a 9.6))

- Agregação dos parâmetros de entrada do solo sob vegetação para a captação de água da planta foi realizada pela superposição das quatro camadas da raiz da vegetação diferentes para fornecer um conjunto de camadas aglomeradas. Como resultado, onde camadas de diferentes tipos de vegetação se cruzam, os parâmetros para essa camada são da área média.

- Parâmetros agregados do solo: Este foi realizado por meio do cálculo da média da área de cada tipo de solo na grade. Se os parâmetros do solo não estão disponíveis a partir de medições, conseqüentemente, frações textura de areia, silte e argila são usados como entrada para o modelo de Rawls e Brakensiek (1989) para obtenção dos parâmetros hidráulicos do solo necessários usando funções de pedo-transferência. Este último é usado para obter a condutividade hidráulica saturada do solo, teor de água na capacidade de campo (FC), no ponto de murcha (WP) e em saturação. Os parâmetros do solo calculado para cada camada de solo são sobrepostos em camadas agrupados raiz, de modo que cada camada de raiz agrupados tem parâmetros hidráulicos associados ao solo.

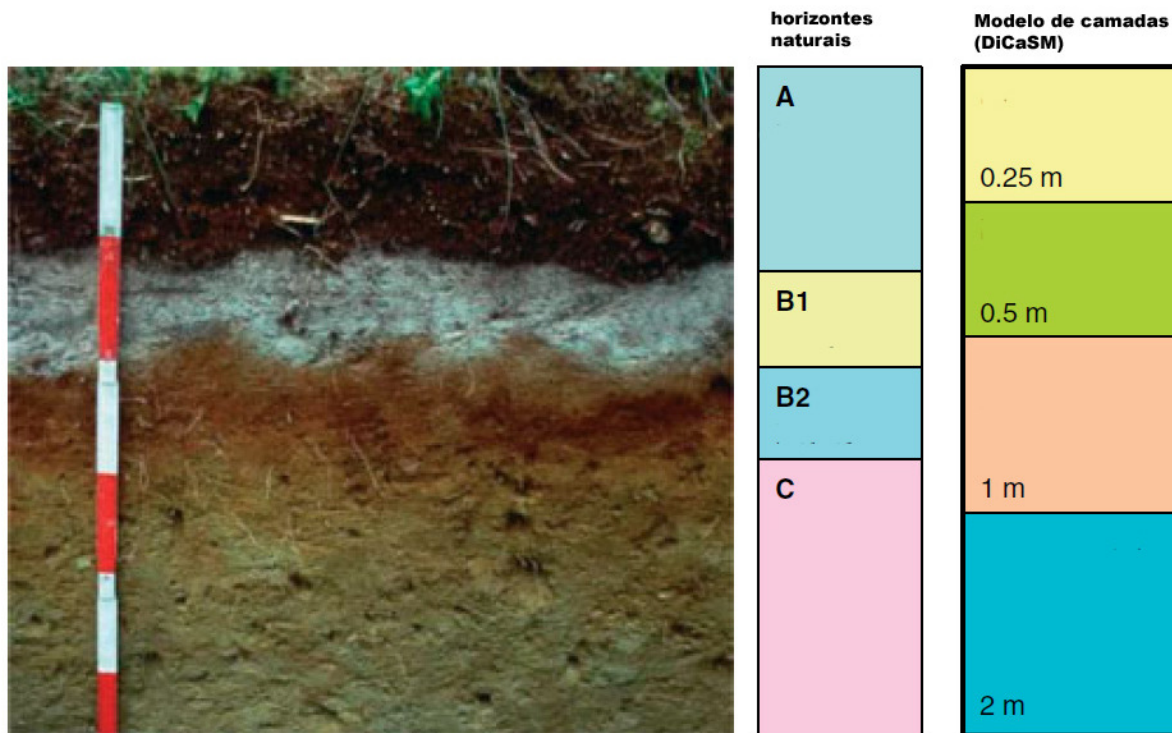
Mecanismos de aglomeração de camadas

O DiCaSM faz uso da técnica *lump* agregando camadas em duas áreas: agrupamento de camada de solo (*Soil layer lumping*) e aglomeração de densidades de raiz / razão de absorção de água (*Vegetation root depth lumping*). Ambas seguem os mesmos princípios, mas são descritos separadamente.

Agrupamento de camada de solo (*Soil layer lumping*): O modelo tem um número fixo de camadas, ou seja, quatro camadas cada uma das quais tem uma profundidade (espessura) fixa. Horizontes naturais do solo diferem em espessura e números. Em escala de bacia hidrográfica, pode-se deparar com diferentes tipos de solo com um número diferente de horizontes e espessura. Para ser capaz de modelar o flux de água dentro do solo, tem-se que mapear (fixo) todos esses números de horizontes em apenas quatro camadas. A camada do modelo pode ter um ou mais horizontes. Nesse caso, uma propriedade de camada do modelo, refletirá a contribuição relativa de cada horizonte para a camada de modelo, com base na espessura relativa de cada horizonte em relação à espessura da camada do modelo.

Os mesmos princípios se aplicam a densidades de raiz das culturas nos horizontes naturais e mapeá-los para as densidades nova raiz para as camadas do modelo. Este procedimento é para gerar o modelo de quatro parâmetros camada do solo série parâmetros horizonte natural (Figura 9.2). O banco de dados de entrada DiCaSM contém dados sobre todas as séries do solo presentes na bacia e a proporção de cada célula atribuídos a cada série do solo. Os dados da série de solo dividem cada solo em uma série de horizontes e vários parâmetros para cada um desses horizontes.

Figura 9.2. – Modelo esquemático da estrutura de mapeamento de horizontes naturais do solo para as quatro camadas do DiCaSM (RAGAB e BROMLEY, 2010).



Aglomeração de densidades de raíz / razão de absorção de água (Vegetation root depth lumping): Aglomeração de profundidades raiz vegetação segue um processo semelhante ao *lumping* de camadas de solo descritos anteriormente. Neste caso, porém, o *lumping* é feito em cada dia da execução do modelo, como raízes das plantas vão crescer durante a temporada. O objetivo da vegetação lumping é gerar RRDs agrupados e índices de absorção de água para as quatro camadas do modelo. O RRDs geradas são utilizados para o cálculo da absorção de água real / transpiração. O diagrama abaixo (Figura 9.3) ilustra o princípio de vegetação lumping para um tipo de vegetação arbitrária.

Figura 9.3. – Modelo esquemático da estrutura de mapeamento da profundidade do sistema radicular para as quatro camadas do DiCaSM (RAGAB e BROMLEY, 2010).



Cada tipo de vegetação é mapeado para o modelo de quatro camadas, transferindo os seus valores RRD equivalente às camadas do modelo. Isto é repetido três vezes, para as culturas, árvores e grama, acumulando os valores RRD como cada tipo de vegetação é adicionado. Cada adição conta para a área do tipo de vegetação específica, e é ponderado de acordo com a espessura das camadas geradas.

Escala e extrapolação da umidade do solo

O DiCaSM tem uma opção para distribuir em escala os valores de umidade do solo (SM) para produzir um único valor que representa o status da umidade do solo da grade do modelo. Faixas de valores numa escala de 0 a 1 para qualquer dia e é chamado de índice de umidade da bacia (WI), que é 1 quando a grade é saturada e menos de 1 quando é insaturada (Kalma et al 1995). O WI também pode ser calculado a partir dos dados medidos de umidade do solo distribuídos e comparados com o modelo WI.

A umidade do solo (SM) em um determinado ponto, medida pela sonda de nêutrons, ou de um quadrado grade do modelo em um determinado dia pode ser calculado como um índice de umidade do solo (SMI), como (equação 9.13):

$$SMI_z = \frac{|(SM_z) - (SM_z)_{min}|}{|(SM_z)_{max} - (SM_z)_{min}|} \quad (9.13)$$

A umidade do solo pode ser aproximada por uma contabilidade única variável para variações devido à topografia, textura do solo, profundidade do solo e cobertura do solo através da grade da bacia. O WI da bacia que reduz a variabilidade espacial entre diferentes locais (rede de sonda de nêutrons ou quadrículas modelo em um determinado dia) pode ser calculado como (equação 9.14):

$$WI = \frac{\Sigma[(SM_z) - (SM_z)_{min}]}{\Sigma[(SM_z)_{max} - (SM_z)_{min}]} \quad (9.14)$$

Otimização da vazão afluente do DiCaSM

Tal como acontece na maioria dos modelos hidrológico, há uma exigência para calibrar o modelo em relação aos dados observados. O DiCaSM fornece uma ferramenta para otimizar certos parâmetros-chave do modelo e permite uma calibração em relação aos valores observados na vazão afluente da bacia.