

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL

Dissertação de mestrado

**DESENVOLVIMENTO DE UM ÍNDICE DE UMIDADE DO SOLO DERIVADO
DA VERSÃO DISTRIBUÍDA DO TANK MODEL**

SOFIA MELO VASCONCELLOS

Porto Alegre
Março de 2017

Sofia Melo Vasconcellos

**DESENVOLVIMENTO DE UM ÍNDICE DE UMIDADE DO SOLO DERIVADO
DA VERSÃO DISTRIBUÍDA DO TANK MODEL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador: Masato Kobiyama

Porto Alegre

Março de 2017

Sofia Melo Vasconcellos

**DESENVOLVIMENTO DE UM ÍNDICE DE UMIDADE DO SOLO DERIVADO
DA VERSÃO DISTRIBUÍDA DO TANK MODEL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Claudia Weber Corseuil – UFSC

Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan - UFRGS

Prof. Dr. Gean Paulo Michel – UFRGS

Porto Alegre

Março de 2017

Agradecimentos

A Deus.

Aos meus pais, Rene e Eduardo, pelo amor, incentivo e apoio incondicionais. Aos meus irmãos Ana Carolina e Luis Vitor, pela parceria de sempre. E ao meu sobrinho Daniel, por mesmo à distância conseguir alegrar meus dias.

Ao meu orientador, professor Masato Kobiyama, pela orientação e confiança dispensadas a mim e a minha pesquisa.

Aos meus amigos, que fizeram minha trajetória mais fácil, especialmente a Glaucia e Camila, que se tornaram irmãs que a vida me deu em Porto Alegre.

Ao colega Juan Ticona, por ceder sua versão do NSGAI, e se dispor a me ajudar tirando dúvidas e dando sugestões para o trabalho. Agradeço também ao Hudson, por todas as vezes que me socorreu com alguma dúvida de programação.

À Aline de Almeida Mota, professora da Universidade Federal de Fronteira Sul (UFFS) e também colega do GPDEN, pelo fornecimento de preciosa informação sobre a bacia experimental do rio Araponga e dados monitorados na mesma, sem esses dados, o presente trabalho não existiria.

Aos professores componentes da banca final pelas sugestões e contribuições imprescindíveis para a melhoria do mesmo.

Aos professores do Mestrado, pelos conhecimentos passados, em especial a professora Edith Beatriz, pelo incentivo dado ao longo do curso.

Ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, pelo meu aceite como aluna no programa.

A CAPES, pela concessão de bolsa de estudos durante o mestrado.

RESUMO

A umidade do solo pode ser um fator determinante nos processos hidrológicos. No entanto, o monitoramento do conteúdo de água no solo é difícil de ser realizado, devido à sua variabilidade espaço-temporal e porque as medições de campo são dispendiosas e demoradas. Assim, a utilização do Tank Model e também de um índice de umidade, derivado deste modelo, podem ser muito úteis nos estudos hidrológicos. Além disso, a avaliação desse índice de forma distribuída na bacia hidrográfica permite uma análise mais detalhada do conteúdo de água do solo, uma vez que considera a sua variabilidade espacial. O objetivo deste estudo foi desenvolver uma versão distribuída do Tank Model (D-Tank Model), para determinar um índice de umidade do solo (IUS), dividindo a bacia em células com resolução de 2 metros. A área de estudo foi a bacia hidrográfica do Rio Araçuaia (5,26 ha), localizada no norte de Santa Catarina, e com disponibilidade de dados hidro-meteorológicos e tensiométricos. No estudo foram utilizados dados a cada 5 minutos de precipitação, evapotranspiração e vazão, e de tensão de água no solo a cada 10 minutos, medidos no período de março de 2011 a dezembro de 2015. Inicialmente foi utilizado o Tank Model (concentrado), visando somente o processo chuva-vazão da bacia para cinco eventos de curta-duração visando a calibração dos parâmetros, que foram também utilizados nas células do D-Tank Model. A validação desta transferência de parâmetros se deu utilizando a média dos parâmetros encontrados na calibração, aplicando-a em outros dois eventos de curta duração. Após a validação, foi calculado o armazenamento de água no solo, de cada uma das células da bacia, geradas para o D-Tank Model. Com o D-Tank Model obteve-se os valores de IUS, que foram comparados com os valores de tensão da água no solo, medidos pelos tensiômetros. Os valores de armazenamento individuais dos dois reservatórios S1, e S2, também foram comparados com os valores de tensão. A comparação foi feita através do coeficiente de correlação linear, buscando correlações negativas entre as variáveis, o que ocorreu de forma satisfatória, tanto entre o IUS e os valores de tensão, como para os valores de armazenamento dos reservatórios e os valores de tensão da água no solo. O presente trabalho mostrou que o IUS pode ser uma medida aplicável para representação da umidade do solo.

Palavras-chave: Índice de umidade do solo, bacia experimental, D-Tank Model.

ABSTRACT

Soil moisture can be a determining factor in hydrological processes. However, the monitoring of soil water content is difficult to perform because of its spatio-temporal variability and because field measurements are expensive and time-consuming. Thus, the use of the Tank Model and also a moisture index derived from this model can be very useful in hydrological studies and in the management of natural disasters. In addition, the evaluation of this index in a distributed form in the river basin allows a more detailed analysis of the water content of the soil, considering its spatial variability. The objective of this study was to develop a distributed version of the Tank Model (D-Tank Model) to determine a soil moisture content (IUS), dividing the basin into cells with a resolution of 2 meters. The study area was the Araponga River basin (5.26 ha), located in the north of Santa Catarina, and with hydro-meteorological and tensiometric data available. In the study, data were used every 5 minutes of rainfall, evapotranspiration and flow, and soil water tension every 10 minutes, measured from March 2011 to December 2015. Initially the Tank Model was used, Aiming only at the rain-flow process of the basin for five short-duration events aiming at the calibration of the parameters, which were also used in the D-Tank Model cells. The validation of this transfer of parameters was done using the average of the parameters found in the calibration, applying it in two other short duration events. After validation, the water storage in the soil of each of the basin cells generated for the D-Tank Model was calculated. With the D-Tank Model, the IUS values were obtained, which were compared with the soil water tension values measured by the tensiometers. The individual storage values of the two reservoirs S1, and S2, were also compared with the water tension values. The comparison was made through the linear correlation coefficient, seeking negative correlations between the variables, which occurred in a satisfactory way, both between the IUS and the tension values, as well as the storage values of the reservoirs and the water tension values. The present work showed that IUS may be an applicable measure for soil moisture representation.

Key words: Soil moisture index, experimental basin, D-Tank Model.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	14
2.	OBJETIVOS	16
2.1.	GERAL	16
2.2.	ESPECÍFICOS	16
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	17
3.1.	MODELOS HIDROLÓGICOS	17
3.2.	UMIDADE DO SOLO	18
3.2.1.	TEORIA.....	18
3.2.2.	MÉTODOS DE MONITORAMENTO <i>IN SITU</i>	21
3.2.2.1.	TENSIÔMETRO	23
3.3.	TANK MODEL.....	24
3.3.1.	TEORIA.....	24
3.3.2.	PARÂMETROS E CALIBRAÇÃO	27
3.3.3.	APLICAÇÕES.....	28
4.	MATERIAL E MÉTODOS	31
4.1.	ÁREA DE ESTUDO	31
4.2.	ESTRUTURA DO TANK MODEL UTILIZADA.....	34
4.2.1.	CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS DO TANK MODEL.....	37
4.3.	ÍNDICE DE UMIDADE DO SOLO.....	41
4.4.	APLICAÇÃO DO MODELO.....	42
4.4.1.	CARACTERIZAÇÃO DA ÀREA DE ESTUDO.....	42
4.4.1.1.	SOLO	42
4.4.1.2.	CLIMA	43
4.4.2.	DADOS UTILIZADOS	45
4.4.2.1.	ETAPAS DE APLICAÇÃO DO MODELO	47
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	49
5.1.	APLICAÇÃO DO TANK MODEL	49
5.1.1.	CALIBRAÇÃO DO TANK MODEL	49
5.1.2.	VALIDAÇÃO DO D- TANK MODEL	55
5.2.	ÍNDICE DE UMIDADE DO SOLO (IUS).....	58
5.3.	RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE UMIDADE DO SOLO E TENSÃO DE ÁGUA NO SOLO	66
5.3.1.	CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE IUS E TENSÃO DE ÁGUA NO SOLO	66
6.	CONCLUSÕES.....	76
7.	REFERÊNCIAS.....	79

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Curva de retenção típica para diferentes tipos de solos. Fredlund e Xing, (1994).....	21
Figura 2. Curva de retenção de água em um Argissolo Vermelho Distrófico, em três diferentes camadas do solo (0,025 a 0,05m(a), 0,1 a 0,125m (b) e 0,2 a 0,225m (c). Fonte: Suzuki et al. (2014).	21
Figura 3. a) Regime hídrico na bacia. b) Representação usual do Tank Model. Fonte: Adaptado de Lindner (2007).....	25
Figura 4. Mapa de localização da área de estudo. Fonte: MOTA (2012).....	31
Figura 5 – Mapa hipsométrico da bacia experimental do rio Araponga/SC e a localização dos aparelhos de monitoramento instalados. (Fonte: MOTA et al. 2017)	32
Figura 6. Sensor Irrometer Watermark 200SS utilizado para as medições de tensão.	33
Figura 7. Configuração tipo I e II de tensiômetros (vista em planta e cortes). Fonte: Mota et al. (2017).	33
Figura 8. Estrutura do Tank Model em uma única célula(a) representação esquemática do movimento do escoamento entre as células (b).....	35
Figura 9. Determinação da direção do fluxo. a)Definição a direção do fluxo nas oito facetas. b)Definição das variáveis para o cálculo da direção em uma única faceta. (Fonte: adaptado de TARBOTON, 1997).....	37
Figura 10. Classificação dos indivíduos na Fronteira de Pareto. Fonte: Martins, (2011).	39
Figura 11. Temperaturas mínimas, médias e máximas mensais na região de Rio Negrinho –SC. Fonte: Kobiyama et al. (2004).....	43
Figura 12. Precipitação média mensal para a bacia do rio Araponga 2012 a 2014.....	45
Figura 13. Vazão média mensal para a bacia do rio Araponga 2012 a 2014.	45
Figura 14. Fluxograma de aplicação do Tank Model na bacia do rio Araponga	48
Figura 15. Hidrograma gerado na calibração para o período de 14 a 16 de janeiro de 2012, no Tank Model.	51
Figura 16. Hidrograma gerado na calibração para o período de 14 a 16 de janeiro de 2012, para o D-Tank Model.	51
Figura 17. Hidrograma gerado na calibração para o período de 28 a 30 de abril de 2012, para o Tank Model.	52
Figura 18. Hidrograma gerado na calibração para o período de 28 a 30 de abril de 2012, para o D-Tank Model.	52
Figura 19. Hidrograma gerado na calibração no período de 04 a seis de junho de 2012, para o Tank Model.	52
Figura 20. Hidrograma gerado na calibração no período de 04 a seis de junho de 2012, para o D-Tank Model.	53
Figura 21. Hidrograma gerado calibração para o período de 20 a 22 de junho de 2013, no Tank Model.	53
Figura 22. Resultados da calibração para o período de 20 a 22 de junho de 2013, no D- Tank Model.	53
Figura 23. Resultados da calibração para o período de 08 a 10 de março de 2014, no Tank Model.	54
Figura 24. Resultados da calibração para o período de 08 a 10 de março de 2014, no D-Tank Model.	54
Figura 25. Validação para o período de 20 a 22 de julho de 2012, Tank Model	56
Figura 26. Validação para o período de 20 a 22 de julho de 2012, D-Tank Model	57
Figura 27. Validação para o período de 25 a 27 de abril de 2012, Tank Model	57
Figura 28. Validação para o período de 25 a 27 de abril de 2012, D-Tank Model	57
Figura 29. Variação espacial do IUS em 3 diferentes pontos do hidrograma para o evento 1	60

Figura 30. Variação espacial do IUS em 3 pontos diferentes do hidrograma para o evento 2....	61
Figura 31. Variação do IUS em duas seções transversais da bacia no pico do hidrograma para o evento 1.	62
Figura 32. Zoom da área da bacia do rio Araponga onde estão instalados os tensiômetros	63
Figura 33. Relação entre IUS e sensor A3 na profundidade 10cm, no período de 25 a 27 de abril de 2012.	68
Figura 34. Relação entre o armazenamento do reservatório superior e o sensor Z4 na profundidade 60cm, no período de 25 a 27 de abril de 2012.	68
Figura 35. Relação entre o IUS e o sensor B3 na profundidade 90cm, no período de 25 a 27 de abril de 2012.....	69
Figura 36.Relação entre IUS e sensor A3 na profundidade 10cm, período 20 a 22 de julho de 2012.....	72
Figura 37.Relação entre armazenamento do tanque superior e sensor A3 na profundidade 60cm, período 20 a 22 de julho de 2012.	73
Figura 38. Relação entre o armazenamento do reservatório inferior e sensor A3 na profundidade 20cm, período 20 a 22 de julho de 2012.	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação entre atributos de textura e características do solo. Fontes: PRADO (1995), e EMBRAPA(2005).....	19
Tabela 2. Métodos de medição da umidade do solo. Fontes: Adaptado de Saavedra (2016); Oliveira (1999b); Roque (2012), e Silva (1999).	22
Tabela 3. Relação de alguns estudos que avaliaram aplicação do Tank Model distribuído e semi-distribuído.	29
Tabela 4. Evapotranspiração potencial mensal (ETp), precipitação (P) e vazão estimada. Fonte: Kobiyama et al. (2004).....	44
Tabela 5. Dados meteorológicos mínimos, médios, máximos medidos na estação Feio para o período de 2011 a 2014.	44
Tabela 6. Caracterização dos dados hidrológicos utilizados na calibração e validação.....	47
Tabela 7. Limites máximo e mínimo dos parâmetros do TM utilizados na calibração.....	49
Tabela 8. Parâmetros escolhidos na etapa de calibração.....	50
Tabela 9. Parâmetros estatísticos da validação do D-Tank Model.....	55
Tabela 10. Resultados estatísticos IUS, armazenamento por reservatório, para as nove células onde os tensiômetros estavam instalados, para o evento 1.....	63
Tabela 11. Resultados estatísticos para o IUS, armazenamento por reservatório, para o evento 2.	64
Tabela 12. Valores r encontrados na comparação entre o IUS e tensão.....	66
Tabela 13. Valores r encontrados na comparação entre o S1 e tensão.....	67
Tabela 14. Valores r encontrados na comparação entre o S2 e tensão.....	67
Tabela 15. Correlação entre IUS gerado para o Tank Model e tensiômetros.....	69
Tabela 16. Correlação entre S1 do Tank Model e tensiômetros.....	70
Tabela 17. Correlação entre S2 do Tank Model e tensiômetros.....	70
Tabela 18. Valores r encontrados na comparação entre o IUS e tensão.....	71
Tabela 19. Valores r encontrados na comparação entre o S1 e tensão.....	71
Tabela 20. Valores r encontrados na comparação entre o S2 e tensão.....	71
Tabela 21. Correlação entre o IUS gerado para o Tank Model e os tensiômetros.	73
Tabela 22. Correlação entre o S1 gerado para o Tank Model e os tensiômetros	74
Tabela 23. Correlação entre S2 gerado pelo Tank Model e tensiômetros	74

LISTA DE SÍMBOLOS

ψ_G	Potencial gravitacional de água no solo	(kPa)
ψ_M	Potencial matricial de água no solo	(kPa)
ψ_P	Potencial de pressão de água no solo	(kPa)
ψ_T	Potencial total de água no solo	(kPa)
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor em relação à temperatura	kPa°C ⁻¹
ΔV	Relação entre volumes	(%)
A	Área da bacia	(km ²)
a_0	Coefficiente de infiltração do reservatório 1	(5min ⁻¹)
$A1$	Coefficiente de escoamento superficial do reservatório 1	(5min ⁻¹)
a_1	Coefficiente de escoamento superficial do reservatório 1	(5min ⁻¹)
$A12$	Localização de tensiômetro A próximo ao rio	-
$A2$	Coefficiente de escoamento sub-superficial do reservatório 1	(5min ⁻¹)
a_2	Coefficiente de escoamento sub-superficial do reservatório 1	(5min ⁻¹)
$A3$	Coefficiente de escoamento intermediário do reservatório 2	(5min ⁻¹)
$A3$	Localização do tensiômetro A na encosta	-
$A4$	Coefficiente de escoamento de sub-base no reservatório 3	(5min ⁻¹)
$A5$	Coefficiente de escoamento de base do reservatório 4	(5min ⁻¹)
$A4$	Localização do tensiômetro A no divisor	-
$B1$	Coefficiente de infiltração no reservatório 1	(5min ⁻¹)
b_1	Coefficiente de escoamento de base do reservatório 2	(5min ⁻¹)
$B12$	Localização do tensiômetro B próximo ao rio	-
$B2$	Coefficiente de infiltração no reservatório 2	(5min ⁻¹)
$B3$	Coefficiente de infiltração no reservatório 3	(5min ⁻¹)
$B3$	Localização do tensiômetro B na encosta	-
$B4$	Localização do tensiômetro B no divisor	-
$D1$	Componente 1 do vetor declividade D-infinito	-
$D2$	Componente 2 do vetor declividade do D-infinito	-
E_a	Pressão atual de vapor	(kPa)
E_s	Pressão de saturação de vapor	(kPa)
ETR	Evapotranspiração	(mm)
G	Fluxo total diário de calor no solo	(MJm ⁻² dia ⁻¹)
$H1$	Altura do orifício 1	(mm)
$H2$	Altura do orifício 2	(mm)
$H3$	Altura do orifício 3	(mm)
$H4$	Altura do orifício 4	(mm)
$HA1$	Altura do orifício 1 do reservatório 1	(mm)
$HA2$	Altura do orifício 2 do reservatório 2	(mm)
m	Magnitude da declividade D-infinito	-

NS	Coeficiente de eficiência de Nash Sutcliffe	-
θ	Teor de água no solo	%
P	Precipitação	(mm)
qs	Componente do escoamento superficial	(mm/5min)
qb	Componente da infiltração entre tanques	(mm/5min)
Q	Vazão	(mm/5min)
R	Coeficiente de correlação linear	-
r	Direção da declividade do D-infinito	-
R ²	Coeficiente de determinação	-
RMSE	Root mean square error	(mm/5min)
Rn	Saldo de radiação diário	(MJm ⁻² dia ⁻¹)
S1	Armazenamento de água no reservatório 1	(mm)
S2	Armazenamento de água no reservatório 2	(mm)
S3	Armazenamento de água no reservatório 3	(mm)
S4	Armazenamento de água no reservatório 4	(mm)
T	Temperatura média do ar	(°C)
T	Unidade temporal	-
PT	Passo de tempo para análise do Tank Model	(h)
U_2	Velocidade do vento a 2 m de altura	(m s ⁻¹)
Z12	Localização do tensiômetro Z próximo ao rio	-
Z3	Localização do tensiômetro Z na encosta	-
Z4	Localização do tensiômetro Z no divisor	-
Γ	Coeficiente psicrométrico	(kPa°C ⁻¹)

LISTA DE SIGLAS

API - *Antecedent Precipitation Index*

DTM- D Tank Model

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

ETo – Evapotranspiração de referência

ETR – Evapotranspiração

IUS – Índice de Umidade do Solo

MDE- Modelo digital de elevação

NSGA II -Elitist Non-dominated Sorting Genetic Algorithm II

SMOS - *Soil Moisture and Ocean Salinity*

TM- Tank Model

URH – Unidades de Resposta Hidrológica

1. INTRODUÇÃO

A compreensão dos processos hidrológicos é fundamental em estudos ambientais, na gestão dos recursos hídricos e em projetos de obras hidráulicas. O tempo em que a água permanece nas diversas partes da hidrosfera influencia, entre outros, a disponibilidade hídrica, a ocorrência de inundações e a dinâmica de nutrientes e poluentes. A importância dessas inter-relações é responsável pelo crescente interesse em estudos hidrológicos (MORAES, 2003).

A umidade do solo é amplamente utilizada como uma variável em muitos estudos ambientais, na hidrologia, meteorologia e agricultura (WALKER, 2004). A análise da umidade do solo tem muita importância nos processos de troca de energia e água, entre o solo e atmosfera, exercendo influência direta nos processos de infiltração, drenagem, evapotranspiração, escoamento superficial, entre outros (ENTIN et al., 2000)

Segundo Saldanha et al. (2012), o acompanhamento da umidade do solo no espaço e no tempo permite uma melhor gestão dos recursos hídricos, previsão de inundações e secas, entre outros. Em detrimento a sua importância, esta variável não é monitorada regularmente devido ao alto custo, e mesmo que o fosse, seria difícil obter uma boa estimativa espacial e temporal da mesma.

Para preencher esta lacuna, diversos pesquisadores vem utilizando diferentes métodos para estimativa da umidade do solo. Seja através de dados espectrais terrestres e orbitais para determinação espacial da umidade (SANCHEZ et al., 2010; YICHANG et al., 2010), através de medições de satélite, como o SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*), (BROCCA et al., 2016), ou por índices que relacionam o estado de umidade do solo com a precipitação antecedente dos últimos dias, como o *Antecedent Precipitation Index* (API), (Kohler e Linsley, 1951), e o *API-mod* (Pellarin et al., 2013).

Também existem modelos hidrológicos distribuídos que calculam espacialmente o balanço de água no solo, como é o caso do WBMGB, proposto por Saldanha (2009), que divide a área analisada em células quadradas com resolução de 10km, e pode ser aplicado em grandes bacias.

No contexto dos modelos hidrológicos que simulam balanço hídrico, está o *Tank Model*, proposto por Sugawara (1961), que foi bem avaliado e recomendado para este tipo de simulação por WMO (1975, 1992) e Franchini e Pacciani (1991).

Devido ao fato do *Tank Model* ser computacionalmente simples e gerar bons resultados na estimativa de vazões de pico e volume escoado superficialmente, vários

autores aplicaram a fim de auxiliar na redução de desastres relacionados à água e a sedimentos, por exemplo, Suzuki et al. (1979), Kobashi e Suzuki (1987) e Shuin et al. (2014) para escorregamentos; Takahashi e Nakagawa (1991) para fluxo de detritos; Entretanto, esses estudos aplicaram o modelo na forma concentrada.

O *Tank Model* pode ser considerado um modelo de armazenamento, composto por uma série de reservatórios verticais, que representa esquematicamente a estratificação das camadas do solo, da superfície à base. Desta estrutura, surge a hipótese de que o armazenamento calculado em cada reservatório seria uma medida representativa do estado real de umidade nas diferentes camadas do solo.

Esta relação foi explorada por Lindner e Kobiyama (2009), que propuseram um índice de umidade do solo derivado do *Tank Model*, chamando-o de *Tank Moisture Index* (TMI). Os autores demonstraram sua utilidade na previsão de enchente e estiagem. O sistema de alerta de desastres do Japão, também analisa as alturas de armazenamento dos reservatórios do Tank Model para avaliar o nível de saturação do solo.

Portanto, a utilização do Tank Model e também de um índice de umidade derivado deste modelo, podem ser muito úteis em estudos hidrológicos e, conseqüentemente, no gerenciamento de desastres naturais associados à inundação, estiagem e movimento de massas. Adicionalmente, a avaliação desse índice de forma distribuída na bacia hidrográfica permite uma análise mais detalhada do conteúdo de água do solo, uma vez que considera a sua variabilidade espacial.

Entretanto, esta relação entre o armazenamento de cada tanque (medida virtual) e a umidade real do solo da área analisada nunca foi validada através de dados medidos em campo. Neste intuito, é proposto um índice de umidade do solo (IUS), a partir de uma versão distribuída do *Tank Model* (D-Tank Model), a ser validado através da comparação com dados de tensão de água no solo monitorados na área da bacia experimental do Rio Araponga, em Santa Catarina. Esta área foi escolhida pela disponibilidade de dados hidrometeorológicos e tensiométricos.

2. OBJETIVOS

2.1. GERAL

Desenvolver uma versão distribuída do Tank Model (D-Tank Model) e de um índice de umidade do solo (IUS), visando avaliar a sua aplicação em uma bacia experimental.

2.2. ESPECÍFICOS

- Avaliar a vazão obtida pelo Tank Model na versão concentrada
- Avaliar a vazão e o armazenamento de água no solo obtidos pelo Tank Model na versão distribuída (D-Tank Model), por meio da calibração e validação na bacia do rio Araponga, SC.
- Investigar da correlação entre o armazenamento de água calculado para os reservatórios do D-Tank Model (IUS e alturas de armazenamento dos reservatórios) e as medidas de tensão de água no solo monitoradas pelos tensiômetros.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. MODELOS HIDROLÓGICOS

Os modelos hidrológicos são representações matemáticas dos sistemas hídricos. Estes visam representar matematicamente a transformação chuva-vazão, quantificando um volume escoado em função de uma determinada precipitação (FAN e COLLISCHONN, 2014).

Segundo Tucci (1998), os modelos hidrológicos podem ser classificados de acordo com os conceitos físicos considerados em sua estrutura e na sua abrangência espacial (concentrados ou distribuídos). Também de acordo com o tipo de variável utilizada na modelagem (estocásticos ou determinísticos), e as relações entre estas variáveis (empíricos ou conceituais).

Com relação à variabilidade espacial, os modelos concentrados são os que não consideram variação espacial dos fenômenos e características da bacia hidrográfica, atribuindo um valor médio dos fatores para toda a bacia. Já os modelos distribuídos consideram a variação destes fatores no espaço, discretizando a bacia em elementos menores. Quando a discretização espacial é através de sub-bacias, os modelos são chamados de semi-distribuídos.

Segundo Beven (1991), o uso de modelos hidrológicos distribuídos se baseia no argumento de que este tipo de modelo é o que melhor representa os processos físicos dentro de uma bacia hidrográfica. Para Tucci (1998), não existe evidência da superioridade dos modelos distribuídos em relação aos demais, mas por outro lado, estes permitem uma investigação mais criteriosa dos processos que ocorrem nas bacias.

No caso dos modelos estocásticos a chance de ocorrência das variáveis é levada em conta, e estes seguem a lei das probabilidades. Se essa chance de ocorrência é ignorada, o modelo e os processos são chamados de determinísticos.

Nos modelos empíricos as equações de transformação de estados são empíricas. Nos modelos conceituais, estas transformações são conceituais, por exemplo, modelos que utilizam equações da continuidade e da quantidade do movimento.

Segundo Stanescu e Musy (2006), os modelos hidrológicos conceituais podem ser do tipo reservatório (ou armazenamento) ou do tipo escoamento superficial. Os modelos do tipo reservatório partem da premissa de que a parte terrestre do ciclo hidrológico comporta-se como um sistema de reservatórios que reproduzem, na vertical, os diferentes

níveis de armazenamento de água. Estes reservatórios controlam a água armazenada obedecendo às leis da física e as teorias de hidrodinâmica em meios porosos.

Tucci (2001), descreve que os modelos de armazenamento utilizam a equação da continuidade concentrada e uma relação entre o armazenamento e a vazão de saída e entrada do trecho, para simular o escoamento no rio ou canal. As variáveis ficam sendo o armazenamento, S , a vazão de entrada, I , e a vazão de saída, Q . Na forma diferencial, esta relação pode ser dada em:

$$\frac{dS}{dt} = I - Q \quad (1)$$

Para Lindner (2007), o modelo de armazenamento pode ser usado quando o efeito preponderante é o amortecimento das taxas de saída devido ao armazenamento, desde que não exista outras interferências sobre a vazão, como a maré.

Devido a sua estrutura, o Tank Model pode ser considerado um modelo de armazenamento, conceitual, determinístico e concentrado.

3.2. UMIDADE DO SOLO

3.2.1. TEORIA

O solo armazena e fornece água e nutrientes às plantas. Por fenômenos de adsorção e capilaridade, ele retém, entre uma chuva e outra, a umidade que as plantas necessitam.

Conforme Menerey (1999), a umidade no solo desempenha um importante papel na quantidade de escoamento que irá ocorrer. O estado de umidade do solo na bacia hidrográfica, anterior à ocorrência de precipitação, afeta a taxa de infiltração. Antes que o escoamento superficial se inicie, em condição de seca, a bacia pode absorver mais precipitação através da infiltração do que quando o solo estiver previamente úmido. A precipitação de chuvas intensas sobre uma bacia com umidade alta pode aumentar enchentes. Assim, as características do escoamento dependem da umidade do solo (HORTON, 1933).

De acordo com Castro (2003) e Gevaerd e Freitas (2004), as propriedades do solo (como estrutura, textura e mineralogia) limitam o armazenamento e a perda de água para a atmosfera, além de regular a infiltração nas várias camadas do solo (através da condutividade e difusividade hidráulicas). A água fica retida e armazenada, com mais facilidade, entre poros menores (solos argilosos) do que entre poros maiores (solos arenosos). Na Tabela 1 estão relacionadas algumas características entre os principais tipos de solo e atributos de textura.

Tabela 1. Relação entre atributos de textura e características do solo. Fontes: PRADO (1995), e EMBRAPA(2005).

Atributo	Características do solo	Exemplos
Textura arenosa (Fração sólida mineral normalmente constituída de quartzo. Teor de argila +silte menor que 15%)	Elevada susceptibilidade à erosão. O tamanho dos poros é grande. Baixos valores de retenção de água, tanto a baixas como à altas tensões. Alta taxa de infiltração.	Neossolos Regolíticos, Neossolos Quartzênicos, Neossolos Litólicos, Planossolos.
Textura média (Teor de argila + silte entre 15% e 35%)	Baixa/moderada susceptibilidade à erosão. Médios/baixos valores de retenção de água.	Cambissolos, Neossolos Litólicos.
Textura argilosa ou muito argilosa (Teor de argila acima de 35%)	Solo menos suscetível a erosão em área não muito declivosa. Drenagem boa ou acentuada. Altos valores de retenção de água, não só a altas como a baixas tensões.	Argissolos (Amarelo, Bruno, Vermelho, Vermelho-Amarelo). Latossolos (Vermelho- amarelo, Amarelo). Luvisolos. Horizonte B dos Planossolos. Luvisolos. Podzólicos. Alguns Cambissolos.

Ao longo de várias décadas, o estado hídrico do solo foi expresso e medido à base de quantidade de umidade (gravimétrica ou volumétrica). Entretanto, como as características de retenção de água no solo variam muito, principalmente em função da textura, do conteúdo de matéria orgânica e do estado de agregação, houve a necessidade de expressar a umidade em termos de energia. O conceito de tensão ou sucção de água no solo é muito utilizado, embora cada vez mais se utilize a ideia de potencial de água no solo, que está relacionado ao estado energético da água no solo e na atmosfera (ROSSATO, 2003).

O potencial total de água no solo (ψ_T) representa o estado energético da água no solo e resulta de três componentes principais: potencial gravitacional (ψ_G , resultante da ação do campo gravitacional da Terra), potencial de pressão (ψ_P), e potencial matricial (ψ_M , relacionado com as forças mátricas que atuam na água retida no solo; a intensidade destas forças aumenta conforme a quantidade de água retida no solo diminui), (LIBARDI, 2000).

O potencial total pode ser expresso em unidades de energia por volume ($J.m^{-3}$), unidade equivalente à pressão (bar, Pa, atm, cm H₂O e cm Hg), e é dado pela equação:

$$\psi_T = \psi_G + \psi_P + \psi_M \quad (2)$$

Segundo Bergamaschi et al. (1992), o potencial gravitacional se evidencia quando a água está livre no solo, provocando a sua descida por drenagem (percolação). O potencial matricial se acentua conforme o solo vai secando, tornando-se mais negativo, indicando que a água vai sendo retida com maior energia pela matriz do solo.

Para Biassusi (2001), na maioria das vezes, o escoamento em meios porosos acontece em condições de não saturação. Quando isto ocorre, as fases sólida, líquida e gasosa interagem entre si originando fenômenos de capilaridade e adsorção, que por sua vez produzirão pressões sub-atmosféricas e tensões, equivalendo a um potencial negativo de pressão, que nada mais é que o potencial matricial (ψ_M). Nesta condição, o potencial total da água no solo é representado pelo somatório dos potenciais gravitacional e matricial.

Pode-se relacionar o potencial matricial com a umidade do solo através da curva de retenção de água no solo, esta relação é uma das características mais importantes de um meio poroso. Sua determinação, efetuada por meio de técnicas tradicionais de laboratório, tais como a da câmara de pressão (RICHARDS, 1965) e da centrífuga (SILVA e AZEVEDO, 2002), baseia-se no levantamento de certo número de pontos, normalmente selecionados de forma arbitrária. Com base nesses pontos, é traçada uma curva para representar as características de retenção da água do solo. (SILVA et al. ,2005).

A Figura 1 mostra três curvas de retenção típicas. Pode-se notar que os solos argilosos necessitam de amplas variações de sucção para alterar sensivelmente o valor da umidade. Além disso, o decréscimo no tamanho dos grãos do solo leva a um aumento da pressão de entrada de ar nos poros, o que suaviza a inclinação da curva. (SILVA, 2005).

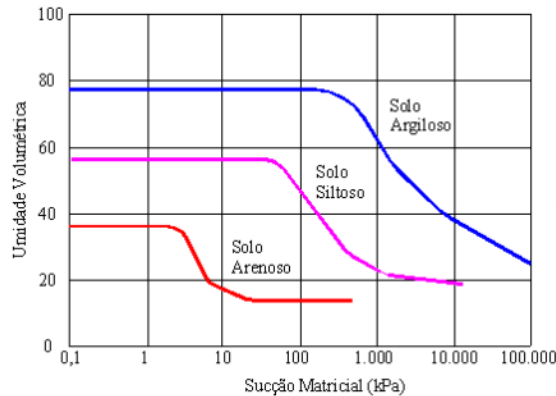


Figura 1. Curva de retenção típica para diferentes tipos de solos. Fonte: Fredlund e Xing, (1994).

Na Figura 2, extraída do trabalho de Suzuki et al. (2014), está exemplificada uma curva de retenção de água, relacionando umidade (θ) e potencial matricial (ψ) para quatro diferentes usos do solo. Eles concluíram que nas maiores tensões e com aumento da profundidade, a amplitude de variação entre as curvas de retenção de água diminuiu, associada ao fato de que, para altos teores de água, a curva característica depende do arranjo e das dimensões dos poros, passando a ser uma função da densidade e porosidade do solo, enquanto para baixos teores de água, o potencial matricial depende mais da textura e mineralogia do solo.

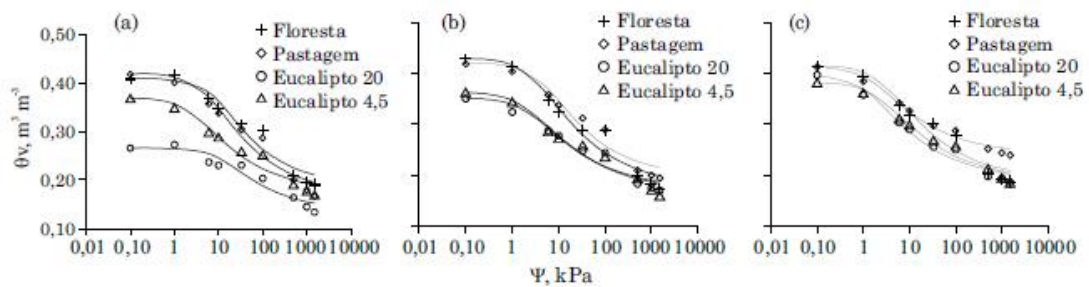


Figura 2. Curva de retenção de água em um Argissolo Vermelho Distrófico, em três diferentes camadas do solo (0,025 a 0,05m(a), 0,1 a 0,125m (b) e 0,2 a 0,225m (c)). Fonte: Suzuki et al. (2014).

3.2.2. MÉTODOS DE MONITORAMENTO *IN SITU*

Dentre os métodos de medição da umidade *in situ*, o único que propicia uma medida direta é o gravimétrico. Segundo Saavedra (2016), como este método possui restrições quanto á aplicabilidade espacial e temporal, foram desenvolvidos métodos de medição indireta da umidade, que consistem na medição de outras propriedades do solo as quais são posteriormente relacionadas com a umidade.

Alguns destes métodos estão relacionados na Tabela 2, que apresenta suas vantagens e desvantagens.

Tabela 2. Métodos de medição da umidade do solo. Fontes: Adaptado de Saavedra (2016); Oliveira (1999b); Roque (2012), e Silva (1999).

Método	Funcionamento	Vantagens	Limitações
Gravimétrico	Retirada de amostras do solo e posterior pesagem, para determinar o conteúdo de água	Única medida direta; Fácil execução	Não permite determinar a variação temporal num mesmo ponto
Sonda de nêutrons	Cilindro contendo fonte radioativa detectora de nêutrons térmicos; quanto maior o número de nêutrons encontrado, maior a quantidade de água no solo	Preciso, medidas em tempo real e diferentes profundidades; Calibração relativamente fácil	Necessidade de calibração para cada tipo de solo; Manutenção constante; Custos elevados
Sensores de dissipação de calor	Baseiam-se na variação da condutividade térmica de um meio poroso, que é alterada pela quantidade de água absorvida	Custos baixos; Não precisa de manutenção	Tempo de equilíbrio do bloco poroso com o solo é lento; Elevado consumo de energia
TDR (<i>Time Domain Reflectometer</i>)	Mede a constante dielétrica do solo, para determinar a quantidade de água presente	Alta precisão; Diferentes profundidades; Multiplexador;	Custos elevados; Manutenção constante; Calibração específica para solos salinos; Elevada mão de obra
Tensiômetro	Mede a tensão com que a água está retida no solo	Permite determinar a curva característica do solo; Monitoramento contínuo em diferentes profundidades	Possível demora no tempo de resposta dos sensores
Bloco de gesso	Medem a variação da umidade em função da resistência elétrica do solo	Permite monitoramento e determinação da curva característica do solo; Pode ser utilizado em solos	Deterioração do bloco de gesso com o tempo ou quando expostos à alta umidade; Variação

		secos onde o tensiômetro não pode ser utilizado	das propriedades hidráulicas no bloco
--	--	---	--

3.2.2.1. TENSÍOMETRO

Segundo Azevedo et al. (1999), o acompanhamento do nível de umidade no solo, na zona de maior atividade das raízes, tem sido recomendado com uma das formas pertinentes para verificação da efetividade das irrigações.

Como já citado, este acompanhamento do conteúdo de água no solo pode ser feito de forma indireta, através das medidas da tensão em que a água se encontra retida no solo. Essas medidas podem ser feitas tanto superficialmente quanto em profundidade, para avaliar se o solo está seco ou úmido, utilizando tensiômetros ou sensores de umidade.

O tensiômetro é um aparelho empregado para medir a tensão com que a água está retida pelas partículas do solo, o que também é conhecido por potencial matricial, conforme mencionado anteriormente. Dispondo-se da relação entre o conteúdo de água no solo e a tensão em que ela se encontra, é possível estabelecer, indiretamente, o teor de água no solo a partir das leituras desse aparelho. De todos os métodos disponíveis para o conhecimento dos potenciais de água no solo em irrigação, o tensiômetro é um dos mais utilizados (CAMPBELL e MULLA, 1990).

O princípio de funcionamento do tensiômetro baseia-se na formação do equilíbrio entre a solução do solo e a água contida no interior do aparelho. O equilíbrio ocorre quando a cápsula porosa entra em contato com o solo e a água do tensiômetro entra em contato com a água do solo. Caso a água do solo esteja sob tensão, ela exerce uma sucção sobre o instrumento, retirando água deste, fazendo com que a pressão interna diminua. Como o instrumento é vedado, ocorre a formação do vácuo; a leitura dessa pressão negativa fornece o potencial matricial da água no solo.

As unidades de medidas utilizadas nos tensiômetros são bastante variadas. Estas podem vir expressas em kilopascal (kPa), atmosfera (atm), bária (bar), centímetros de água (cm H₂O), centibaria (centibar), centímetros de mercúrio (cmHg) e milímetros de mercúrio (mmHg).

Normalmente a faixa de leitura dos aparelhos vai de 0 a 100 cbar (ou kPa). A leitura zero indica um estado de saturação do solo, e que as raízes das plantas podem

sofrer com falta de oxigênio. Leituras acima de 70 cbar ocorrem em solos secos, indicando o início de um déficit hídrico.

3.3. TANK MODEL

3.3.1. TEORIA

O modelo hidrológico Tank Model tem por finalidade estimar a vazão a partir da precipitação, e foi desenvolvido e melhorado por Sugawara (1961, 1972, 1979, 1995). O modelo pode ser considerado determinístico, concentrado, conceitual, de multicomponentes e não linear. É um modelo bastante recomendado para simulação de balanço hídrico, por ser computacionalmente simples e gerar bons resultados, quanto ao cálculo de vazões de pico e volume escoado superficialmente (LARA e KOBAYAMA, 2012).

Pode também ser considerado um modelo de armazenamento, baseado na hipótese de que a infiltração e o escoamento são funções da quantidade de água armazenada no solo.

O Tank Model simula o balanço hídrico de uma bacia hidrográfica geralmente utilizando um conjunto de quatro tanques, ou reservatórios, em série vertical, onde o armazenamento do primeiro tanque é determinado pela precipitação e o armazenamento dos demais tanques é determinado pela infiltração do tanque superior.

Segundo Lindner, (2007), no reservatório do topo, a precipitação (P), é adicionada e a evapotranspiração (ETR) subtraída. Se não há água neste reservatório, a ETR é subtraída do segundo reservatório. Se não houver água em ambos, a ETR é subtraída do terceiro reservatório, e assim por diante. As saídas dos orifícios laterais são os escoamentos calculados. No reservatório de topo, as saídas são consideradas como escoamento superficial e sub-superficial, a saída do segundo reservatório como escoamento intermediário, do terceiro reservatório como escoamento de sub-base e a saída do último reservatório como escoamento de base. O escoamento intermediário e o escoamento de sub-base representam frações do escoamento sub-superficial.

Na Figura 3 está ilustrado um exemplo desta concepção usual de quatro reservatórios. Os índices $H1$, $H2$, $H3$ e $H4$ representam a altura de cada um dos orifícios laterais e $A1$, $A2$, $A3$, $A4$, $A5$ seus respectivos coeficientes de escoamento, enquanto os índices $B1$, $B2$ e $B3$, representam o coeficiente de infiltração para os tanques inferiores.

O escoamento só ocorre quando o nível de água representado pelo armazenamento de cada reservatório ($S1$, $S2$, $S3$ e $S4$), se encontra mais alto do que a altura de cada

orifício lateral (H_i). O escoamento em cada um dos orifícios também é influenciado pelos coeficientes de escoamento superficial e de infiltração (A_i e B_i). Por fim, a vazão total que chega ao exutório é dada pelo somatório do escoamento gerado nos orifícios laterais.

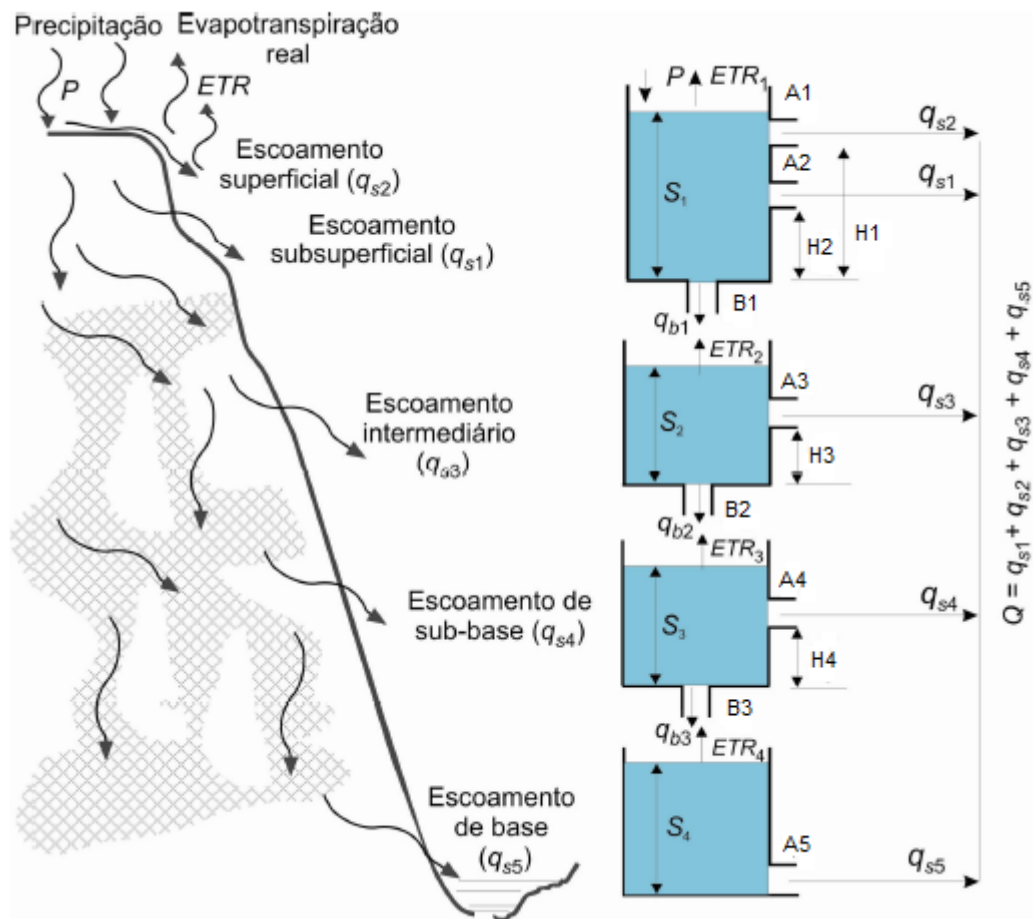


Figura 3. a) Regime hídrico na bacia. b) Representação usual do Tank Model. Fonte: Adaptado de Lindner (2007).

A dinâmica dos fluxos da bacia pode ser caracterizada pela seguinte equação:

$$\frac{dS_j}{dt} = P(t) - q_{s_j}(t) - ETR(t) \quad (4)$$

onde S_j é o armazenamento em cada reservatório (mm); dt é o intervalo de tempo escolhido ($1/T$); $P(t)$ é a intensidade da precipitação (mm/T); $q_{s_j}(t)$ é a geração de escoamento no respectivo reservatório “j” (mm/T); e $ETR(t)$ é a evapotranspiração (mm/T). A Equação (4) considera o balanço hídrico da bacia em função da variação da altura da água. Esta equação define os modelos de armazenamento, e é o ponto de partida para a dedução do balanço hídrico no *Tank Model*. (LARA e KOBAYAMA, 2012).

Já o escoamento gerado pelos orifícios laterais pode ser definido pela seguinte equação:

$$qs_i(t) = (S_j(t) - H_i) \cdot A_i \quad (5)$$

em que “j” é o número de reservatórios, “i” é o número de orifícios laterais do conjunto de reservatórios, $qs_i(t)$ é o escoamento gerado no orifício “i” no intervalo de tempo escolhido (t), $S_j(t)$ é o armazenamento no reservatório “j” onde estiver localizado o orifício “i”, H_i é a altura do orifício “i”, A_i é o coeficiente de geração de escoamento.

Já a infiltração por orifício vertical é calculada pela expressão:

$$qb_z(t) = S_j(t) \cdot B_z \quad (6)$$

onde “z” é o número de orifícios verticais do conjunto de reservatórios, “j” é o número de reservatórios, B_z é o coeficiente de geração de infiltração e qb_z é o escoamento infiltrado para o tanque inferior.

Por fim, o escoamento total que chega ao exutório é obtido pelo somatório dos escoamentos laterais calculados:

$$Q = qs1 + qs2 + qs3 + qs4 + qs5 \quad (7)$$

Vale ressaltar que a estrutura com quatro reservatórios é normalmente utilizada quando se trabalha com dados hidrológicos diários e o objetivo é analisar vazões de longo período. Essa configuração pode variar pois a escolha do número de reservatórios está relacionada principalmente ao intervalo simulado e à discretização temporal dos dados utilizados. Para o primeiro reservatório, o período simulado é de 1 a 2 dias, segundo reservatório, uma semana, terceiro reservatório, um mês, e quarto reservatório, um ano. Estes valores representariam o tempo de detenção de água em cada reservatório num período sem precipitação. (KOBAYAMA, 2003).

De forma mais geral, segundo Sitner (1976), o Tank Model é muito flexível e adaptável, podendo o número de reservatórios ser trocado, na posição vertical ou mesmo horizontal, se necessário, para refletir as condições de uma bacia hidrográfica em particular.

De acordo com Sugawara (1995), nas análises em que o intervalo de tempo simulado for de apenas algumas horas, o usual é utilizar uma estrutura com apenas dois tanques, onde o terceiro e o quarto tanques podem ser desconsiderados, pois nesse caso o

escoamento destes reservatórios inferiores representa uma fração desprezível da vazão total escoada.

Nesse sentido, a discretização temporal dos dados de entrada e da vazão calculada pelo modelo, é escolhida em função da área da bacia analisada. Sugawara (1995), propôs uma fórmula aproximada em que o passo de tempo PT , da análise (em horas) é dado por:

$$PT = 0,05 \cdot \sqrt{A} \quad (8)$$

onde A (km^2) é a área da bacia.

3.3.2. PARÂMETROS E CALIBRAÇÃO

Os coeficientes de escoamento e de infiltração, assim como as alturas dos orifícios laterais e verticais de cada reservatório do Tank Model, são denominados parâmetros do modelo e usualmente são obtidos através de calibração. Os mesmos têm relação com o tipo e uso do solo, assim como com características geológicas da bacia hidrográfica, segundo o estudo de Ishihara e Kobatake (1979).

De acordo com Junsawang et al. (2007), os parâmetros do Tank Model geralmente não podem ser estimados a partir de dados de campo, mas sim obtidos por meio de calibração. Por outro lado, já existem estudos de regionalização para a obtenção dos parâmetros do modelo a partir de características físicas de cada região.

Goo et al. (2013), conduziram um estudo de regionalização dos parâmetros de um Tank Model com 3 reservatórios, numa bacia hidrográfica da Coreia do Sul. Através de equações de regressão linear, relacionaram o coeficiente de escoamento superficial e altura do primeiro orifício com a área da bacia e comprimento da bacia; os demais coeficientes de escoamento e as alturas de seus respectivos orifícios, foram altamente influenciados pela ocupação do solo por florestas ou áreas cultivadas, além de serem influenciados pela área e comprimento da bacia. Com relação ao coeficiente de infiltração, este apresentou relação com a área da bacia e a presença de florestas.

Um estudo similar, com resultados equivalentes, foi desenvolvido por Yokoo et al. (2011), em 12 bacias hidrográficas japonesas, aplicando o Tank Model com 4 reservatórios. Estes concluíram que coeficientes de escoamento do primeiro e segundo tanques, são diretamente proporcionais à área da bacia, especialmente em solos com baixa permeabilidade, ocasionando assim um maior escoamento superficial e intermediário. Solos com alta capacidade de armazenamento ou uma bacia com declividade pequena, indicam que as alturas dos orifícios dos dois primeiros tanques serão maiores. Para o terceiro tanque, solos com alta permeabilidade vertical, indicarão um maior coeficiente

de infiltração, e conseqüentemente uma maior contribuição para o escoamento de base, por outro lado, esse tipo de solo terá um menor coeficiente de escoamento, gerando menos escoamento de sub-base. Finalmente, os parâmetros do quarto tanque também serão maiores em solos com alta permeabilidade vertical, pois estes tendem a reter água nos lençóis freáticos e gerar escoamento de base mais lentamente, o contrário ocorre nas bacias com área maior.

Entretanto, a forma mais usual de obtenção destes parâmetros é através da calibração. De acordo com Smith et al. (2003), para os modelos conceituais, a calibração interativa manual que segue uma estratégia lógica, é recomendada para preservar a base física dos parâmetros do modelo e uma variabilidade apropriada dos parâmetros entre as áreas de drenagem em uma bacia. Já a calibração automática, com orientação de procedimentos feita por Sugawara (1995), pode ser usada em conjunto com as etapas de calibração manual. Na utilização do Tank Model o autor alerta que a calibração automática pode levar a um conjunto de parâmetros que não reflete as características da bacia.

Porém, como a calibração manual pode ser muito trabalhosa, devido à não-linearidade do Tank Model, o longo do tempo, vários métodos de otimização foram aplicados para a calibração automática dos parâmetros, entre eles: Método de Standardized Powell (NAGAI e KADOYA, 1979.), Busca Dimensionada (HUANG e XIONG, 2010), Método SCE, por (CHEN et al. 2005) e algoritmo genético (JUNIOR et al. 2009).

3.3.3. APLICAÇÕES

O Tank Model tem ampla variedade de aplicações, como a estimativa de balanço hídrico (ITO et al. 2009), e simulações de chuva-vazão (DEVALYA, et al. 2017).

Com a estrutura de três reservatórios, o Tank Model é aplicado ao sistema de evacuações em caso de deslizamentos no Japão desde 2007. A partir deste modelo alerta, Shuin et al (2014) propuseram dois índices: o índice de água no solo (*Soil Water Index – SWI*), e o índice de áreas com potencial de escorregamento (*Potential Landslide Area Index - PLAI*) para avaliar a influência de tempestades em escorregamentos.

Kobashi e Suzuki (1987) foram os precursores na aplicação do Tank Model para análise de estabilidade de encostas e de desastres causados por fluxos de detritos.

Estudos desenvolvidos no Japão, (HONG et al. 2016) e no Afeganistão (AQUILLI, et al. 2016), propuseram modificações no Tank Model para simular as flutuações no nível

de águas subterrâneas. Nie et al. (2016), também fizeram um estudo neste sentido, mas levando também em consideração a influência da neve e do degelo nas variações do nível das águas subterrâneas e sua relação com escorregamentos no leste europeu.

Watanabe et al. (1993), aplicaram um modelo analítico, com uma série de tanques não lineares, representando com precisão a vazão do rio, para avaliar o papel da irrigação na gestão da bacia.

Em campos de arroz, durante o crescimento das culturas, as análises de chuva-vazão normalmente são diferentes das realizadas em regiões com outros tipos mais comuns de ocupação. Chen e Pi (2004) obtiveram bons resultados na análise de chuva-vazão em campos de arroz, aplicando o Tank Model com o escoamento sendo propagado através de ondas difusivas.

Em Ontário, no Canadá, um estudo conduzido por Ou et al. (2017), utilizou o Tank Model para avaliar o efeito da impermeabilização do solo nas inundações urbanas.

Segundo Uhlenbrook et al. (2002), a partir do delineamento e caracterização de elementos da paisagem homogêneos, denominados de Unidades de Resposta Hidrológica, as unidades com mesmos processos de geração de escoamento dominantes podem ser incorporadas a um modelo distribuído. O que melhora o desempenho do modelo e dá resultados mais realistas e eficazes com relação ao cálculo do escoamento, além de possibilitar o uso do modelo para planejamento ambiental e gestão de enchentes.

Alguns estudos já foram realizados aplicando-se o Tank Model de forma distribuída, estes estão sintetizados na Tabela 3.

Tabela 3. Relação de alguns estudos que avaliaram aplicação do Tank Model distribuído e semi-distribuído.

Área de estudo	Parâmetros	Discretização da bacia	Período simulado	Propagação da vazão	Objetivo	Referência
Medellin, Colômbia. Área da bacia: 4 km ²	Um único set de parâmetros aplicado a todas as células	Células quadradas com resolução de 10m. 5 tanques em cada célula.	30 anos de dados diários	O escoamento de cada célula entra como armazenamento na célula seguinte de acordo com as direções de fluxo D8, percorrendo todas as células	Estimativa de vazões mínimas.	Velez Upegui ,(2013)

				em cada intervalo de tempo.		
Rio Chayo Phraya, Tailândia. Área da bacia: 160.000 km ²	10 sets de parâmetros calibrados em função dos tipos de solo presentes.	Células quadradas com resolução de 0,1 graus. 3 tanques em cada célula.	6 meses de dados horários	O escoamento passa de célula a célula de acordo com a declividade a cada passo de tempo.	Simulação chuva-vazão	Huang et al., (2007)
Lago Kasumigaura, Japão. Área da bacia: 0,55km ² .	5 sets de parâmetros do Tank Model em função dos usos do solo presentes na área da bacia.	Células quadradas com resolução de 50m. 2 tanques em cada célula.	1 ano de dados a cada 10 minutos.	O escoamento de cada célula entra como armazenamento na célula seguinte de acordo com as 4 direções de fluxo principais, em cada intervalo de tempo.	Estimativa pontual de carga de nutrientes.	Kato et al., (2005).
Província de Aceh, Indonésia. Área da bacia: 58km ²	5 sets de parâmetros em função do uso do solo.	5 sub-bacias; número de tanques variando entre 1 e 4 em cada uma delas, em função do uso do solo.	10 anos de dados diários.	Somatório do escoamento calculado em cada uma das sub-bacias.	Simulação chuva-vazão	Basri,(2013)

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na zona rural do município Rio Negrinho, norte do estado de Santa Catarina, onde foi instalada uma pequena bacia experimental (5,26 ha) no Rio Araponga (Figura 4). Nesta bacia, a declividade média do canal e a densidade de drenagem são $0,30 \text{ m.m}^{-1}$ e $9,62.10^{-3} \text{ m}^{-1}$, respectivamente.

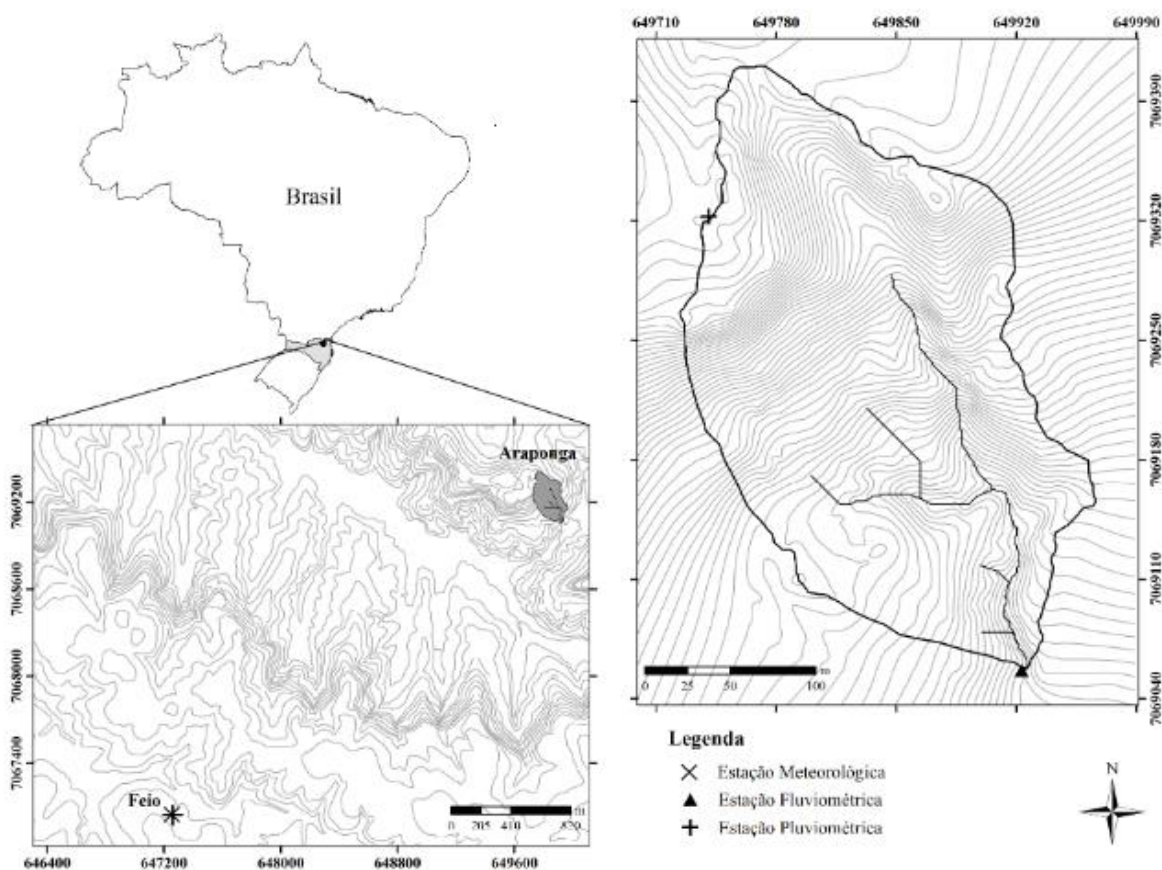


Figura 4. Mapa de localização da área de estudo. Fonte: MOTA (2012).

Na Figura 4, também está representada a localização da estação meteorológica rio *Feio*, situada a 3km da bacia do rio Araponga, que monitorou umidade relativa do ar, temperatura, radiação incidente e refletida, além de velocidade e direção do vento, medidos a cada 10 minutos.

A Figura 5 apresenta o mapa hipsométrico da bacia e também a localização de um pluviômetro, um fluviômetro e 9 baterias de tensiômetros. Todos os dados mencionados foram medidos automaticamente no período de março de 2011 a dezembro de 2015, os de chuva e vazão a cada 5 minutos, e os de tensão a cada 10 minutos.

Os tensiômetros empregados nas medições foram da marca Irrometer Watermark, modelo 200SS (Figura 6). O princípio de medição dos sensores é a resistência elétrica no

meio poroso, ou seja, a água é um condutor elétrico que proporciona uma indicação relativa do estado de umidade do solo. À medida que o solo seca, a água é removida do sensor e a medida da resistência aumenta. Por outro lado, quando o solo é umedecido, a resistência diminui. Sua faixa de leitura para relatar a tensão de água no solo é de 0 a 239 kPa.

Segundo Mota et al.(2017), a instalação dos sensores dos tensiômetros se deu levando em consideração a profundidade e perfil do solo nas vertentes escolhidas para o monitoramento as quais foram: próximo ao rio, no meio da encosta, e próximo ao divisor da bacia. No ponto mais próximo ao rio, a declividade da encosta é mais elevada, com profundidade média do solo de 0,5m. Na parte central da encosta e no ponto próximo ao divisor de águas, há uma menor declividade, e profundidades variando de 1,0 a 1,9 m.

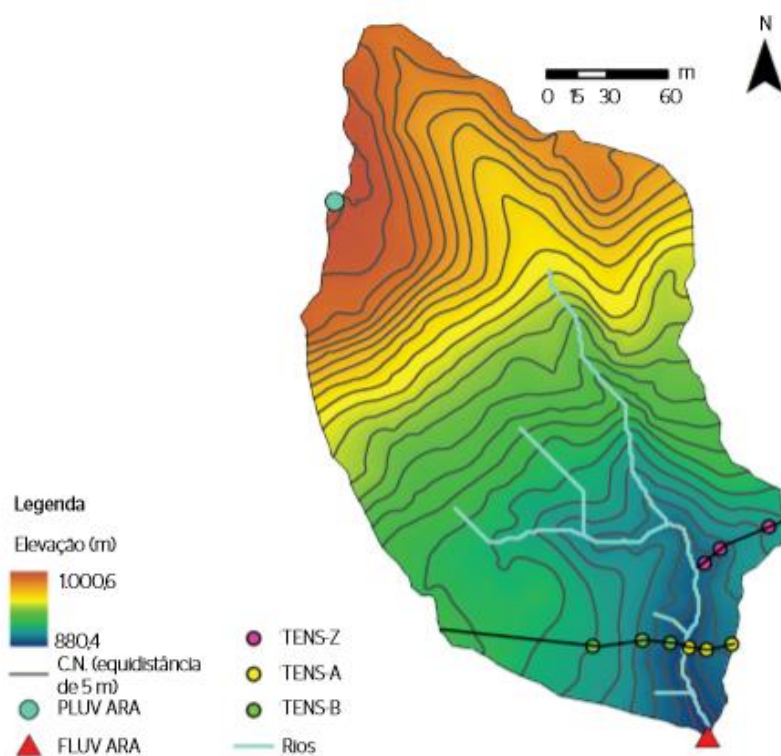
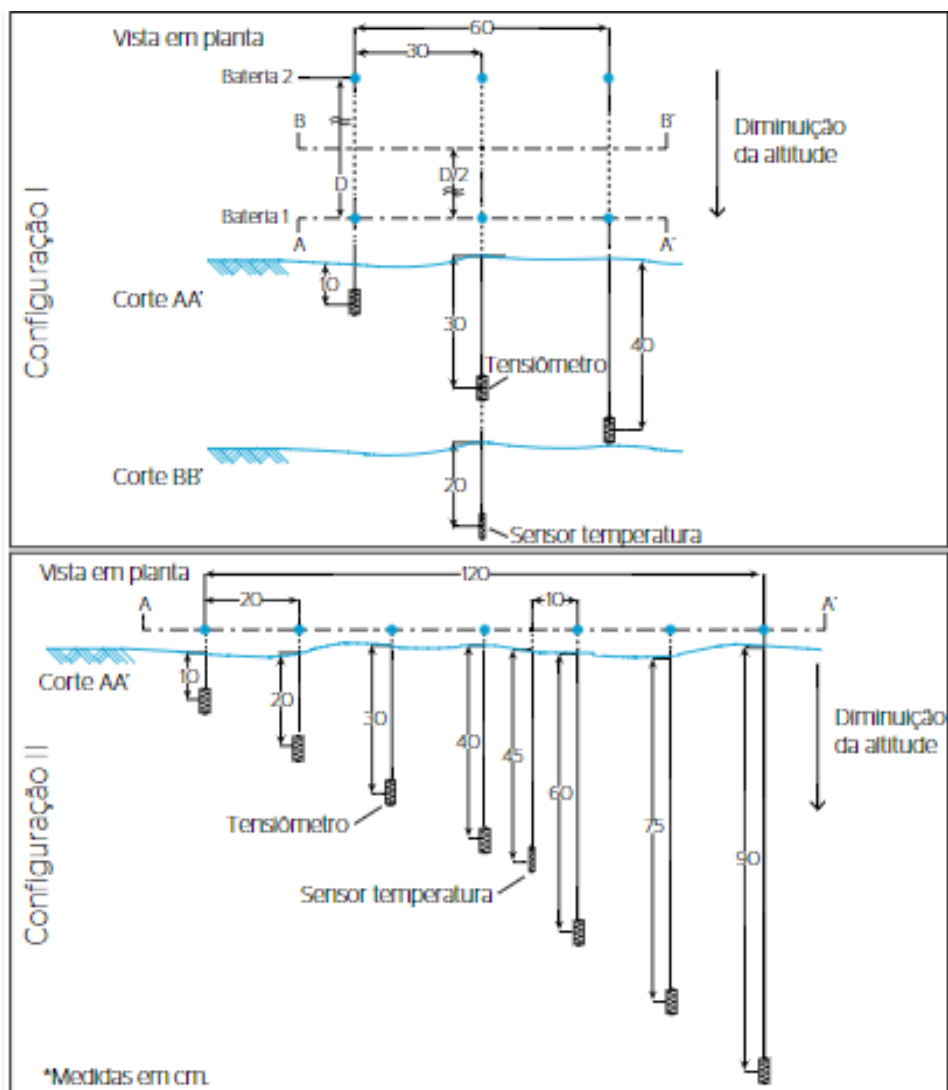


Figura 5 – Mapa hipsométrico da bacia experimental do rio Araponga/SC e a localização dos aparelhos de monitoramento instalados. (Fonte: MOTA et al. 2017)

Por isso foram adotadas duas configurações diferentes (Figura 7). A configuração tipo I, foi utilizada nos pontos mais próximos ao rio (tensiômetros A12, B12 e Z12), e nos demais pontos a configuração utilizada foi a do tipo II (tensiômetros A3, A4, B3, B4, Z3 e Z4).



Figura 6. Sensor Irrometer Watermark 200SS utilizado para as medições de tensão.



Em A12, $D = 2,7$ m; em B12, $D = 1,1$ m; e em Z12, $D = 0,9$ m.

Figura 7. Configuração tipo I e II de tensiômetros (vista em planta e cortes). Fonte: Mota et al. (2017).

Os dados provenientes da estação meteorológica permitiram a estimativa da evapotranspiração (ET_o) pelo método de Penman-Monteith (ALLEN et al. 1998), que utiliza a seguinte expressão:

$$ET_{oPMF} = \frac{0,408\Delta(Rn-G) + \frac{\gamma 900 U_2 (e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (9)$$

Em que

- “ Δ ” é a declividade da curva de pressão de vapor em relação à temperatura ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$);
- “ Rn ” é o saldo de radiação diário ($\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$);
- “ G ” é o fluxo total diário de calor no solo ($\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$);
- “ γ ” é o coeficiente psicrométrico ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$);
- “ U_2 ” é a velocidade do vento a 2 m de altura (m s^{-1});
- “ e_s ” é a pressão de saturação de vapor (kPa);
- “ e_a ” é a pressão atual de vapor (kPa);
- “ T ” é a temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$).

Alguns dos parâmetros utilizados na equação precisaram ser estimados, o que foi feito através do roteiro de cálculo de ET_o proposto por Conceição (2006).

4.2. ESTRUTURA DO TANK MODEL UTILIZADA

Neste trabalho foi adotada a estrutura de dois reservatórios (*Figura 8(a)*), para a simulação dos processos de precipitação-vazão e para a estimativa de umidade do solo. Para tanto, foram contempladas as equações de balanço hídrico.

A área de estudo foi dividida em células quadradas, com resolução de 2 metros, sendo que em cada uma delas foi aplicado o Tank Model, em que: S é a altura de água armazenada em cada reservatório (mm); P é a precipitação (mm.T^{-1}); ETR a evapotranspiração, em mm.T^{-1} ; qs_2 , qs_1 e qs_3 representam o escoamento (superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente) em mm.T^{-1} ; qb é a percolação para as camadas inferiores do solo, em mm.T^{-1} ; a_1 , a_2 , e b_1 são os coeficientes de escoamento; e a_0 coeficiente de infiltração. HA_1 e HA_2 são as alturas dos orifícios do tanque superior.

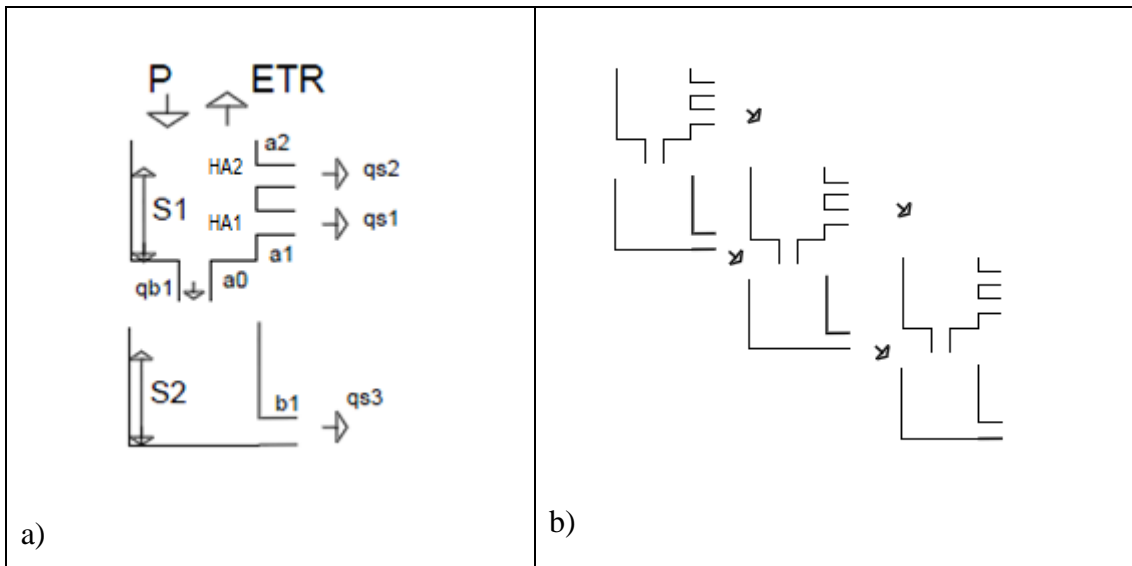


Figura 8. Estrutura do Tank Model em uma única célula(a) representação esquemática do movimento do escoamento entre as células (b).

Considerando a estrutura composta por dois reservatórios, o equacionamento para o cálculo do escoamento em cada célula foi obtido conforme:

$$qs1 = a_1 \cdot (S1 - HA1) \quad (10)$$

$$qs2 = a_2 \cdot (S1 - HA2) \quad (11)$$

$$qs3 = b_1 \cdot (S2) \quad (12)$$

A infiltração do tanque superior para o inferior foi calculada por:

$$qb1 = a_0 \cdot S1 \quad (13)$$

O escoamento percorreu as células de acordo com a declividade, onde o escoamento produzido pelo primeiro tanque de uma célula, passou para o primeiro tanque da célula seguinte, e o escoamento do segundo tanque de uma célula passou para o segundo tanque da célula seguinte (*Figura 8(b)*). Assim, cada um dos tanques de uma célula recebeu escoamento gerado pelas células vizinhas, de acordo com a equação:

$$Q = \sum_c \sum_j q_{i,j} \quad (14)$$

Onde q foi o escoamento calculado por orifício lateral, Q o escoamento total recebido pelo tanque adjacente, i representa o tanque (1: tanque superior, 2: tanque

inferior), j o orifício lateral, e por fim, c é o número de células que enviam escoamento diretamente para a célula em questão. Mais adiante está detalhada a metodologia utilizada para o cálculo das direções percorridas pelo escoamento.

O armazenamento de água em cada um dos tanques foi o mesmo utilizado por Kato et al. (2005), e determinado pelas equações:

$$S_{1,t} = S_{1,t-1} + P - ETR + \frac{Q_1}{Ct} - \sum_j q_{1,j} \quad (15)$$

$$S_{2,t} = S_{2,t-1} + qb1 + \frac{Q_2}{Ct} - \sum_j q_{2,j} \quad (16)$$

Onde P é a precipitação; ETR a evapotranspiração; Ct o número total de células percorridas; Q_1 e Q_2 , o escoamento total recebido pelos tanques 1 e 2, respectivamente, e t é o passo de tempo.

O presente trabalho adotou o método proposto por Tarboton (1997), conhecido como D – infinito, para determinar a direção dos fluxos do escoamento, o qual foi escolhido por permitir o particionamento do fluxo de água entre duas células vizinhas (Figura 9). Este método calcula a direção do fluxo (representada por um ângulo entre 0 e 2π), que é determinada pela direção mais íngreme das oito facetas triangulares formadas em um grid de 3x3 pixels, centradas no pixel de interesse.

Esse tipo de representação toma os valores de elevação correspondente ao centro de cada pixel, e forma as facetas triangulares entre o pixel e seus oito vizinhos. Nos casos do ângulo calculado não corresponder a uma das direções cardeais ($0, \pi/2, \pi, 3\pi/2$) ou diagonais ($\pi/4, 3\pi/4, 5\pi/4$ e $7\pi/4$), a declividade é calculada distribuindo o fluxo entre os dois pixels correspondentes ao intervalo do ângulo, seguindo o cálculo da proporção exibido na Figura 9a, de modo que cada pixel envia escoamento para até dois pixels vizinhos.

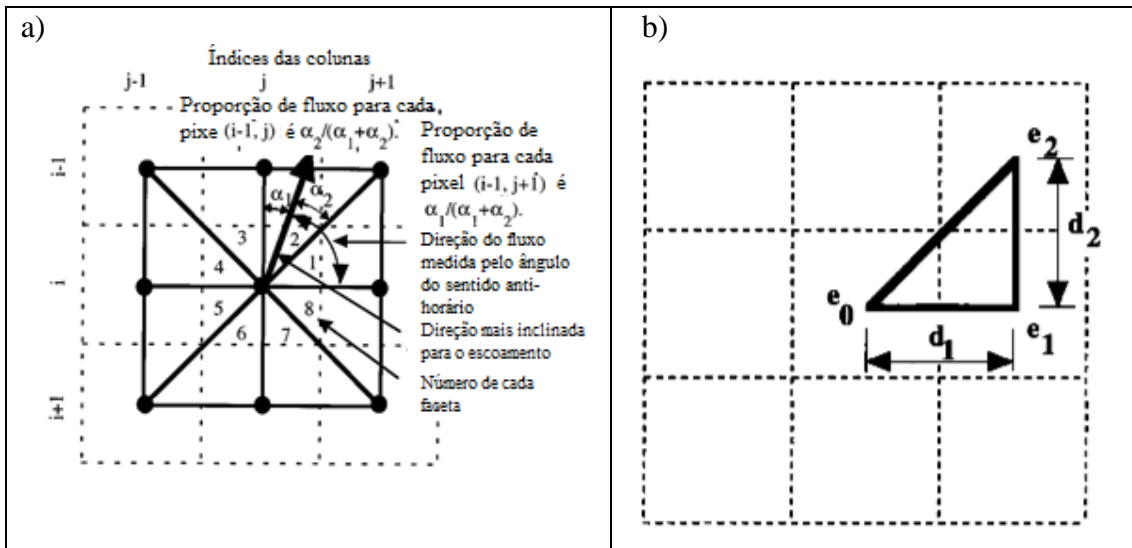


Figura 9. Determinação da direção do fluxo. a) Definição a direção do fluxo nas oito facetas. b) Definição das variáveis para o cálculo da direção em uma única faceta. (Fonte: adaptado de TARBOTON, 1997)

Para a implementação, o primeiro procedimento considera uma única faceta triangular (Figura 9b). A declividade é representada pelo vetor (D_1, D_2) , onde

$$D_1 = \frac{e_0 - e_1}{d_1} \quad (17)$$

$$D_2 = \frac{e_1 - e_2}{d_2} \quad (18)$$

Em que, e_1 e d_1 são a elevação e a distância entre os pixels exibidos na Figura 9b. E a direção e magnitude da declividade são dadas respectivamente por:

$$r = \tan\left(\frac{s_2}{s_1}\right)^{-1} \quad (19)$$

$$m = (D_1^2 + D_2^2)^2 \quad (20)$$

O método calcula os valores de r e m para cada faceta, e os compara em busca da maior magnitude da declividade; em caso de empates, é escolhida a primeira faceta. Após esta escolha, o ângulo de direção é corrigido, e é possível identificar para qual, ou quais células o escoamento será direcionado.

4.2.1. CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS DO TANK MODEL

Neste trabalho foram aplicadas técnicas matemáticas de otimização que permitem a calibração automática dos parâmetros do modelo. A otimização é a busca do valor de uma variável ou de múltiplas variáveis, que proporcionam o melhor resultado para uma

função dependente destas variáveis, representando o objetivo desejado e, portanto, chamada de função objetivo (TUCCI, 1998).

O método de otimização utilizado foi o NSGA-II (*Elitist Nondominated Sorting Genetic Algorithm*), apresentado por Deb et al. (2002), e que consiste numa variação do NSGA (*Nondominated Sorting Genetic Algorithm*), (SRINIVAS e DEB, 1994), que busca aumentar a eficiência por meio da incorporação do conceito de elitismo.

Ambos os métodos se baseiam no conceito de algoritmos genéticos. Os algoritmos genéticos foram introduzidos por Holland (1975), fazendo uma analogia à teoria da evolução natural biológica elaborada por Charles Darwin.

De acordo com Dias (2016), assim como na evolução das espécies, nos algoritmos genéticos há uma tendência de que cada indivíduo, que representa uma única solução viável do problema de otimização, tenha mais chance de sobreviver se ele apresentar alguma vantagem em relação aos outros, de tal forma que esse indivíduo estará apto para transmitir suas características para novos indivíduos.

Cada um desses indivíduos possui dois atributos:

1. Cromossomo: contém as informações genéticas do mesmo, ou seja, o seu genótipo, representando os valores das variáveis do problema;
2. Fenótipo: expressa o cromossomo em termos do modelo utilizado, ou seja, as características do indivíduo que são associadas aos valores das funções objetivo.

Segundo Gabriel e Delbem (2008) nesse tipo de abordagem, são empregadas populações de indivíduos, codificados por cromossomos. A cada nova geração, novas soluções são obtidas a partir da geração anterior. Os indivíduos utilizados para se gerar um descendente são chamados de pais. Já os operadores que trabalham para transformar um pai em uma nova solução, ou filho, são os operadores de reprodução, chamados de recombinação e mutação, sendo estes os principais mecanismos da evolução natural, assim como dos algoritmos genéticos.

A recombinação é realizada a partir de dois cromossomos “pais”. Já a mutação atua em um único cromossomo, modificando-o de forma aleatória. Quando se cria um novo indivíduo, a população, que é um conjunto de soluções que estão sendo consideradas na otimização, aumenta. Se essa população crescer de forma desordenada, a solução do algoritmo passa a ser muito trabalhosa. Para o controle do tamanho da população, há um mecanismo de seleção que preserva um certo número de indivíduos mais adaptados, sendo estes os que avançam para a próxima geração (DIAS, 2016).

De acordo com Martins (2011), o NSGA-II aplica simultaneamente os critérios de dominância na avaliação e classificação de soluções. No caso de uma otimização multiobjetivo, as soluções selecionadas são aquelas que em relação a uma função-objetivo, não são encontradas respostas melhores sem que as outras funções-objetivo sejam prejudicadas. Estas soluções são chamadas soluções ótimas de Pareto ou soluções *não-dominadas* e o conjunto destas soluções forma a Fronteira de Pareto (Figura 10). Já as soluções que podem ser superadas por outras são conhecidas como *dominadas*.

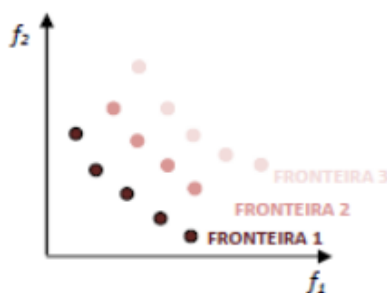


Figura 10. Classificação dos indivíduos na Fronteira de Pareto. Fonte: Martins, (2011).

Um conceito levado em consideração no método é a comparação da aglomeração (*crowding*) que é uma técnica utilizada para garantir a diversidade das soluções e evitar a existência de nichos localizados. O *crowding* é um operador de comparação de aglomeração que dá prioridade aos indivíduos menos aglomerados. Os algoritmos genéticos buscam encontrar a maior quantidade de soluções pertencentes à fronteira de Pareto, porém, com este operador, o algoritmo prioriza soluções que garantam a diversidade da população. Dessa forma, as soluções com uma distância menor de aglomeração são eliminadas.

Um sumário de aplicação do NSGA-II está disposto a seguir (MARTINS, 2011):

1. Geração da população inicial de tamanho n ;
2. Identificação das frentes de dominância e as distâncias de aglomeração;
3. Aplicação dos operadores genéticos de cruzamento e mutação para a geração da população de descendentes de tamanho n ;
4. A população inicial (pais) e a população de descendentes (filhos), são reunidas em um mesmo conjunto de tamanho $2n$;
5. Os indivíduos desse conjunto são classificados de acordo com as frentes de dominância, selecionando-se aqueles que tem maior grau de dominância;

6. A nova população é criada. Caso os indivíduos selecionados superem o tamanho n da população, são eliminados aqueles que tenham menor distância de aglomeração.

O presente trabalho utilizou o algoritmo do NSGA-II desenvolvido em MATLAB por Seshadri (2009), e possui código aberto que é disponibilizado pela MathWorks.

Os parâmetros do NSGA-II definidos previamente pelo usuário são o tamanho da população, o número de gerações; os limites máximo e mínimo de cada parâmetro a ser otimizado, e as funções objetivo.

As funções objetivo testadas nesta pesquisa foram duas: o coeficiente da eficiência de Nash-Sutcliffe (E) e raiz do erro quadrático médio ($RMSE$). O valor de E foi proposto por Nash e Sutcliffe (1970), e é calculado por:

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t))^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}(t) - Media(Q_{obs}))^2} \quad (21)$$

em que $Q_{obs}(t)$ e $Q_{sim}(t)$ são, respectivamente, as vazões observadas e simuladas no período t , e Q_{obs} é a vazão observada média ao longo do horizonte $t = 1, \dots, T$. O valor de E pode variar de $-\infty$ a 1 (1 incluso).

Valores de E entre 0 e 1 são considerados níveis aceitáveis de performance, enquanto valores menores ou iguais a 0 indicam que a média observada é um indicador melhor que o valor simulado, indicando uma performance inaceitável (MORIASI et al. 2007).

O erro quadrático médio (MSE : *mean square error*) representa a média dos quadrados dos erros e é calculado dividindo-se a subtração dos valores observados e simulados ao quadrado, pelo período total T . É sempre positivo e, quando nulo indica que o ajuste foi perfeito. A raiz quadrada do EQM, ou raiz do erro quadrático médio ($RMSE$: *root mean square error*) é comumente usada para expressar a acurácia dos resultados numéricos, com a vantagem de que $RMSE$ apresenta valores do erro nas mesmas dimensões da variável analisada (WILKS, 2006). O $RMSE$ é calculado por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{T} * \sum_{t=1}^T (Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t))^2} \quad (22)$$

Além destas funções objetivo inseridas no algoritmo de calibração, posteriormente, na etapa de análise dos dados gerados, foram utilizadas outras duas

equações para avaliação do desempenho do modelo, as quais foram a relação entre volumes medidos (ΔV), e o coeficiente de determinação (R^2).

Proposta por Oliveira (1999a), a relação entre volumes expressa a diferença percentual entre a soma de todas as vazões, calculadas e observadas, sem considerar sua sequência temporal. Seu resultado positivo indica subestimação, e o negativo superestimação. É dada pela equação:

$$\Delta V = \frac{|\sum_{t=1}^n Q_{obs}(t) - \sum_{t=1}^n Q_{sim}(t)|}{\sum_{t=1}^n Q_{obs}(t)} \quad (23)$$

O coeficiente de correlação (R), representa a associação linear entre as vazões observadas e simuladas. Já o coeficiente de determinação (R^2), indica a precisão do modelo, ou seja, quanto a variável dependente é explicada pelas variáveis independentes.

$$R = \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}(t)}) \cdot (Q_{sim}(t) - \overline{Q_{sim}(t)})}{\sqrt{\sum_{t=1}^n (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}(t)})^2 \cdot \sum_{t=1}^n (Q_{sim}(t) - \overline{Q_{sim}(t)})^2}} \quad (24)$$

Para indicar bons ajustes, os valores de ΔV devem estar próximos a zero, e R e R^2 próximos a 1.

Para a estrutura de dois reservatórios adotada no trabalho, houve um total de 8 parâmetros a serem calibrados: as alturas dos orifícios HA2 e HA1, os coeficientes de escoamento a_1 , a_2 e b_1 , o coeficiente de infiltração a_0 , e também as alturas iniciais de armazenamento dos reservatórios 1 e 2, S1I, e S2I, que não chegam a ser parâmetros do modelo, mas precisam ser determinadas adequadamente para uma boa análise.

4.3. INDICE DE UMIDADE DO SOLO

Um índice, tipicamente um número adimensional, tem aplicação para tomada de decisões, pois é de fácil entendimento. Hayes (2002) citou, por exemplo, que o valor de um índice de seca é bem mais fácil de ser usado e entendido do que os parâmetros (dados brutos) que lhe deram origem. Lindner e Kobiyama (2009) desenvolveram o *Tank Moisture Index* (Índice de Umidade de Tanque) e propuseram um gerenciamento de enchentes e secas a partir da umidade do solo.

O presente trabalho definiu o índice de umidade do solo (IUS) como a soma das alturas de armazenamento (S_1 , S_2) do Tank Model, que correspondem à umidade do solo naquele momento.

$$IUS = \sum_{i=1}^2 S_i \quad (25)$$

4.4. APLICAÇÃO DO MODELO

4.4.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÀREA DE ESTUDO

A bacia do rio Araponga é uma área de preservação ambiental, situada na Fazenda Santa Alice, propriedade da empresa Battistella Florestal, que desenvolve atividade de silvicultura. Foi implementada por Mota (2012), que em seu trabalho investigou o tempo de concentração na bacia, o qual variou entre 1 e 26 horas, e concluiu que o mesmo não estava relacionado à intensidade máxima da chuva, e sim às condições prévias de armazenamento de água no solo.

Malutta (2010), analisou em seu trabalho os processos hidrossedimentológicos na bacia do rio Negrinho, e através de modelagem concluiu que os meses onde há maior precipitação, escoamento total e produção de sedimentos foram outubro e novembro, enquanto o mês de julho é o mês mais seco.

Giglio (2013), analisou a influência da interceptação na bacia do Araponga, concluindo que a perda por interceptação na copa da bacia ficou entre 12 e 15% da chuva externa.

4.4.1.1. SOLO

Esta bacia é coberta com a Floresta Ombrófila Mista (Floresta de Araucária ou Floresta de Pinheiro-brasileiro) formação Montana (altitudes entre 400 e 1000 m).

De acordo com Santa Catarina (1986), os solos predominantes na região são os Cambissolos, moderado e proeminente, de textura média a argilosa, com relevo ondulado e fortemente ondulado. Também há presença de solos do tipo Podzólico Bruno-Acinzentado, de textura média/argilosa.

Segundo a EMBRAPA (2005), os Cambissolos são solos pouco desenvolvidos, com horizonte B do tipo incipiente ou câmbico (em formação), nos quais, os processos genéticos não se aprofundaram suficientemente para produzir um horizonte B com estrutura, cor e outras propriedades desenvolvidas que caracterizam um horizonte diagnóstico das outras classes de solos. Quanto a textura, não apresentam variações entre o horizonte A e o B. Quanto a profundidade, encontra-se desde solos rasos até profundos, e sua textura varia de média a argilosa.

De acordo com Mellek et al. (2014), que analisaram a infiltração da água por cambissolos em uma Floresta Ombrófila Mista, os cambissolos podem apresentar variações na velocidade de infiltração atribuídas à variabilidade espacial dos fatores que governam o fluxo da água em uma bacia hidrográfica. Em seu trabalho, eles encontraram que em detrimento à textura argilosa desse tipo de solo, pode haver altas taxas de infiltração de água no solo, fato que pode ser ocasionado pela estrutura do solo em blocos sub-angulares.

Dalben e Osaki (2008), analisaram o comportamento da infiltração em várias camadas de um cambissolo com estas características, e concluíram que a infiltração foi maior e mais rápida nos primeiros 20 centímetros de solo, e à profundidades maiores existiu uma maior resistência à infiltração devido ao aumento da densidade do solo.

4.4.1.2. CLIMA

Segundo a classificação de Koeppen (1948), o clima da região onde está inserida a área de estudo pertence à classe Cfb – Mesotérmico (temperado quente) com temperatura média do mês mais frio entre -3° e 18° ; e Cfb –sub-tropical, sem estação seca.

Kobiyama et al. (2004) realizaram análise hidrológica da bacia do rio Negrinho, para o período de 1990 a 1998, analisando variações de temperatura (*Figura 11*) e estimativa do balanço hídrico para a região (*Tabela*).

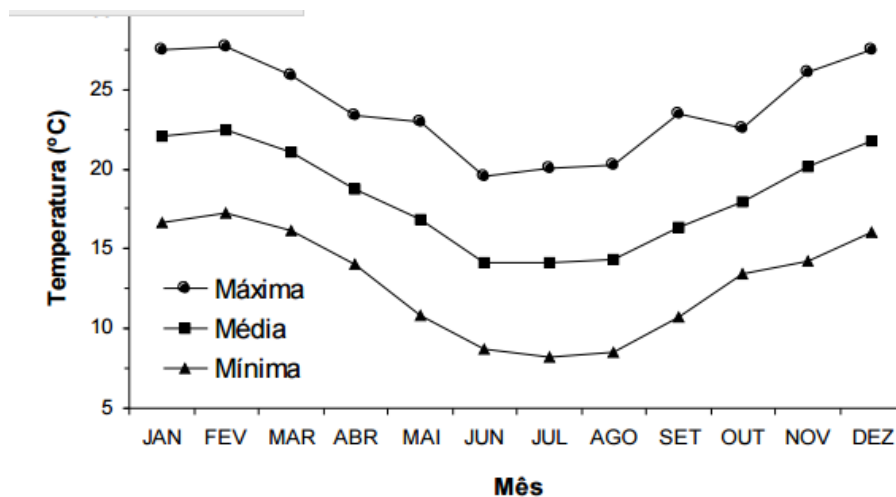


Figura 11. Temperaturas mínimas, médias e máximas mensais na região de Rio Negrinho –SC. Fonte: Kobiyama et al. (2004)

Eles concluíram que evapotranspiração média anual para o período avaliado foi de de 54,4% da precipitação, sendo assim, a vazão representou 45,6% da precipitação.

Tabela 4. Evapotranspiração potencial mensal (ETp), precipitação (P) e vazão estimada.
Fonte: Kobiyama et al. (2004)

Mês	ETp(mm/mês)	P(mm/mês)	Q(mm/mês)
Janeiro	110,74	198,26	87,52
Fevereiro	97,24	163,89	66,65
Março	94,34	108,16	13,82
Abril	67,58	84,35	16,77
Maio	50,00	133,02	83,02
Junho	36,11	117,51	81,40
Julho	36,19	135,21	99,02
Agosto	40,14	90,86	50,72
Setembro	52,58	126,53	73,95
Outubro	71,25	139,61	68,36
Novembro	86,93	126,30	39,37
Dezembro	106,95	148,13	41,18

Os dados meteorológicos registrados na estação Feio, para o período de 10/10/2011 a 12/11/2014 a cada 10 minutos, estão sintetizados na Tabela 4.

Tabela 5. Dados meteorológicos mínimos, médios, máximos medidos na estação Feio para o período de 2011 a 2014.

Parâmetro	Valor Mínimo	Valor Médio	Valor máximo
Umidade relativa do ar (%)	16,1	91,10123	100
Temperatura (°C)	-4,6	15,92929	36, 9
Radiação Incidente (W/m ²)	0	206,2723	7016,9
Radiação Refletida (W/m ²)	0	52,15718	1330
Velocidade do vento (m/s)	0	2,613207	107,2
Direção do vento (0 graus - N)	0	176,2559	359,9

Os valores médios mensais obtidos na bacia do rio Araponga, durante o monitoramento pluviométrico de 2012 a 2014, podem ser analisados na Figura 12 e Figura 13, onde observa-se que 2014 foi um ano particularmente chuvoso.

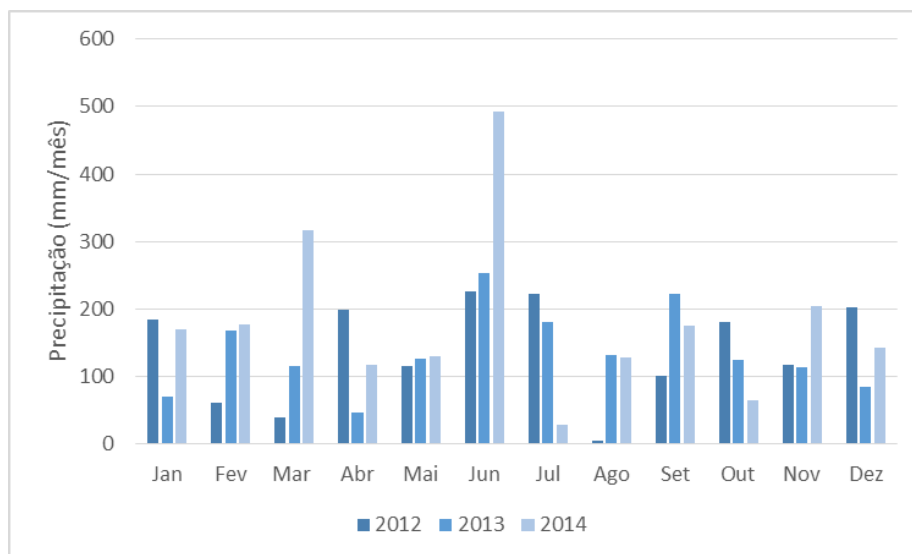


Figura 12. Precipitação média mensal para a bacia do rio Araponga 2012 a 2014.

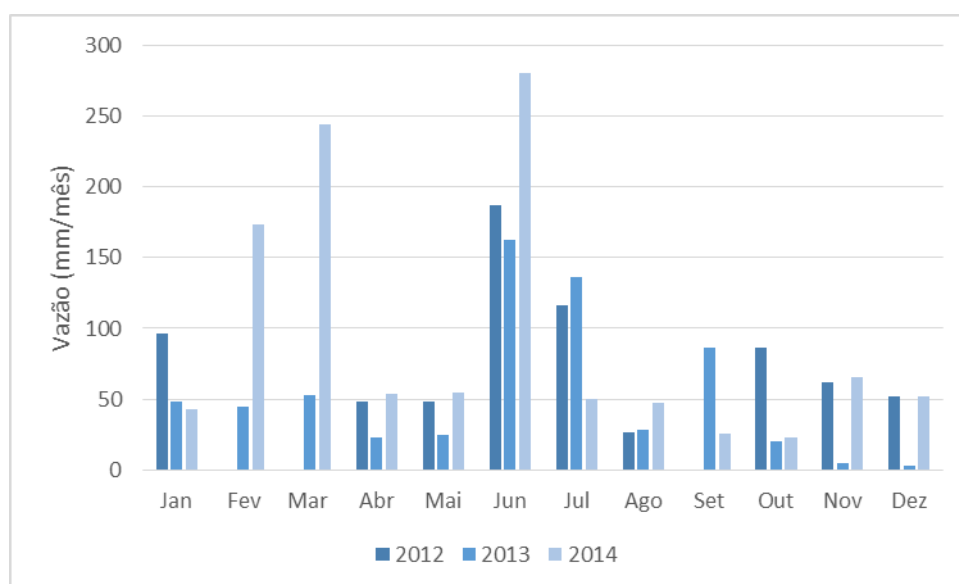


Figura 13. Vazão média mensal para a bacia do rio Araponga 2012 a 2014.

A evapotranspiração foi calculada apenas para os períodos utilizados nas análises do trabalho, em escala diária (valores que depois foram divididos igualmente para encontrar os correspondentes a 5min), e está relacionada no Anexo 2. A escolha dos cinco períodos de dados utilizados para a calibração e dois para a validação levou em consideração as falhas de medição presentes nos dados de precipitação, vazão e meteorológicos, além de considerar os picos de vazão mais significativos encontrados no período de medição.

4.4.2. DADOS UTILIZADOS

Os dados de precipitação e vazão, utilizados neste trabalho foram obtidos no período de março de 2011 até dezembro de 2015. Os dados hidrológicos foram medidos automaticamente a cada 05 minutos.

A evapotranspiração foi calculada a partir das medições feitas pela estação meteorológica.

Além disso, os dados de tensiômetros medidos nas profundidades de 0,10m, 0,20 m, 0,30 m, 0,40 m, 0,60 m, 0,75 m e 0,90 m foram utilizados para avaliar o comportamento do IUS, e adicionalmente do S1 e S2. Esses dados foram obtidos a cada 10 minutos.

As informações de elevação da bacia foram extraídas dos mapas de elevação da bacia do Araonga e respectivo MDE (Modelo digital de elevação) de escala 1:5.000 e resolução de 1 metro, gerados através do levantamento topográfico realizado por Mota et. al(2016).

O passo de tempo a ser utilizado nas análises foi calculado pela equação (8):

$$T = 0,05 * \sqrt{0.0554}$$

$$T=0,12 \text{ horas ou } 7 \text{ minutos.}$$

Como as medições dos dados disponíveis foi realizada a cada 5 minutos, este foi o passo de tempo utilizado, por ser o mais próximo do recomendado pelo autor.

No presente estudo foram selecionados cinco eventos chuvosos de curta duração para a calibração, e dois para a validação, cada evento com duração de 3 dias. Esta duração dos eventos foi escolhida por ser coerente com a estrutura de dois reservatórios adotada para o modelo, visando melhor desempenho do mesmo.

Na Tabela 5, estão relacionados os períodos escolhidos para a calibração (sombreados em cinza) e validação (sombreados em azul), assim como os valores de precipitação e vazão medidos, médios e acumulados, e os valores de evapotranspiração calculados, médios e acumulados.

Os eventos selecionados para a calibração foram selecionados de forma a contemplar os maiores picos de vazão medidos, assim como os menores, de forma que quando fosse calculada a média dos parâmetros do modelo para cada evento, esta fosse também correspondente à média dos demais eventos ocorridos no período de monitoramento.

Tabela 6. Caracterização dos dados hidrológicos utilizados na calibração e validação

Parâmetro	14 a 16 jan/12	28 a 30 abr/ 12	04 a 06 jun / 12	20 a 22 jun/ 13	08 a 10 mar / 14	25 a 27 abr /12	20 a 22 jul/13
Precipitação Média (mm/5min)	0,063	0,046	0,14	0,12	0,10	0,12	0,16
Precipitação acumulada(mm)	54,9	40,6	122,92	107,13	84,62	104,59	139,12
Vazão média (mm/5min)	0,0206	0,021	0,08	0,08	0,08	0,025	0,06
Vazão acumulada(mm)	17,82	18,33	71,81	68,86	64,92	21,45	53,11
ETR média(mm/5min)	0,0031	0,0015	0,0001	0,003	0,005	0,0015	0,0013
ETR acumulada(mm)	2,72	1,32	0,07	2,34	4,26	1,32	1,14

4.4.2.1. ETAPAS DE APLICAÇÃO DO MODELO

A primeira etapa do trabalho foi a implementação em MATLAB do *Tank Model* original, e do *D-Tank Model*, este com formulação semelhante à adotada por Kato et al (2005). No Anexo 1, está disponível o código para conferência. Nesta etapa, também foi implementado o algoritmo para o cálculo das direções de fluxo do escoamento na área de estudo.

Para a implementação da versão distribuída, foi necessária a divisão da área de estudo em células quadradas. O MDE disponível possuía resolução de 1 metro, mas não foi possível utilizar esta mesma resolução para as células do grid criado, pois desta forma haveria muitas células com a elevação semelhante à de suas vizinhas, inviabilizando o cálculo da declividade entre elas. Assim, visando uma variação dos valores de elevação entre células, a resolução adotada foi de 2 metros. Este procedimento foi realizado no software de geoprocessamento *ArcMap*, através da extensão *ETGeowizards*, que permitiu a geração do grid, e da matriz de elevações utilizada para o cálculo das direções de fluxo utilizadas na propagação de escoamento do *D- Tank Model*.

Em seguida, foram selecionados eventos chuvosos de curta duração para a calibração do modelo através do NSGA-II. Para cada evento foi gerado um conjunto de parâmetros que também foi aplicado a cada uma das células do *D-Tank Model*.

Esta transferência de parâmetros foi validada da seguinte forma: para cada parâmetro encontrado nos cinco eventos da etapa anterior, foi feita a média, de modo a se obter um único conjunto de parâmetros a ser utilizado nos dois períodos escolhidos para a validação do modelo.

Para cada um dos períodos analisados na validação, foram gerados os valores de IUS, que então foram comparados através do coeficiente de correlação linear (R) com os valores de tensão da água no solo, medidos pelos tensiômetros. Na análise, também foram consideradas as alturas de armazenamento individuais dos dois reservatórios (S1) e (S2).

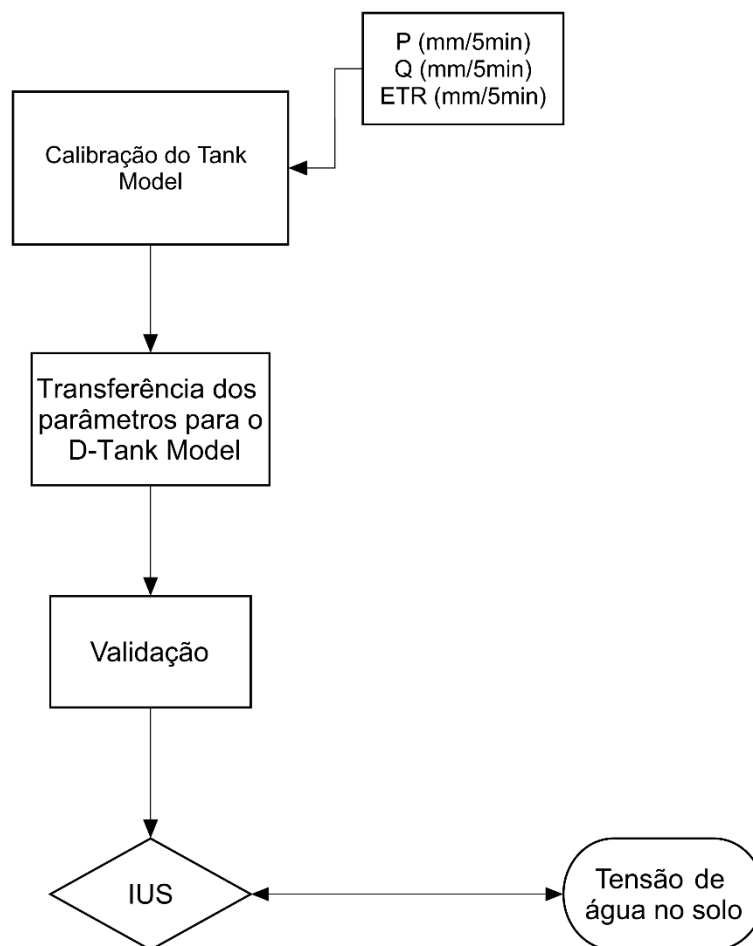


Figura 14. Fluxograma de aplicação do Tank Model na bacia do rio Araponga

A Figura 14 apresenta o fluxograma da aplicação de D Tank Model à bacia de rio Araponga.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. APLICAÇÃO DO TANK MODEL

5.1.1. CALIBRAÇÃO DO TANK MODEL

Os parâmetros utilizados no algoritmo genético foram definidos após algumas simulações preliminares, para avaliar a sensibilidade do NSGA-II a cada um deles e correspondente melhora do diagrama de Pareto. Estes foram:

População: 500 indivíduos

Número de gerações: 500

O NSGA-II faz suas análises dentro de um intervalo pré-estabelecido pelo usuário com limites mínimo e máximo das variáveis de decisão, que neste caso são os parâmetros do Tank. Esta “faixa ótima” dos parâmetros do Tank Model, também foi obtida por meio de testes em rodadas prévias de calibração manual, já que a faixa de valores adotada na literatura em estudos similares é adequada apenas para análise de dados diários, e em um modelo com 4 reservatórios.

Como o método de validação está atrelado à média dos parâmetros calculados nos períodos selecionados para calibração, foi necessário manter alguns dos parâmetros numa faixa de variação pequena, para garantir que quando fosse calculada a média dos mesmos, o conjunto resultante pudesse ser aplicado em qualquer outro período com um ajuste razoável. Dessa forma, as alturas iniciais de armazenamento dos tanques 1 e 2, (S1I e S12), foram fixadas num intervalo com pequena variação.

Tabela 7. Limites máximo e mínimo dos parâmetros do TM utilizados na calibração.

Parâmetro	Mínimo	Máximo
S1I (mm)	0,0	1,5
S2I (mm)	70,0	75,0
HA2 (mm)	0	70
HA1 (mm)	0	35
a1 (5min ⁻¹)	0,0001	0,09
a2 (5min ⁻¹)	0,0001	0,09
a0 (5min ⁻¹)	0,00001	0,009
b1 (5min ⁻¹)	0,0001	0,09

No Anexo 3, está ilustrado o diagrama de Pareto gerado para o período de 14 a 16 de janeiro de 2012, onde pode-se observar que o conjunto de soluções gerada pelo algoritmo foi bem heterogêneo, formando uma linha contínua, indicando boa convergência entre as duas funções objetivo analisadas.

O conjunto de parâmetros selecionado após a calibração automática, para cada um dos cinco eventos analisados, está relacionado na Tabela 8, assim como o desempenho das duas funções objetivo (NASH e RMSE) para cada período na comparação entre as vazões observadas e simuladas pelo Tank Model e posteriormente pelo D-Tank Model.

Tabela 8. Parâmetros escolhidos na etapa de calibração

Parâmetro	14 a 16 jan/2012	28 a 30 abr/ 2012	04 a 06 jun / 2012	20 a 22 jun/ 2013	08 a 10 mar / 2014	Média
SI1(mm)	0,20	1,28	1,16	1,50	1,50	1,045782
SI2(mm)	72,87	74,61	72,87	75,00	75,00	73,6847
HA1(mm)	2,00	18,18	8,06	8,00	10,00	7,796785
HA2(mm)	28,40	55,32	35,00	50,00	50,00	49,9429
a1(5min ⁻¹)	0,0020000	0,003875	0,0043300	0,004625	0,005600	0,003229
a2(5min ⁻¹)	0,0500000	0,032940	0,0031100	0,000300	0,009000	0,034693
a0(5min ⁻¹)	0,0069000	0,000957	0,0057000	0,001900	0,002000	0,003200
b1(5min ⁻¹)	0,0000942	9,09E-05	0,0003634	0,000027	0,000027	6,69E-05
NASH-TM	0,94	0,91	0,92	0,94	0,89	
RMSE-TM	0,0051	0,0057	0,015	0,011	0,025	
NASH-DTM	0,72	0,72	0,85	0,89	0,88	
RMSE-DTM	0,011	0,01	0,022	0,016	0,026	

Com valores de NASH variando entre 0,89 e 0,94 nos períodos contemplados na calibração, e de RMSE entre 0,0051 e 0,02, ambos indicativos de bom ajuste entre os valores calculados e observados de vazão, pôde-se considerar a calibração satisfatória, e o conjunto de parâmetros dos cinco períodos adequado para ser utilizado no D-Tank Model.

Como a área de estudo tem uso e ocupação do solo basicamente uniformes, e a precipitação e evapotranspiração também foram consideradas uniformes em toda a área da bacia, o mesmo set de parâmetros calculado para o modelo concentrado foi utilizado em todas as células do modelo distribuído.

Os hidrograma gerados para o *Tank Model* e para o *D-Tank Model* estão ilustrados nas Figura 15 a Figura 24.

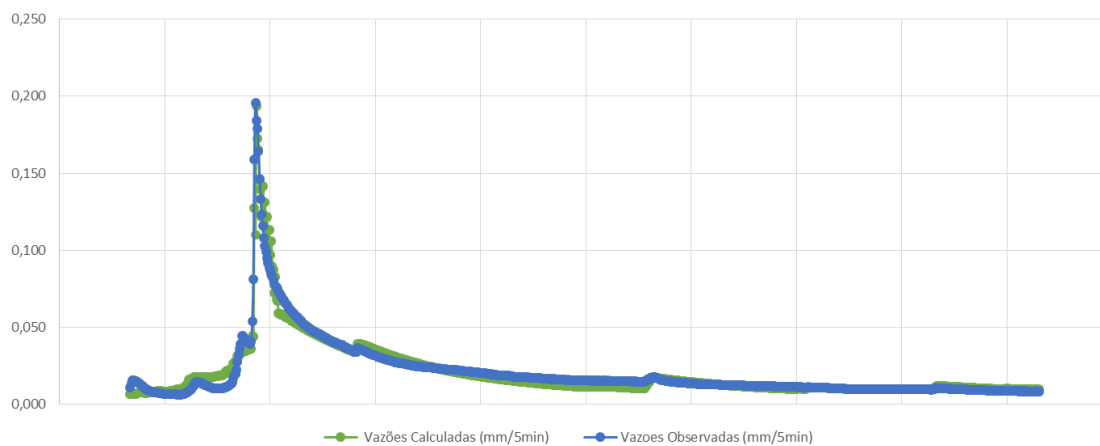


Figura 15. Hidrograma gerado na calibração para o período de 14 a 16 de janeiro de 2012, no Tank Model.

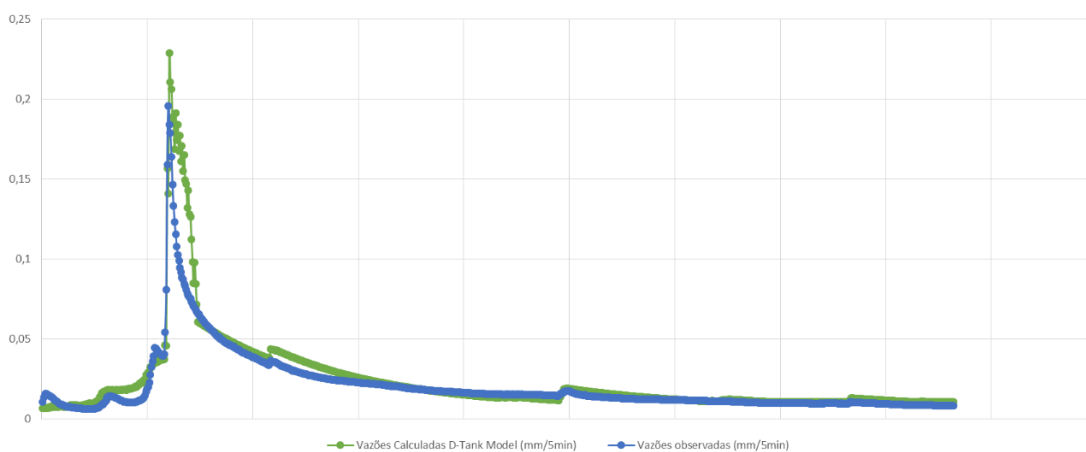


Figura 16. Hidrograma gerado na calibração para o período de 14 a 16 de janeiro de 2012, para o D-Tank Model.

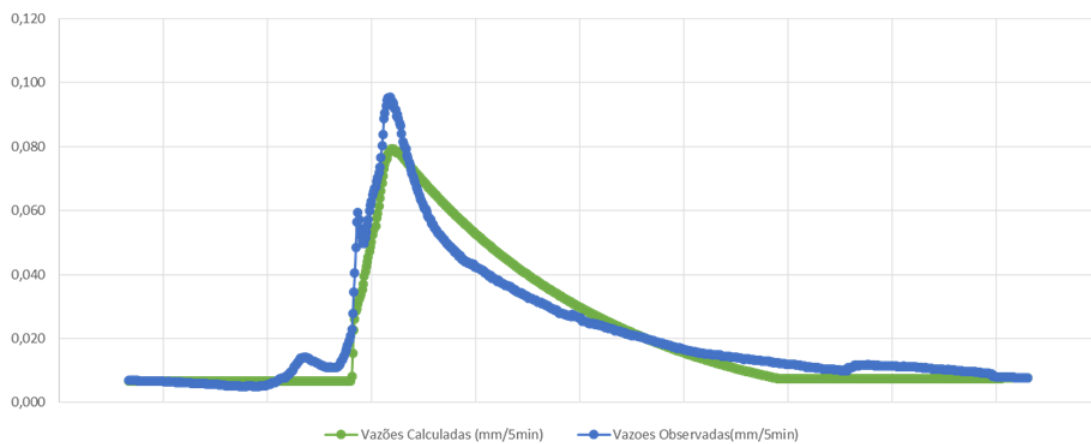


Figura 17. Hidrograma gerado na calibração para o período de 28 a 30 de abril de 2012, para o Tank Model.

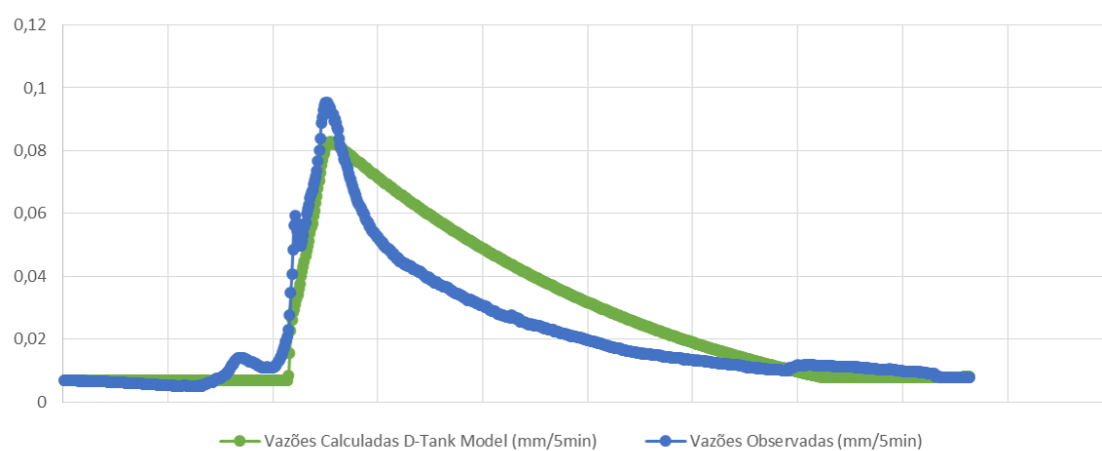


Figura 18. Hidrograma gerado na calibração para o período de 28 a 30 de abril de 2012, para o D-Tank Model.

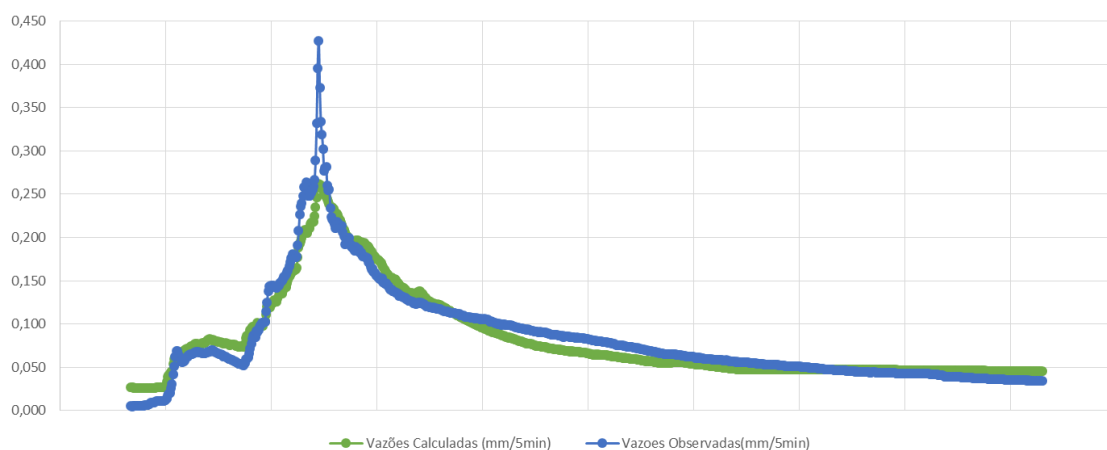


Figura 19. Hidrograma gerado na calibração no período de 04 a seis de junho de 2012, para o Tank Model.

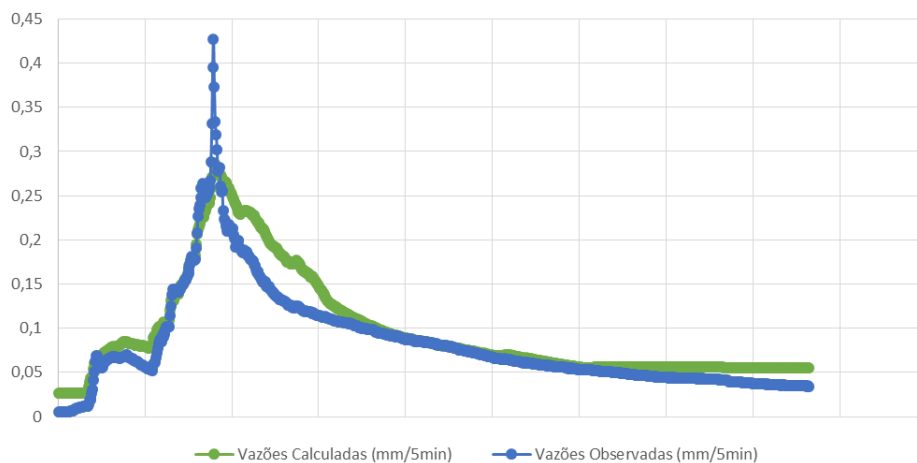


Figura 20. Hidrograma gerado na calibração no período de 04 a seis de junho de 2012, para o D-Tank Model.

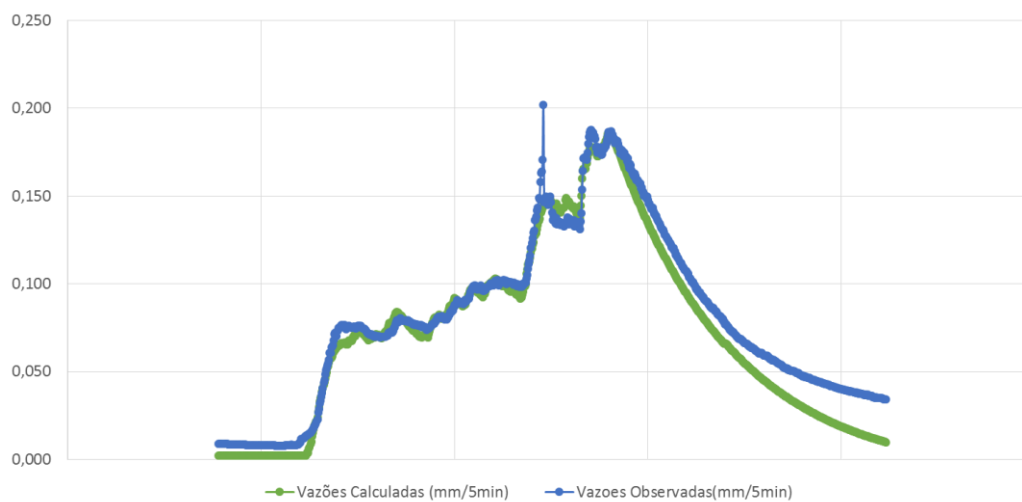


Figura 21. Hidrograma gerado calibração para o período de 20 a 22 de junho de 2013, no Tank Model.

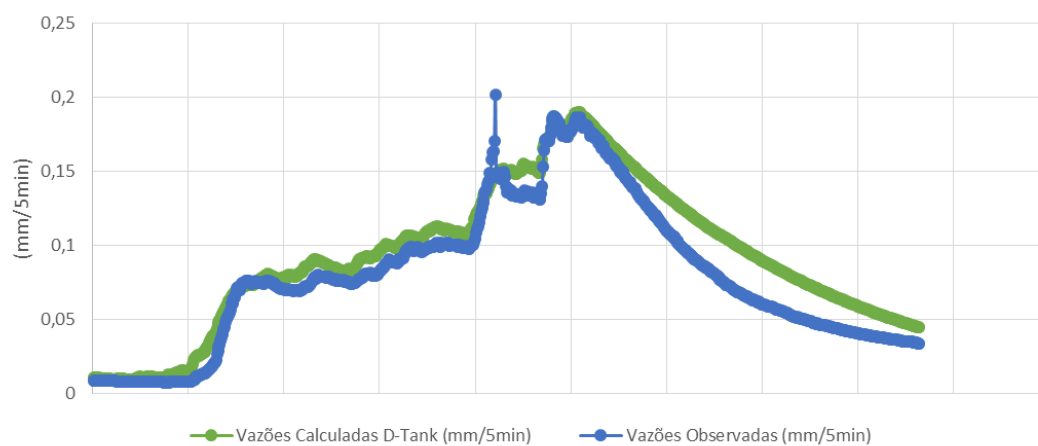


Figura 22. Resultados da calibração para o período de 20 a 22 de junho de 2013, no D-Tank Model.

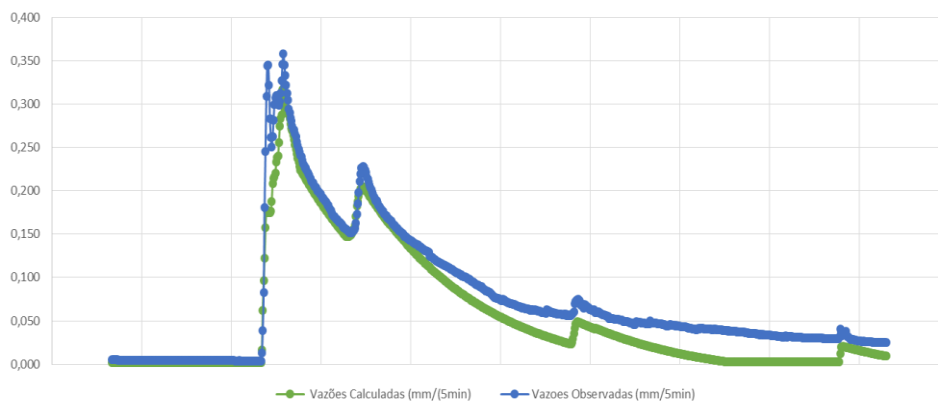


Figura 23. Resultados da calibração para o período de 08 a 10 de março de 2014, no Tank Model.

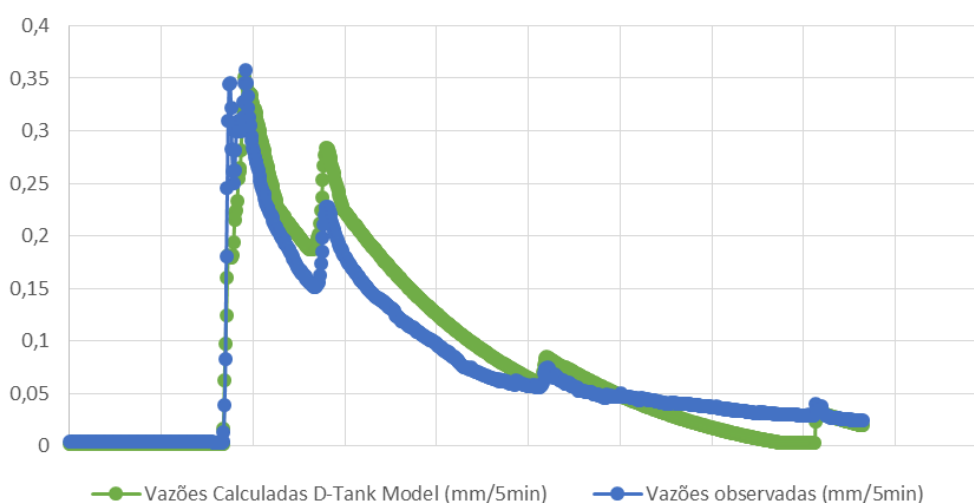


Figura 24. Resultados da calibração para o período de 08 a 10 de março de 2014, no D-Tank Model.

De forma geral, o modelo concentrado obteve boa correspondência em relação ao hidrograma de vazões observadas, tanto em magnitude, como no tempo, especialmente nos picos.

Houve subestimativa no evento ocorrido em 04 a 6 de junho de 2012 (Figura 19), que teve uma vazão de pico observada de $0,43 \text{ mm} \cdot 5 \text{ min}^{-1}$, e no ocorrido entre 28 e 30 de abril de 2013 (Figura 17), que teve uma vazão de pico observada de $0,095 \text{ mm} \cdot 5 \text{ min}^{-1}$. Nos demais eventos as vazões máximas foram próximas a $0,2 \text{ mm} \cdot 5 \text{ min}^{-1}$, e a calibração efetuada foi eficiente em ajustar os picos dos hidrograma calculados.

Com relação as vazões mais baixas, o modelo concentrado correspondeu adequadamente em três dos eventos (Figura 14), (Figura 17) e (Figura 19), e nos demais subestimou as vazões mínimas.

Já a vazão calculada na versão distribuída também obteve boa correspondência com as vazões observadas, mantendo o bom ajuste dos picos obtido pelo modelo concentrado, e melhorando o ajuste dos quais houve subestimativa. Houve uma tendência a superestimar as vazões de valores intermediários.

O NASH entre vazões observadas e as calculadas pelo *D-Tank Model* variou entre 0,72 e 0,89, e o RMSE de 0,01 a 0,026. Representando um leve decréscimo no desempenho em relação ao modelo concentrado, mas ainda indicando um ajuste satisfatório entre os dados.

5.1.2. VALIDAÇÃO DO D- TANK MODEL

Conforme mencionado anteriormente, os parâmetros a serem utilizados na etapa de validação são os correspondentes à média dos parâmetros encontrados nos períodos de calibração.

Foram então selecionados dois períodos para validação do modelo distribuído, ambos com 3 dias de duração. O critério de seleção foi que os períodos se adequassem à média dos parâmetros calculados na etapa preliminar de calibração (Tabela 7) buscando períodos com características semelhantes entre si.

O evento 1 ocorreu entre 25 a 27 de abril de 2017, e o evento 2, de 20 a 22 de julho de 2012, na Tabela 9, estão sintetizados os resultados para ambos períodos.

Tabela 9. Parâmetros estatísticos da validação do D-Tank Model

Evento	Tank Model						D- Tank Model					
	NASH	RMSE	R ²	ΔV	Qobs _m	Qcal _m	NASH	RMSE	R ²	ΔV	Qobs _m	Qcal _m
1	0,96	0,006	0,96	-0,03	0,025	0,024	0,95	0,007	0,96	0,04	0,025	0,026
2	0,92	0,01	0,95	-0,01	0,0615	0,0606	0,72	0,02	0,88	0,2	0,0615	0,0743

Além das funções objetivo utilizadas no algoritmo de calibração, foram analisados o coeficiente de determinação R², para avaliar o ajuste dos dados, e a relação entre volumes observados e calculados (ΔV). De acordo com Collischon (2001), esta última é útil na avaliação do balanço hídrico, para observar se as perdas por evapotranspiração foram corretamente calculadas.

É possível afirmar que o Tank Model, resultou em um balanço hídrico satisfatório para os dois eventos analisados. A relação entre volumes foi de -1% a -3% (indicando uma pequena subestimativa), o RMSE próximo a zero e o NASH e R² bem próximos a 1.

Além da vazão média observada ter ficado bem próxima à calculada, com diferença de valores de vazões de $0,001\text{mm}\cdot 5\text{min}^{-1}$ por evento.

De maneira semelhante, o D-Tank Model resultou num ótimo balanço hídrico para o evento 1, com relação entre volumes de apenas 4%, RMSE também próximo a zero, além de R^2 e NASH, próximos a 1. No evento 2, houve uma superestimativa um pouco maior, com relação entre volumes de 20%.

Os hidrogramas representando as simulações de validação estão ilustrados nas Figura 25, Figura 26, Figura 27 e Figura 28.

No evento 2 (Figura 25, Figura 26), pode-se observar superestimativa do modelo nas vazões calculadas após os picos, tanto no concentrado quanto no distribuído, o qual acabou por propagar o ‘erro’ calculado no Tank Model concentrado. Isto pode ser atribuído aos parâmetros utilizados, especialmente o coeficiente de infiltração e o de escoamento de base, que provavelmente foram superestimados.

No evento 1, (Figura 27 e Figura 28) observa-se que o Tank Model subestimou o pico de vazão máxima, o que foi melhorado pelo D-Tank Model.

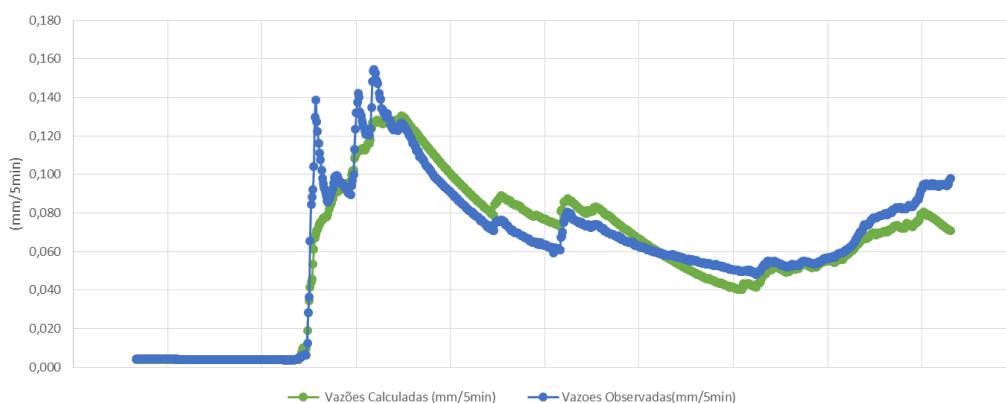


Figura 25. Validação para o período de 20 a 22 de julho de 2012, Tank Model

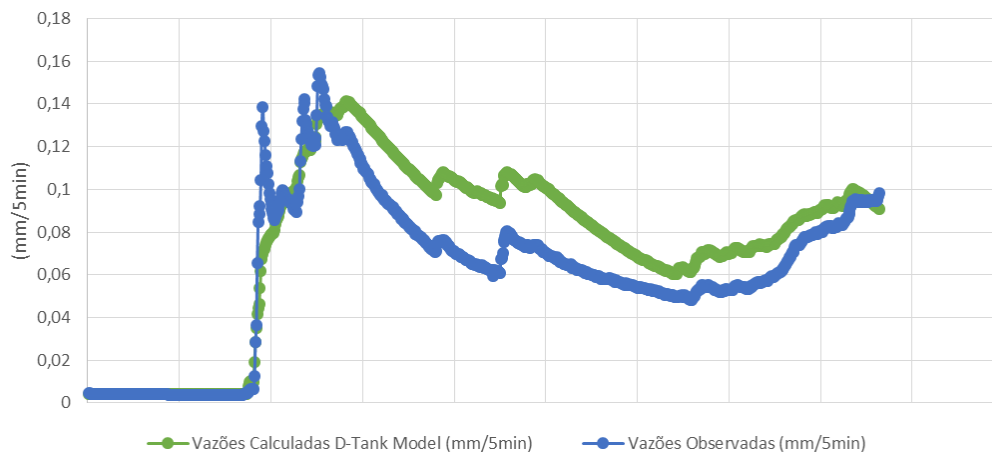


Figura 26. Validação para o período de 20 a 22 de julho de 2012, D-Tank Model

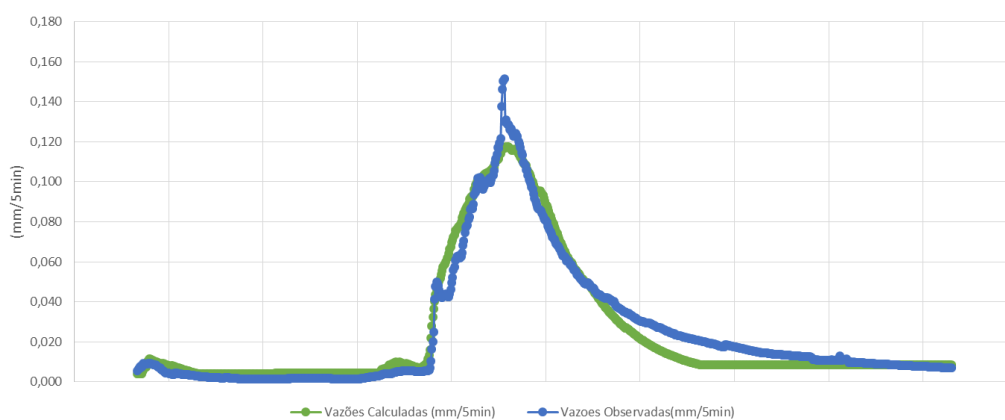


Figura 27. Validação para o período de 25 a 27 de abril de 2012, Tank Model

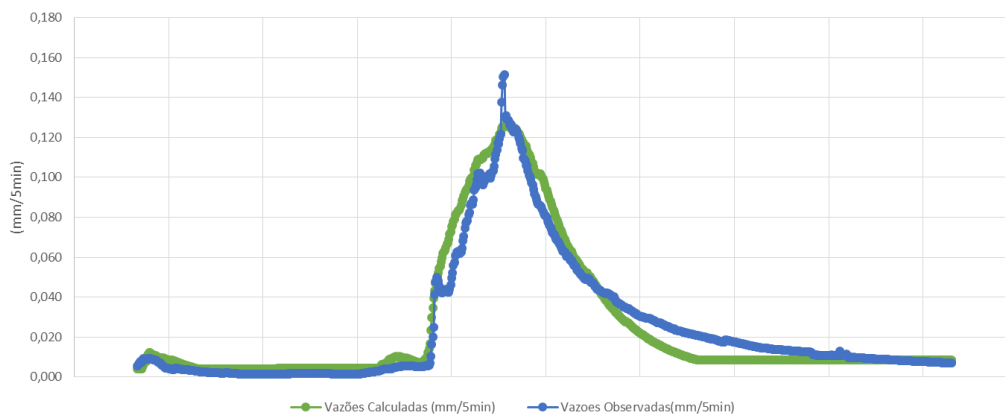


Figura 28. Validação para o período de 25 a 27 de abril de 2012, D-Tank Model

Através das métricas avaliadas, a validação foi considerada satisfatória.

5.2. ÍNDICE DE UMIDADE DO SOLO (IUS)

A criação do índice de umidade derivado do *D-Tank Model* teve por princípio explorar a estrutura do modelo, utilizando dados a cada 5 minutos gerados internamente, no processo de transformação de chuva em vazão. O armazenamento de umidade do solo, expresso por S, altera-se a cada intervalo de tempo, em resposta aos fenômenos de precipitação e evapotranspiração. O que não é armazenado escoar através dos componentes de vazão do *Tank Model*.

Na Figura 29 e na Figura 30, é possível observar a variação espacial do IUS em três diferentes pontos do hidrograma nos dois eventos validados: no início do evento, no pico, e no último instante.

Nos dois eventos o comportamento do IUS foi bem semelhante, principalmente no início do evento e até o pico. De forma geral, os pontos de maior IUS foram os localizados na rede de drenagem, embora em outros pontos de encosta tenham sido observados outros pontos de IUS elevado.

Como as alturas iniciais de armazenamento dos dois reservatórios foram as mesmas nos dois eventos, os valores de IUS no primeiro dia apresentaram valores bem próximos. Nos mapas de IUS relativos ao pico do hidrograma, observa-se também semelhança entre os valores nos dois eventos, o que está coerente, visto que ambos tiveram a mesma vazão máxima em 0,15mm/5min.

Já no ponto final do hidrograma, houve uma diferença um pouco maior nos valores do IUS. No evento 1, o valor máximo do índice foi maior, alcançando 251 mm, enquanto a maior parte da bacia estava apresentando um índice de até 193 mm. No evento 2, o valor do IUS máximo foi ligeiramente menor (214 mm), entretanto a área restante da bacia estava mais úmida, representada por um IUS de 205 mm.

É possível observar que em relação ao tempo, o IUS teve comportamento espacial bem semelhante nos dois eventos, onde áreas mais úmidas num determinado instante permaneceram mais úmidas em outras circunstâncias. Vachaud et al. (1985) em seu estudo observaram este comportamento da umidade, e propuseram o conceito de estabilidade temporal da umidade do solo. Ou seja, o conceito é o de que existe uma alta probabilidade de que uma posição mais úmida em um instante permaneça assim em outros momentos.

Gonçalves et al (1999), também desenvolveram um estudo neste sentido através de ferramentas geoestatísticas, e observaram a persistência no tempo das distribuições de umidade. Este é um resultado interessante pois, a comprovação da estabilidade temporal da distribuição de umidade permite monitorar, ou estimar o armazenamento de água no solo, por exemplo, com redução de esforço amostral.

A variação do IUS também pode ser observada na Figura 31, onde foram selecionadas duas seções transversais para avaliação do índice no evento 1, no instante correspondente ao pico do hidrograma. Na primeira seção transversal, observa-se uma diferença de elevação de 60 metros entre o ponto mais alto e o rio, embora estes pontos estejam a quase 200 metros de distância um do outro. O valor do IUS neste perfil apresentou um valor quase constante, com um ligeiro aumento de 20 mm no ponto localizado no rio.

Na segunda seção transversal, é possível observar o comportamento do IUS num perfil mais próximo ao exutório. Com uma diferença de 30 metros de elevação entre o ponto mais alto e o rio, mas distantes entre si por apenas 80 metros, a variação do IUS ao longo da seção foi um pouco maior, e como esperado, o valor mais alto do índice ocorreu no ponto correspondente ao rio. Em relação à seção a montante, os valores do IUS nesta seção mais próxima ao exutório foram um pouco maiores, o que está coerente.

Na Figura 32 está destacada a região da bacia do Araponga que contém a localização dos tensiômetros (A12, A3, A4, B12, B3, B4, Z12, Z3 e Z4) e sua posição no grid de células quadradas gerado para as análises do modelo distribuído.

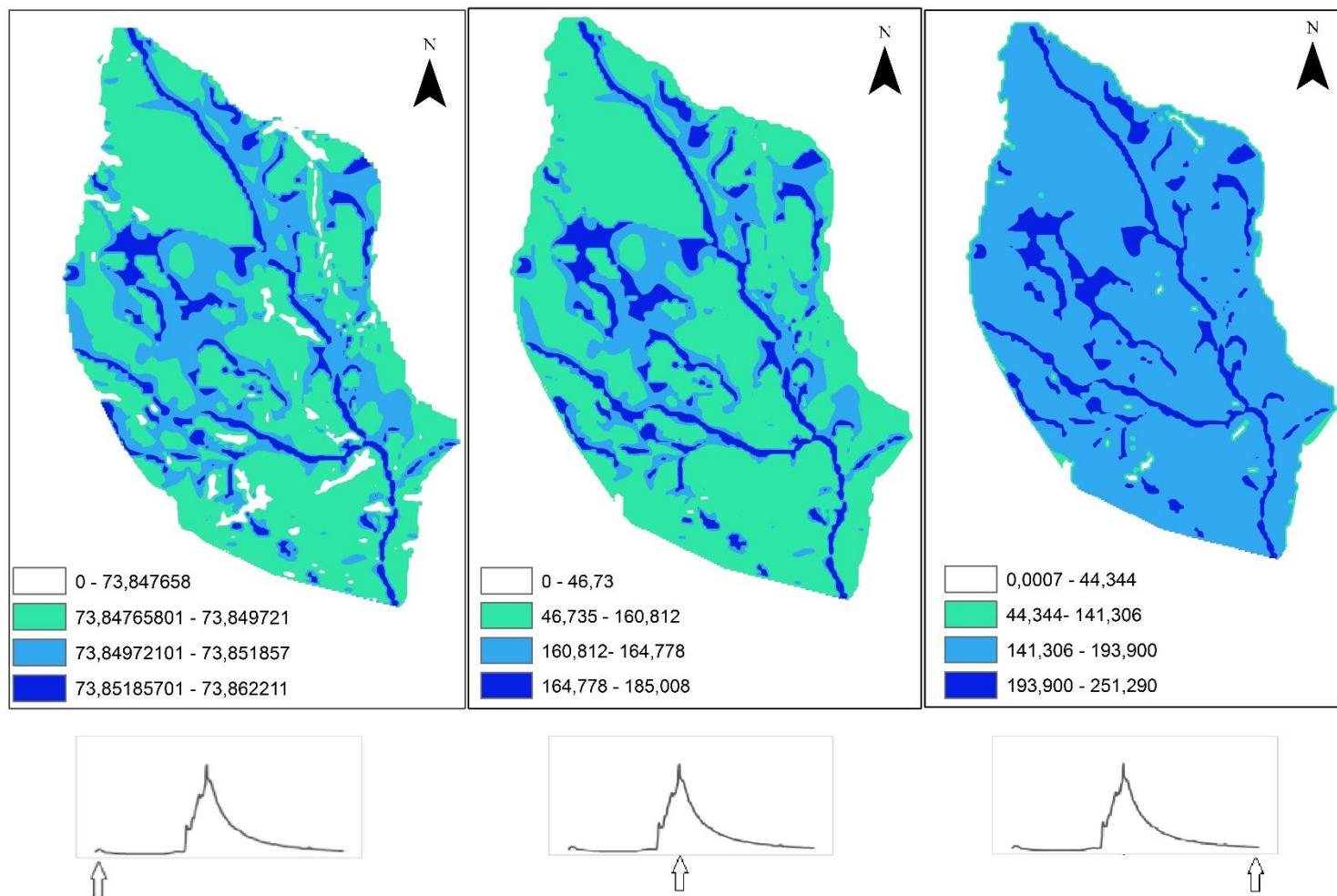


Figura 29. Variação espacial do IUS em 3 diferentes pontos do hidrograma para o evento 1

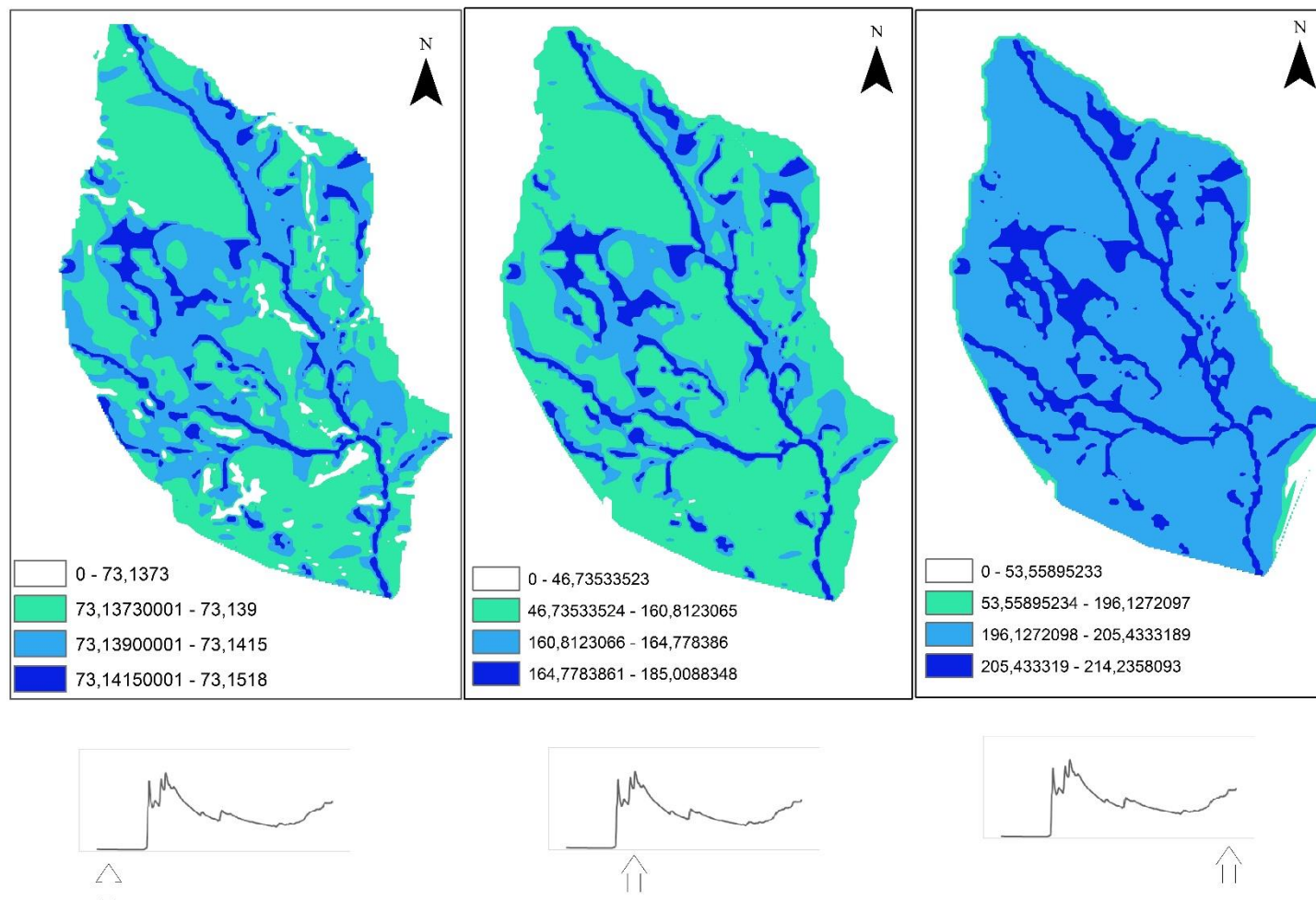


Figura 30. Variação espacial do IUS em 3 pontos diferentes do hidrograma para o evento 2.

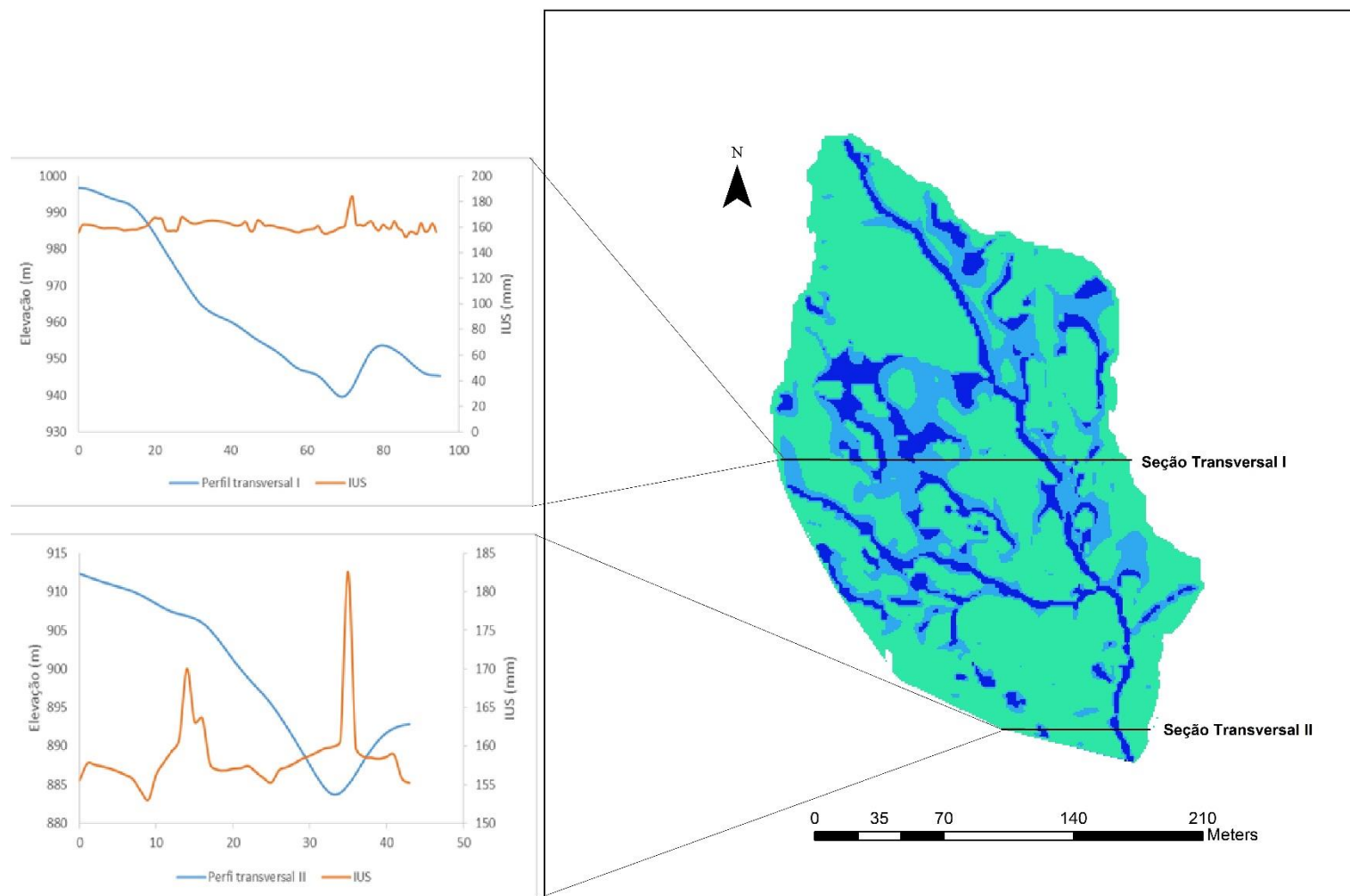


Figura 31. Variação do IUS em duas seções transversais da bacia no pico do hidrograma para o evento 1.

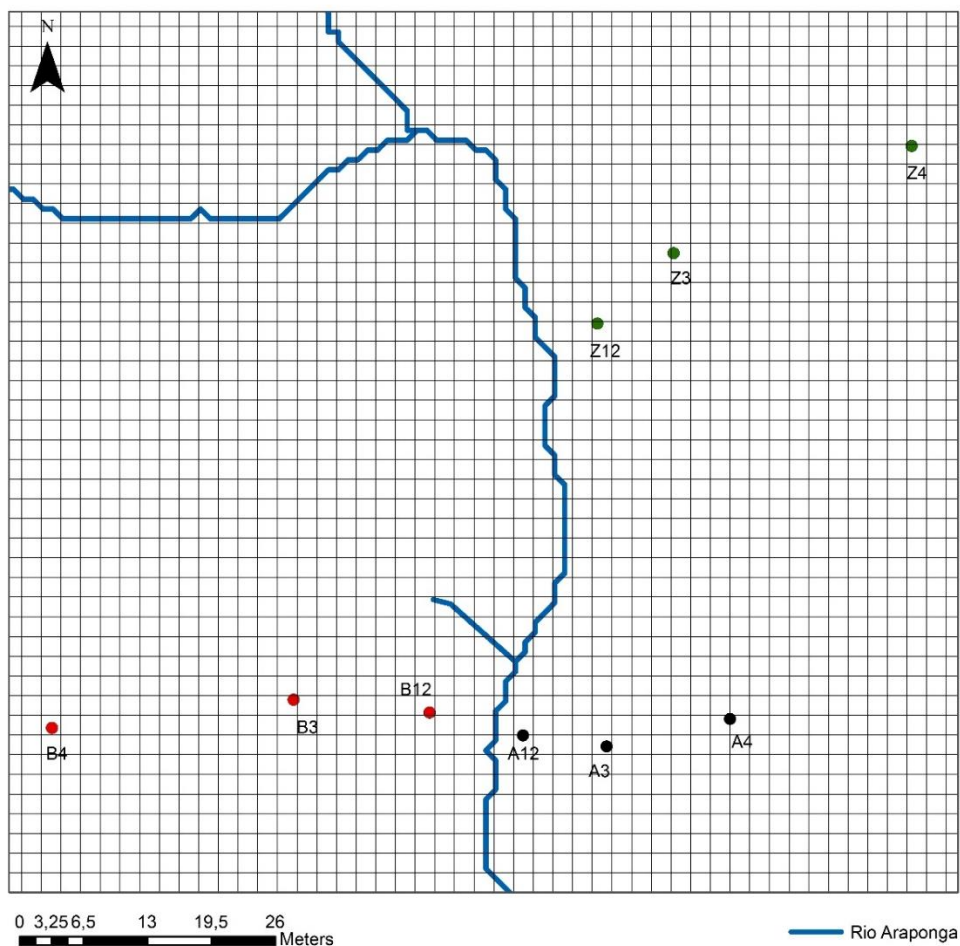


Figura 32. Zoom da área da bacia do rio Araçuaia onde estão instalados os tensiômetros

Na Tabela a seguir, estão os resultados do Índice de Umidade do Solo para cada uma das células onde os tensiômetros estavam inseridos, assim como os valores de armazenamento por reservatório, calculados para os dois eventos simulados na etapa de validação.

Tabela 10. Resultados estatísticos IUS, armazenamento por reservatório, para as nove células onde os tensiômetros estavam instalados, para o evento 1.

Célula do sensor A12				
Resultados	Média	Mediana	Máximo	Mínimo
S1 (mm)	8,992539	2,922911	44,89378	0,025751
S2 (mm)	129,7747	141,5641	176,0733	75,56246
IUS (mm)	138,7672	175,9637	178,4416	77,78508
Célula do sensor A3				
S1 (mm)	8,564323	2,783725	42,75598	0,024525
S2 (mm)	123,5949	134,823	167,6889	71,96425

IUS (mm)	132,1593	167,5845	169,9443	74,08103
Célula do sensor A4				
S1 (mm)	8,166594	2,647318	41,40986	0,010665
S2 (mm)	120,8026	132,5882	161,723	71,96239
IUS (mm)	128,9692	161,4297	165,2048	74,07917
Célula do sensor B12				
S1 (mm)	8,35992	2,726921	42,01182	0,018616
S2 (mm)	122,0987	133,5696	164,5303	71,96315
IUS (mm)	130,4586	164,3069	167,3154	74,07993
Célula do sensor B3				
S1 (mm)	8,221397	2,655346	41,55357	0,013475
S2 (mm)	121,1383	132,8117	162,4763	71,96253
IUS (mm)	129,3597	162,2121	165,6443	74,07931
Célula do sensor B4				
S1 (mm)	8,216932	2,650849	41,54658	0,013136
S2 (mm)	121,1165	132,8029	162,4216	71,96253
IUS (mm)	129,3334	162,1539	165,6089	74,07931
Célula do sensor Z12				
S1 (mm)	8,226928	2,655799	41,57952	0,013485
S2 (mm)	121,185	132,8564	162,5679	71,96257
IUS (mm)	129,4119	162,3082	165,7297	74,07935
Célula do sensor Z3				
S1 (mm)	8,219997	2,652713	41,5556	0,013271
S2 (mm)	121,1363	132,8173	162,4651	71,96254
IUS (mm)	129,3563	162,1999	165,6433	74,07932
Célula do sensor Z4				
S1 (mm)	8,023041	2,61576	40,87326	0,006667
S2 (mm)	119,7353	131,6785	159,5277	71,96158
IUS (mm)	127,7583	159,1381	163,652	74,07836

Tabela 11. Resultados estatísticos para o IUS, armazenamento por reservatório, para o evento 2.

Célula do sensor A12				
Resultados	Média	Mediana	Máximo	Mínimo
S1 (mm)	30,97281	35,36838	58,90513	0,861013
S2 (mm)	104,694	105,8222	148,0505	71,92944
IUS (mm)	135,6668	141,1906	206,9557	72,79044
Célula do sensor A3				

S1 (mm)	30,76542	34,96027	58,86739	0,861013
S2 (mm)	104,5496	105,7624	147,5101	71,92943
IUS (mm)	135,315	140,7227	206,3775	72,79044
Célula do sensor A4				
S1 (mm)	27,50052	30,75678	56,24231	0,861013
S2 (mm)	101,0712	103,0464	137,8675	71,92757
IUS (mm)	128,5717	133,8032	194,1098	72,78859
Célula do sensor B12				
S1 (mm)	29,28389	33,15133	57,43207	0,861013
S2 (mm)	102,8273	104,3173	142,997	71,92833
IUS (mm)	132,1112	142,7278	178,9087	72,99684
Célula do sensor B3				
S1 (mm)	28,10444	31,749	56,53576	0,861013
S2 (mm)	101,6021	103,3821	139,5414	71,92771
IUS (mm)	129,7066	140,5789	173,8113	72,92847
Célula do sensor B4				
S1 (mm)	28,03722	31,63081	56,51966	0,861013
S2 (mm)	101,5528	103,3592	139,3643	71,92772
IUS (mm)	129,59	140,554	173,5163	72,92851
Célula do sensor Z12				
S1 (mm)	28,11162	31,73716	56,58475	0,861013
S2 (mm)	101,6363	103,4266	139,5845	71,92776
IUS (mm)	129,748	135,1638	196,1692	72,78877
Célula do sensor Z3				
S1 (mm)	28,06576	31,67541	56,53773	0,861013
S2 (mm)	101,5806	103,3788	139,4455	71,92773
IUS (mm)	129,6464	135,0543	195,9832	72,78874
Célula do sensor Z4				
S1 (mm)	26,51413	29,65182	55,21229	0,861013
S2 (mm)	99,8817	102,0203	134,8187	71,92676
IUS (mm)	126,3958	131,6721	190,0309	72,78778

Pode-se observar que de forma geral, os valores de armazenamento variaram espacialmente, já que estes foram menores nas células correspondentes ao divisor da bacia, e aumentando gradativamente nas células localizadas na encosta e ainda mais nas células próximas ao rio e ao exutório. O que está coerente com as características de declividade da bacia.

5.3. RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE UMIDADE DO SOLO E TENSÃO DE ÁGUA NO SOLO

5.3.1. CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE IUS E TENSÃO DE ÁGUA NO SOLO

Para estas análises de correlação linear foram considerados apenas os dados dos tensiômetros considerados minimamente coerentes em relação à precipitação do período. Em alguns casos, o tempo de resposta dos sensores foi muito alto, e os valores de tensão cresciam junto com a precipitação, quando deveria ocorrer o contrário. Por isto, o tensiômetro da célula A12 foi excluído das comparações, pois para os dois períodos analisados este não apresentou medições coerentes, o mesmo ocorreu com alguns dos sensores das demais células, os quais estão marcados com (-) nas tabelas a seguir.

Primeiramente foram feitas as correlações do IUS gerado nas células do *D-Tank Model* e posteriormente as correlações do IUS gerado para o *Tank Model* concentrado, visando avaliar o desempenho das duas versões do modelo.

- Evento 1

No período de 25 a 27 de abril de 2012, pode-se observar uma forte correlação negativa do IUS calculado e as medidas de tensão calculadas pelos sensores dos tensiômetros em todas as células e profundidades analisadas, todas elas acima de -0,7 (Tabela 12).

Tabela 12. Valores r encontrados na comparação entre o IUS e tensão

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-	-0,80872	-0,87202	-0,97605	-0,93314	-	-
A3	-0,89756	-	-0,77988	-0,96409	-0,97943	-	-0,9566
B3	-	-0,65123	-0,77035	-0,71581	-0,80353	-0,83501	-0,94741
B4	-	-0,81586	-0,97271	-	-	-0,95809	-0,95778
Z3	-	-0,98429	-	-	-0,97095	-	-0,98348
Z4	-	-	-0,73784	-0,83769	-0,9589	-0,98852	-0,82284
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-	-0,95302	-0,89927	-0,88399	-0,98532	-0,96992	
Z12	-	-0,90965	-0,94678	-	-0,93444	-0,97333	

Já o armazenamento calculado para o primeiro tanque, não apresentou correlação linear significativa com nenhuma das medições dos sensores em todas as profundidades analisadas (Tabela 13). O que já era esperado, haja vista que o primeiro reservatório

regula o escoamento superficial, e o seu armazenamento tende a acompanhar a forma do hidrograma, como pode ser observado na Figura 34.

Tabela 13. Valores r encontrados na comparação entre o S1 e tensão

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-	-0,33834	0,22461	-0,20337	-0,46749	-	-
A3	0,127535	-	0,253516	-0,10329	-0,2964	-	-0,37388
B3	-	0,32821	0,375535	0,370094	0,35145	0,325528	-0,00833
B4	-	0,333679	-0,06037	-	-	0,002363	-0,38593
Z3	-	-0,31953	-	-	-0,11567	-	-0,29461
Z4	-	-	0,145006	-0,0777	-0,37095	-0,1328	-0,66019
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-	-0,38503	0,207549	0,216978	-0,26198	-0,35463	
Z12	-	-0,36446	-0,36297	-	-0,36735	-0,33798	

O armazenamento do segundo reservatório obteve uma correlação negativa ainda mais alta que o IUS quando comparado aos sensores presentes na encosta e no divisor de águas, e menor quando comparado aos sensores próximos ao rio, como pode ser observado na Tabela 14.

Tabela 14. Valores r encontrados na comparação entre o S2 e tensão

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-	-0,72769	-0,96551	-0,94114	-0,81598	-	-
A3	-0,96053	-	-0,87735	-0,95973	-0,91763	-	-0,87095
B3	-	-0,7699	-0,90684	-0,8491	-0,93359	-0,95802	-0,9715
B4	-	-0,94079	-0,9816	-	-	-0,98574	-0,86674
Z3	-	-0,91341	-	-	-0,9628	-	-0,92028
Z4		-0,80291	-0,83748	-0,87244	-0,97571	-0,64414	-0,80291
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-	-0,86292	-0,98726	-0,97441	-0,93341	-0,88951	
Z12	-	-0,82383	-0,86246	-	-0,84843	-0,89739	

Nas Figura 33 a Figura 35, estão ilustradas algumas das relações mais significativas para este período. Percebe-se que no início do evento a tensão do solo estava alta, próxima a 200 kPa a 10 cm de profundidade, e foi a praticamente zero cerca de 16 horas após o início da precipitação, evidenciando certa demora no tempo de resposta do sensor. Coelho e Teixeira (2004) observaram em seu trabalho que o tempo de resposta do sensor tende a aumentar conforme o potencial matricial diminui. Outra causa que pode influenciar o tempo de resposta do sensor foi observada por Azevedo et al. (1999), que

relacionou a resposta lenta dos sensores de tensiômetros à deposição de material do solo na superfície da capsula.

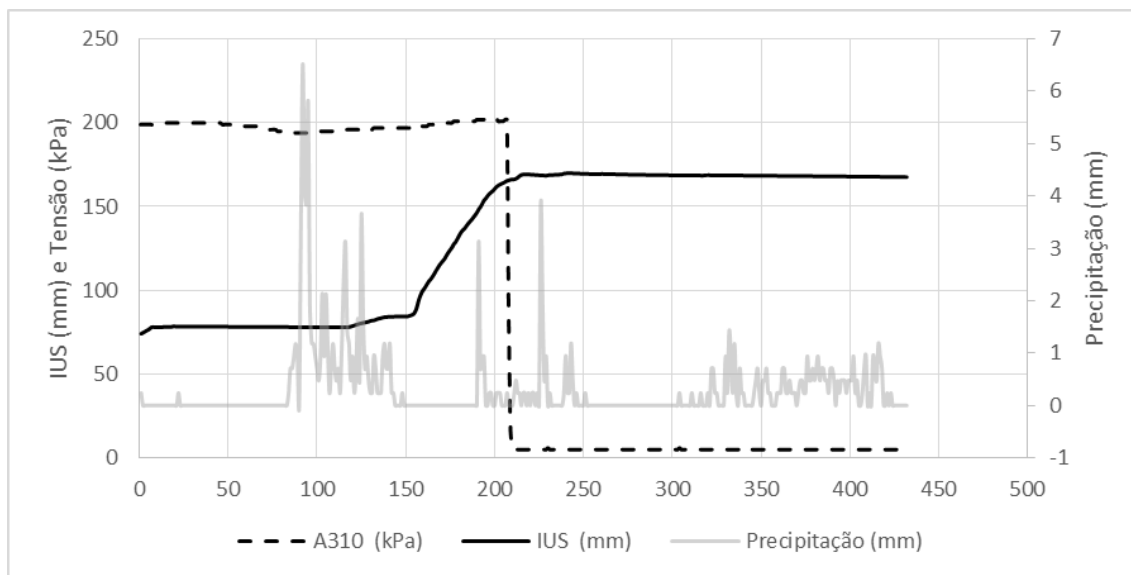


Figura 33. Relação entre IUS e sensor A3 na profundidade 10cm, no período de 25 a 27 de abril de 2012.

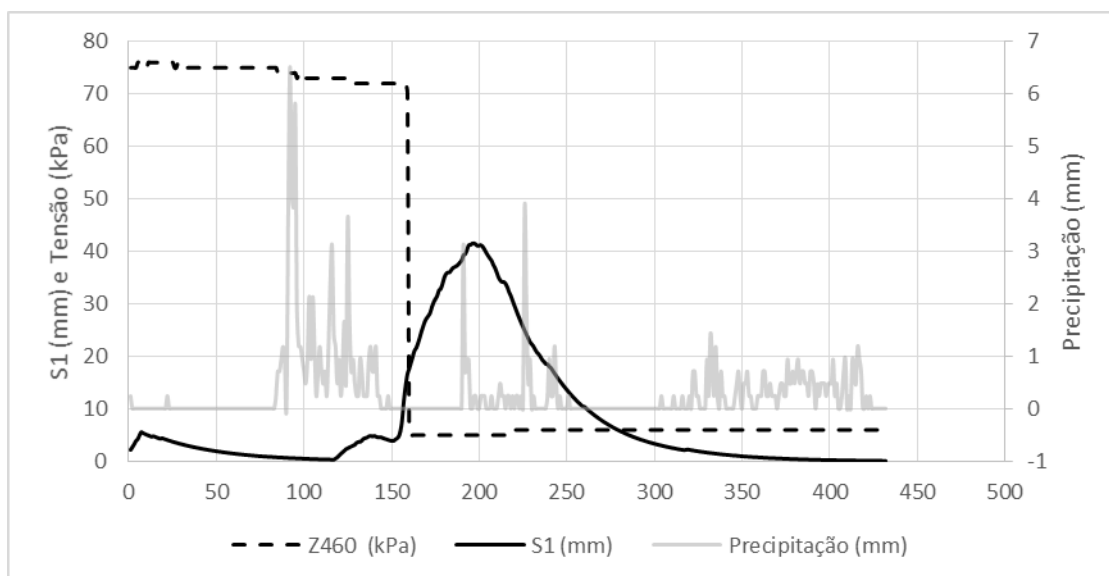


Figura 34. Relação entre o armazenamento do reservatório superior e o sensor Z4 na profundidade 60cm, no período de 25 a 27 de abril de 2012.

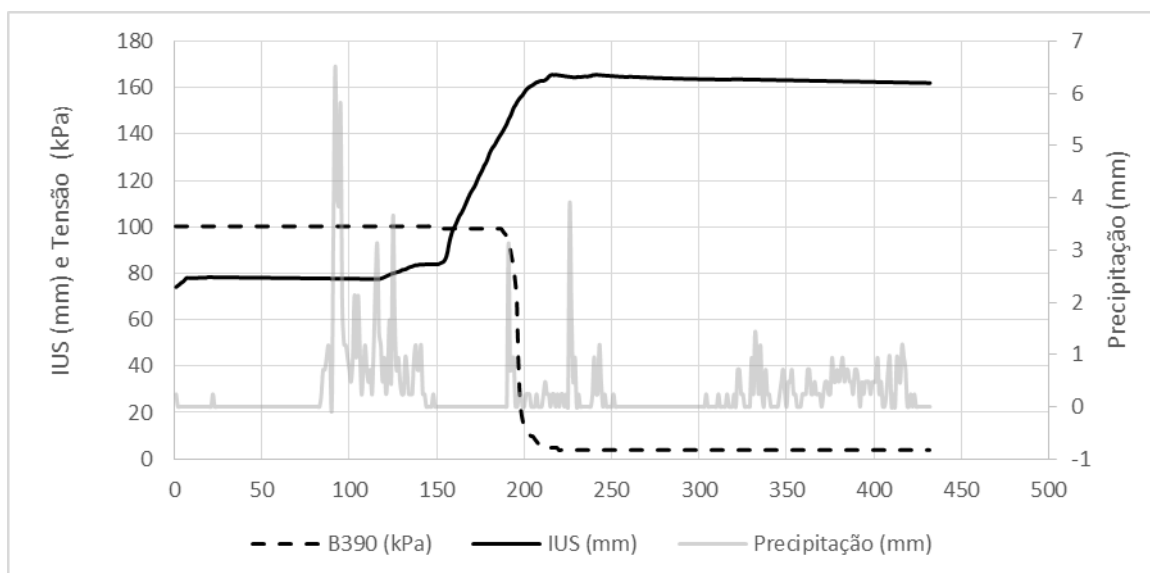


Figura 35. Relação entre o IUS e o sensor B3 na profundidade 90cm, no período de 25 a 27 de abril de 2012.

Para este período, também foi feita a análise comparativa do IUS, S1 e S2 gerados pelo Tank Model concentrado, para cada um dos tensiômetros.

Na Tabela 15, estão destacadas em azul as vezes em que o IUS gerado para o Tank Model na versão original obteve uma correlação maior com os dados de tensão matricial do solo do que a versão distribuída. Estas ocorreram apenas 4 vezes, em profundidades médias do solo, nos tensiômetros A3, B3 e Z4. Já nos tensiômetros mais próximos ao rio, e em camadas mais profundas do solo, o desempenho foi muito pior, com correlações moderadas ou fracas.

Tabela 15. Correlação entre IUS gerado para o Tank Model e tensiômetros

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-	-0,36942	-0,61313	-0,50677	-0,32219	-	-
A3	-0,57988	-	-0,90593	-0,53534	-0,48499	-	-0,45531
B3	-	-0,94049	-0,83794	-0,92184	-0,78593	-0,7344	-0,55475
B4	-	-0,73061	-0,56455	-	-	-0,6809	-0,42298
Z3	-	-0,48516	-	-	-0,63212	-	-0,49074
Z4	-	-	-0,87236	-0,51892	-0,45343	-0,563	-0,08893
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-	-0,44661	-0,70295	-0,74691	-0,49645	-0,46071	
Z12	-	-0,42374	-0,46271	-	-0,46603	-0,46957	

Na Tabela 16, estão destacados os momentos em que o S1 gerado para o Tank Model original obteve melhores correlações que o IUS. As mais significativas, ocorreram

entre 20 e 40 cm de profundidade, melhorando um pouco as correlações fracas encontradas para o D-Tank Model, mas ainda assim, em geral foram correlações no máximo moderadas, não ultrapassando -0,8.

Tabela 16. Correlação entre S1 do Tank Model e tensiômetros

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-	-0,33343	-0,62576	-0,49738	-0,30179	-	-
A3	-0,58592	-	-0,87976	-0,53049	-0,46988	-	-0,43511
B3	-	-0,89331	-0,85065	-0,92676	-0,80435	-0,75182	-0,55465
B4	-	-0,74834	-0,56267	-	-	-0,67812	-0,40705
Z3	-	-0,48516	-	-	-0,63212	-	-0,49074
Z4	-	-	-0,87236	-0,51892	-0,45343	-0,563	-0,08893
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-	-0,4227	-0,70998	-0,74691	-0,48626	-0,44323	
Z12	-	-0,38622	-0,43386	-	-0,43657	-0,45256	

Na Tabela 17 observa-se que o Tank Model original superou o D-Tank Model em apenas dois pontos a profundidades superficiais do tensiômetro B3 e do A3, apresentando correlações mais fracas com os demais sensores analisados.

Tabela 17. Correlação entre S2 do Tank Model e tensiômetros

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-	-0,38466	-0,56941	-0,48954	-0,325	-	-
A3	-0,54415	-	-0,88408	-0,51232	-0,47434	-	-0,45105
B3	-	-0,9369	-0,78252	-0,82952	-0,72775	-0,67985	-0,52617
B4	-	-0,67595	-0,53718	-	-	-0,65926	-0,64837
Z3	-	-0,47702	-	-	-0,61621	-	-0,48487
Z4		-0,77962	-0,77932	-0,5164	-0,45015	-0,53955	-0,10844
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-	-0,44634	-0,65992	-0,69374	-0,48053	-0,45357	
Z12	-	-0,43763	-0,46631	-	-0,47004	-0,46153	

- Evento 2

De maneira semelhante ao evento anterior, no período de 20 a 22 de julho de 2012, o IUS obteve boas correlações negativas com as medidas dos tensiômetros, ainda que desta vez, estas tenham sido mais significativas nas camadas mais superiores do solo, entre 0,10 e 0,6 m.

Tabela 18. Valores r encontrados na comparação entre o IUS e tensão

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-0,6786	-0,92669	-0,89782	-0,33877	-	-0,32462	-
A3	-0,87832	-0,87497	-0,75301	-0,95283	-0,86456	-0,39549	-0,45352
B3	-0,65305	-0,61595	-	-	-	-	-
B4	-0,78535	-	-0,86158	-0,81966	-	-0,45593	-
Z3	-0,29877	-	-	-	-	-	-
Z4	-0,52495	-0,90644	-0,9246	-0,78222	-	-0,69733	-
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-0,65477	-	-	-0,59089	-	-	
Z12	-	-0,57521	-	-0,82162	-	-0,91366	

O armazenamento do tanque superior, para este evento, apresentou correlações negativas maiores, principalmente nos sensores localizados na encosta (A3, B3, Z3).

Tabela 19. Valores r encontrados na comparação entre o S1 e tensão

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-0,47461	-0,4745	-0,5454	-0,09142	-	-0,03382	-
A3	-0,61017	-0,41794	-0,47348	-0,83095	-0,85823	-0,7968	-0,62907
B3	-0,89081	-0,86713	-	-	-	-	-
B4	-0,25516	-	-0,34363	-0,23987	-	0,047834	-
Z3	-0,71933	-	-	-	-	-	-
Z4	0,035429	-0,43037	-0,50257	-0,67832	-	-0,66968	-
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-0,38002	-	-	-0,23573	-	-	
Z12	-	0,054167	-	-0,29374	-	-0,63185	

Da mesma forma que o IUS, o armazenamento do segundo reservatório obteve correlações de moderadas a altas em praticamente todas as profundidades onde havia sensores, com exceção dos localizados nas células B3 e Z3.

Tabela 20. Valores r encontrados na comparação entre o S2 e tensão

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-0,5915	-0,93912	-0,84503	-0,40539	-	-0,42915	-
A3	-0,76871	-0,90947	-0,6966	-0,70603	-0,56174	0,048885	-0,15933
B3	-0,24079	-0,20674	-	-	-	-	-
B4	-0,90542	-	-0,94693	-0,96672	-	-0,67488	-
Z3	0,125748	-	-	-	-	-	-
Z4	-0,76218	-0,94414	-0,91495	-0,58252	-	-0,47013	-
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	

B12	-0,62969	-	-	-0,64938	-	-
Z12	-	-0,84677	-	-0,9287	-	-0,8018

A Figura 38 expressa o comportamento do S2 no período analisado, e sua relação com o sensor A3 a 20 cm de profundidade do solo. Pode-se observar que o tempo de resposta do sensor foi adequado em relação à ocorrência de precipitação, e que houve relação oposta entre o armazenamento e a medida de tensão.

Na Figura 36 e Figura 37, estão ilustradas a relação entre o IUS e um sensor a 10cm de profundidade, e o armazenamento do primeiro reservatório e um sensor na mesma célula, a 60cm de profundidade. Observa-se também um tempo de resposta mais rápido do sensor, tanto nas camadas superiores, onde havia maior tensão, como a 60cm, onde a tensão do solo estava inicialmente próxima a 50kPa, e após a precipitação baixou para cerca de 5kPa, acompanhando de forma inversa o comportamento do hidrograma.

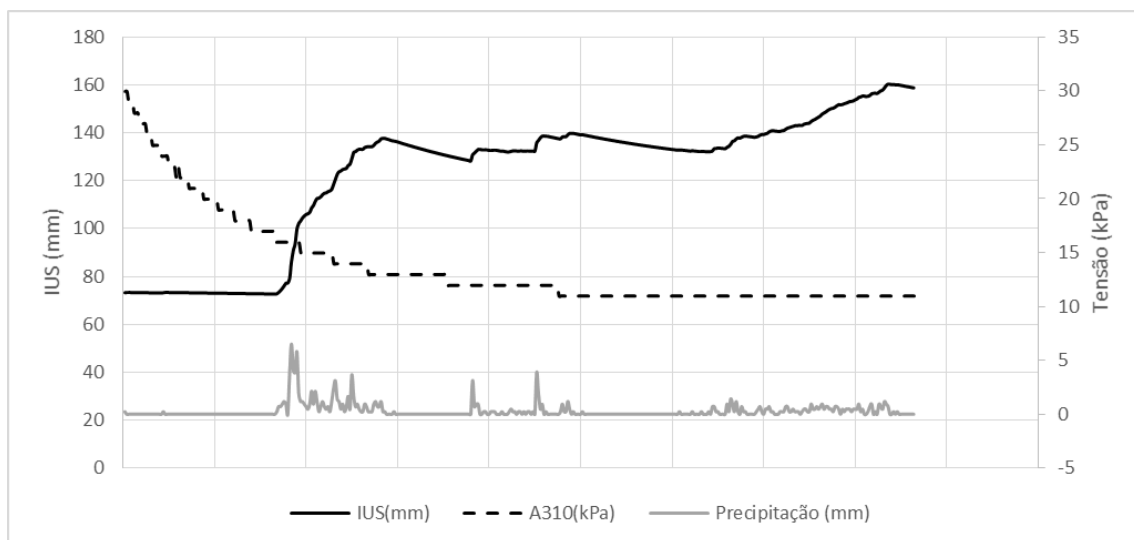


Figura 36. Relação entre IUS e sensor A3 na profundidade 10cm, período 20 a 22 de julho de 2012.

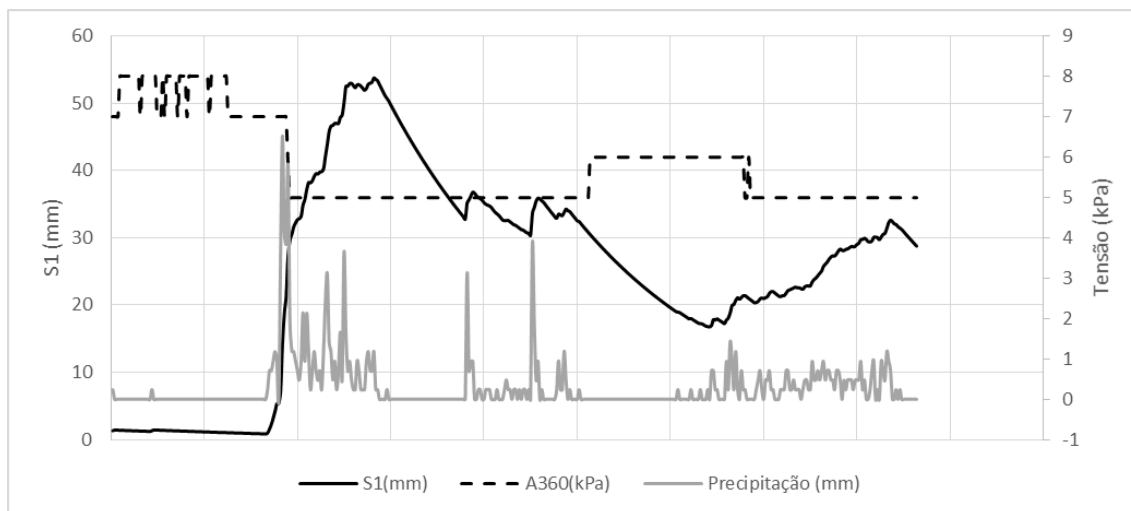


Figura 37. Relação entre armazenamento do tanque superior e sensor A3 na profundidade 60cm, período 20 a 22 de julho de 2012.

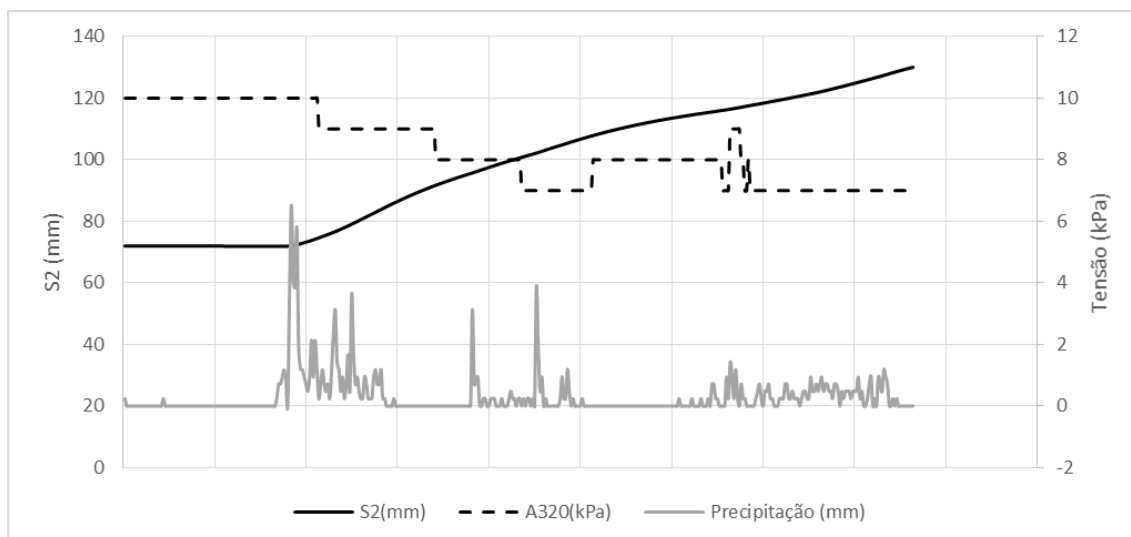


Figura 38. Relação entre o armazenamento do reservatório inferior e sensor A3 na profundidade 20cm, período 20 a 22 de julho de 2012.

Na Tabela 21 estão relacionados os coeficientes r de correlação linear entre o IUS gerado pelo Tank Model original, e os valores de tensão matricial medidos nos tensiômetros. De forma geral, o IUS obteve correlações moderadas nas profundidades mais superficiais do solo, apresentando um desempenho superior ao do modelo distribuído em apenas 3 pontos, todos localizados entre 10 e 30 cm de profundidade do solo.

Tabela 21. Correlação entre o IUS gerado para o Tank Model e os tensiômetros.

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-0,4091	-0,84976	-0,69837	-0,32575	-	-0,32643	-
A3	-0,69565	-0,8448	-0,61307	-0,53547	-0,39476	0,153787	0,041269

B3	-0,13927	-0,0584	-	-	-	-	-
B4	-0,4091	-	-0,69837	-0,32575	-	-0,32643	-
Z3	0,135757	-	-	-	-	-	-
Z4	-0,76037	-0,86413	-0,83733	-0,49383	-	-0,34134	-
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-0,53586	-	-	-0,65939	-	-	
Z12	-	-0,83252	-	-0,81633	-	-0,69747	

Da mesma forma que no evento anterior, o S1 gerado para o Tank Model concentrado obteve correlações maiores que o D-Tank Model, em boa parte das medições, embora estas tenham sido apenas correlações no máximo, moderadas (Tabela 24).

Tabela 22. Correlação entre o S1 gerado para o Tank Model e os tensiômetros

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-0,27677	-0,77602	-0,62849	-0,30129	-	-0,19196	-
A3	-0,68325	-0,79859	-0,56585	-0,48713	-0,37097	0,061298	0,090939
B3	-0,19382	-0,06327	-	-	-	-	-
B4	-0,7333	-	-0,71017	-0,80456	-	-0,32168	-
Z3	-0,02699	-	-	-	-	-	-
Z4	-0,64695	-0,79207	-0,78731	-0,49283	-	-0,30257	-
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-0,40193	-	-	-0,58438	-	-	
Z12	-	-0,69564	-	-0,65998	-	-0,69632	

Na Tabela 23, estão os coeficientes de correlação linear entre o S2 do Tank Model concentrado, e os medidos por tensiômetros. Em alguns pontos, como Z12, B3 e B4, houve correlações boas, e nos demais correlações fracas ou moderadas, e inferiores às obtidas pelo S2 gerado nas células do D-Tank Model.

Tabela 23. Correlação entre S2 gerado pelo Tank Model e tensiômetros

Profundidades dos sensores (m) – Configuração I							
	0,10	0,2	0,3	0,4	0,6	0,75	0,9
A4	-0,58322	-0,79816	-0,67502	-0,29814	-	-0,52473	-
A3	-0,68325	-0,79859	-0,56585	-0,48713	-0,37097	0,061298	0,090939
B3	0,006108	-0,03445	-	-	-	-	-
B4	-0,7971	-	-0,89343	-0,896	-	-0,86998	-
Z3	0,437722	-	-	-	-	-	-
Z4	-0,8117	-0,80567	-0,73997	-0,37783	-	-0,33942	-
Profundidades dos sensores (m) – Configuração II							
	0,10	0,3	0,4	0,1*	0,3*	0,4*	
B12	-0,62969	-	-	-0,64938	-	-	

Z12	-	-0,91479	-	-0,94248	-	-0,53314
-----	---	----------	---	----------	---	----------

Em todas as análises foi possível observar um comportamento do IUS e dos armazenamentos S1 e S2, semelhante ao da umidade, com valores opostos ao dos medidos pelos tensiômetros.

Quanto a variação espacial, nos dois eventos analisados foi possível observar que o IUS teve praticamente o mesmo comportamento, embora no evento 2, que teve um total maior de precipitação, o armazenamento final na bacia tenha sido maior.

Como o cálculo do IUS foi realizado de forma distribuída na bacia, pode-se sugerir que este índice pode ser uma medida representativa da umidade, de forma qualitativa, indicando os pontos mais ou menos úmidos.

6. CONCLUSÕES

Visando estudar o armazenamento de água em uma pequena bacia experimental, o presente trabalho utilizou dados de tensão de água no solo, medidos por tensiômetros instalados em diferentes profundidades de solo e desenvolveu um modelo distribuído, que foi denominado de D-Tank Model para determinar um índice de umidade do solo (IUS). Com base nos resultados obtidos pode-se concluir que:

O D-Tank Model, aplicado para a simulação de vazões a cada cinco minutos, apresentou desempenho muito satisfatório para o período estudado.

A calibração automática do modelo, realizada utilizando método de otimização com critério de multiobjetivos, propiciou uma convergência razoável para o estudo. O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) foi de ficou acima de 0,9 em todos os períodos, para o Tank Model original, e acima de 0,7 para o D-Tank Model, enquanto os valores do RMSE ficaram bem próximos a zero em todas as análises.

Os hidrogramas entre vazões observadas e calculadas mostraram concordância no tempo de base. Na simulação, a magnitude das vazões tendeu a ser subestimada nos picos do hidrograma, e superestimando as vazões correspondentes à recessão do hidrograma.

A transferência de parâmetros do modelo concentrado para a versão distribuída proporcionou resultados aceitáveis, e os parâmetros se mostraram adequados nas duas versões, principalmente os de escoamento superficial. Os parâmetros relativos à infiltração e escoamento de base, de forma geral, foram um pouco superestimados para a versão distribuída.

O desempenho do D-Tank Model na geração do IUS foi satisfatório representando bem a variação espacial do armazenamento de água ao longo da bacia e obtendo boas correlações negativas com os dados de tensão de água no solo.

O IUS gerado pelo D-Tank Model teve correlações fortes, acima de -0,8, em todos os sensores e em todas as profundidades analisadas no evento 1. No evento 2, as correlações negativas seguiram de moderadas a fortes, nas profundidades mais superficiais e nos sensores das células A3, A4, B3, B4 e Z3.

O armazenamento do tanque superior (S1) gerado nas células do D-Tank Model, não apresentou correlações significativas no primeiro evento, mas no segundo evento, quando o tempo de resposta do sensor foi mais rápido, foi possível observar um comportamento da tensão da água no solo oposto aos picos e vales do hidrograma. Estas correlações foram mais significativas nos tensiômetros das células A3, B3 e Z3.

O armazenamento do tanque inferior (S2) gerado nas células do D-Tank Model, apresentou correlações significativas nos dois eventos, principalmente nas células próximas ao rio (B12, Z12).

Já nos índices gerados para o Tank Model na versão original, pode-se observar correlações moderadas com os valores medidos de tensão, principalmente nas camadas mais superficiais do solo (entre 10 e 40 cm). O armazenamento do tanque superior, S1, gerado para esta versão do modelo foi superior à do distribuído nas correlações analisadas, embora ainda assim as correlações entre este e os valores de tensão tenham sido apenas moderadas. Comparando o IUS e o S2 gerados para esta versão do modelo, de forma geral o desempenho foi pior.

Pode-se concluir que a versão distribuída do Tank Model, o D-Tank Model, teve um desempenho melhor que a versão original do modelo nas correlações com os valores de tensão da água no solo, com correlações mais altas e mais representativas para todas as camadas do solo analisadas.

A espacialização do IUS na bacia permitiu observar as áreas mais propensas a apresentar maiores valores de umidade, este comportamento foi perceptível pois o índice variou espacialmente, mas apresentou uma estabilidade temporal, o que permite concluir que o IUS pode ser uma medida qualitativa da quantidade de água armazenada na bacia.

A partir destas análises, e em detrimento às falhas de medições nos sensores de tensiômetros, percebe-se que o IUS pode ser um indicador promissor para representar de forma qualitativa a umidade do solo na bacia do rio Araponga. O armazenamento individual dos tanques, S1 e S2, também apresentou resultados interessantes, pois estes também tiveram uma relação com a tensão matricial do solo equivalente à umidade do solo nos períodos analisados.

Recomendações para trabalhos futuros:

As correlações mostraram uma relação de dependência entre o IUS e os valores de tensão, para tornar o índice uma medida quantitativa da umidade (volumétrica) da bacia, seriam necessária a implementação de equações de regressão linear que relacionassem estas variáveis.

Avaliar a sensibilidade do modelo desenvolvido a diferentes métodos de cálculo de direção de escoamento.

Avaliar a influência da declividade como um parâmetro de calibração, para regular os coeficientes de infiltração.

Calibrar o modelo distribuído, ao invés de utilizar os parâmetros da calibração da versão concentrada.

7. REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO.(FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56) ,1998.
- AQILI SW, HONG N, HAMA T, SUENAGA Y, KAWAGOSHI Y. Application of modified tank model to simulate groundwater level fluctuations in Kabul basin, Afghanistan. *J Water Environ Technol* 14(2):57–66. 2016.
- AZEVEDO, J.A. de; SILVA, E.M. da. Tensiômetro: dispositivo prático para controle da irrigação. Planaltina: Embrapa Cerrados, 33p. (Embrapa Cerrados. Circular Técnica, 001), 1999.
- BASRI, H. Development of Rainfall-runoff Model Using Tank Model: Problems and Challenges in Province of Aceh, Indonesia. *Aceh International Journal of Science and Technology*, 2 (1): 26-36. 2013.
- BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M. A.; MATZENAUER, R.; FONTANA, D. C.; CUNHA, G. R.; SANTOS, M. L. V.; FARIAS, J. R. B.; BARNI, N. A. Agrometeorologia aplicada à irrigação. Porto Alegre: Editora da Universidade, 1992. 125p.
- BEVEN, K. Infiltration, soil moisture, and unsaturated flow. In: Bowles, D.S.; O'Connell, P.E.; ed. Recent advances in the modeling of hydrologic systems. Dordrecht, Klumer Academic Publishers. Cap. 7, p. 137-151,1991.
- BIASSUSI, M. Simulação do movimento da água no solo utilizando modelo numérico. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.
- BROCCA L, MELONE F, MORAMARCO T. Empirical and conceptual approaches for soil moisture estimation in view of event-based rainfall–runoff modeling. In Maraga F, Arattano M (eds): Progress in Surface and Subsurface Water Studies at the Plot and Small Basin Scale, IHP-VI, UNESCO: Paris; 1–8. 2005. (Technical Documents in Hydrology No. 77).
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. Bull. No. 38. Bureau of Soils, USDA, Washington, DC. 1907.
- CAMPBELL, G.S.; MULLA, D.J. Measurement of soil water content and potential. In: STEWART, B.A.; NIELSEN, D.R., ed. Irrigation of agricultural crops. Madison: ASA. p.127-141. (Agronomy Monograph, 30). 1990.

- CASTRO,N. Apostila de irrigação (IPH 02 207). Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 56p, 2003.
- CHEN, R. S. PI, L. C. Diffusive tank model application in rainfall-runoff analysis of upland fields in Taiwan. *Agricultural Water Management* 70, 39–50. 2004.
- CHEN, R.-S., PI, L.-C. AND HSIEH, C.-C. APPLICATION OF PARAMETER OPTIMIZATION METHOD FOR CALIBRATING TANK MODEL¹. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 41: 389–402. doi:10.1111/j.1752-1688.2005.tb03743.x(2005)
- CHOW VT, MAIDMENT, DR, Mays LW. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill: New York. 1988.
- COELHO, S. TEIXEIRA, A. AVALIAÇÃO DO TENSÍÔMETRO ELETRÔNICO NO MONITORAMENTO DO POTENCIAL MATRICIAL DE ÁGUA NO SOLO. *Eng. Agríc., Jaboticabal*, v.24, n.3, p.536-545, set./dez. 2004.
- CONCEIÇÃO, M. A. F. Roteiro de cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de Penman- Monteith-FAO. 2006.
- CORRADINI, C, MELONE, F, MORBIDELLI, R, NERI, N, SALTALIPPI, C. Semidistributed rainfall-runoff models and representation of losses. In: Hamza MH (ed.). *Modelling and Simulation*, IASTED Acta Press: Anaheim, CA; 345–349. 2000.
- CROZIER, M.J. Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 825-833.1999.
- DALBEN, A. OSAKI,F. ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO DE UM CAMBISSOLO HÁPLICO EM FLORESTA NATIVA E DE Pinus taeda. *Rev. Acad., Ciênc. Agrár. Ambient., Curitiba*, v. 6, n. 1, p. 29-37, jan./mar. 2008.
- DEB, K. et al. A fast and elitist multiobjective genetic algorithm: NSGA-II. *Evolutionary Computation*, *IEEE Transactions on*, [S.l.], v.6, n.2, p.182–197, Apr 2002.
- DEVALIYA, S. TIWARI, H.L. BALVANSH, A. Runoff estimation of a basin using Tank Model. *International Journal of Emerging Research in Management &Technology*. (Volume-6, Issue-5). 2017.
- DIAS, T, F. OTIMIZAÇÃO MULTI OBJETIVO DE UMA MÁQUINA PENTAFÁSICA UTILIZANDO NSGA-II. Dissertação de Mestrado. Escola de Engenharia. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2016.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. CNPS – Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Mapa de Solos do Estado de Santa Catarina. 2005.

ENTIN, J.K. ROBOCK, A.; VINNIKOV, K.Y.; HOLLINGER, S.E.; LIU, S.; NAMKAI, A. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 865-877, 2000.

EPAGRI / CENTRO DE INFORMAÇÕES DE RECURSOS AMBIENTAIS E DE HIDROMETEOROLOGIA DE SANTA CATARINA -CIRAM. Zoneamento Agroecológico. Disponível em: <http://ciram.epagri.rct-sc.br/portal/website/index.jsp?url=jsp/agricultura/zoneAgroecologico.jsp&tipo=agricultura>. Acesso em março de 2017.

FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. 2013. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistemas de Informação Geográfica. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Volume 19 n.1.

FRANCHINI, M.; PACCIANI, M. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *Hydrol.* 122, 161-219. 1991.

FREDLUNG, D. G.; XING, A. & HUANG, S. – Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil water characteristic curve. *Can Geotech. J.* 31; pp. 533 – 546, 1994.

GABRIEL, P. H. R.; DELBEM, A. C. B. Fundamentos de algoritmos evolutivos. [S.l.]: ICMC-USP, 2008.

GEVAERD, R., FREITAS, S. R. Determinação operacional da umidade do solo para assimilação em modelos de previsão numérica de tempo. In: Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004. Fortaleza. Anais em CD-ROM... Fortaleza, 2004.

GIGLIO, J.N.; Interceptação Da Chuva Em Pequena Bacia Experimental Coberta Por Floresta Ombrófila Mista. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Catarina, 2013.

GOO, K., LEE, J., PARK, K. Parameter regionalization of aa Tank model for simulating runoffs from ungauged watersheds. *J. Korea Water Resour. As.*, vol. 46(5), pp. 519-530 (in Korean, Abstract in english), 2013.

HAYES, M. J. What is Drought? Drought Indices. NDMC – 2002. National Drought Mitigation Center. 2002.

- HOLLAND, J. H. Adaptation in natural and artificial systems: an introductory analysis with applications to biology, control, and artificial intelligence. [S.l.]: U Michigan Press, 1975.
- HORTON, R. E. 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Amer. Geophys. Un.* 14: 446-460
- HONG N, HAMA T, SUENAGA Y, AQILI SW, HUANG X, WEI Q, KAWAGOSHI Y. Application of a modified conceptual rainfall–runoff model to simulation of groundwater level in an undefined watershed. *Sci Total Environ* 541:383–390. 2016.
- HUANG, W., K. NAKANE, R. MATSUURA, AND T. MATSUURA. Distributed tank model and GAME reanalysis data applied to the simulation of runoff within the Chao Phraya River Basin, Thailand, *Hydrol. Processes*, 21, 2049–2060, doi:[10.1002/hyp.6710.2007](https://doi.org/10.1002/hyp.6710.2007).
- HUANG, X. XIONG, J. Parameter Optimization of Multi-tank Model with Modified Dynamically Dimensioned Search Algorithm. Proceedings of the Third International Symposium on Computer Science and Computational Technology. Jiaozuo, P. R. China, 14-15, pp. 283-288, 2010.
- ISHIHARA Y, KOBATAKE S. Runoff model for flood forecasting. *Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* 29:27–43. 1979.
- JONDOSTTIR, H. STOCHASTIC MODELING OF HYDROLOGIC SYSTEMS, 155 f. Tese PhD Doutorado em Engenharia. Technical University of Denmark. Krongens, Lyngby, 2006.
- JUNIOR, A. S. FARIAS, C. SANTOS, C. SUZUKI, K. Implementação De Um Algoritmo Genético Baseado Em Xml Para A Calibração Do Tank Model. XVIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 2009.
- JUNSAWANG, P.; ASAVANANT, J.; LURSINSAP, C. Artificial Neural Network Model for Rainfal-Runoff Relashionship. ASIMMOD2007, Chiang Mai, Tailândia. 2007. p. 267-273.
- KATO T., KURODA H. AND NAKASONE H. A DISTRIBUTED WATER QUALITY TANK MODEL FOR NITROGEN LOAD REDUCTION BY ARTIFICIAL WETLANDS. *Journal of Water and Environment Technology*, Vol.3, No.2, 2005.
- KIM, J. H.; PAIK, K. R.; LEE, D. R.; KIM, H. S. Comparison of Optimization Algorithms in Parameter Calibration of Tank Model. In: Congress –International Association for Hydraulic Research. Holanda, Proceedings, 2001.

- KOBIYAMA, M. Notas de aula. Disciplina de Hidrologia Florestal. Pós-graduação em Engenharia Ambiental – Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2003.
- KOBIYAMA, M.; FRUET, D.; LIMA, R.T.; MARSCHNER, S.; GUIMARÃES, L.M.R.; CHAFFE, P.L.B. Estudo hidrológico comparativo entre três pequenas bacias experimentais no município de Rio Negrinho – SC: (1) Descrição. 2004.
- KOBIYAMA, M.; FRUET, D.; LIMA, R.T.; MARSCHNER, S.; GUIMARÃES, L.M.R.; CHAFFE, P.L.B. Estudo hidrológico comparativo entre três pequenas bacias experimentais no município de Rio Negrinho – SC: (2) Resultados preliminares. 2004.
- KOHLER, M.A.; LINSLEY, R.K. Predicting the runoff from storm rainfall. (Weather Bureau Research Papers, 34). 1951.
- KÖPPEN, W. Climatología con un estudio de los climas de la tierra. México: FCE, 1948.
- LARA, P. G.; KOBIYAMA, M. Proposta de Modelo Conceitual: PM Tank Model. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Volume 17, n 3, p.149-161, 2012.
- LEE, Y. H.; SINGH, V. P. Tank Model using Kalman filter. Journal of Hydrologic Engineering, ASCE, v. 4, n. 4, p. 344-349, 1999.
- LIBARDI, P.L. Dinâmica da água no solo. Piracicaba: O autor. 497 p.
- LINDNER, E. A. Estudo de eventos hidrológicos extremos na Bacia do Rio do Peixe – SC com aplicação de índice de umidade desenvolvido a partir do Tank Model. Florianópolis, 2007. (tese de doutorado em engenharia ambiental da UFSC)
- LINDNER, E.A.; KOBIYAMA, M. Proposal of Tank Moisture Index to predict floods and droughts in Peixe River watershed, Brazil. IAHS Publication, v.331, p.314-323, 2009.
- LOU, R. F. Modelagem Hidrológica Chuva-vazão e Hidrodinâmica Aplicada na Bacia Experimental do Rio Piabanha/RJ. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), UFRJ/COPPE, 174p, 2010.
- MALUTTA, S. APLICAÇÃO DO MODELO SWAT NA BACIA DO RIO NEGRINHO – SC. Centro Tecnológico, UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA. 2010.
- MARTINS, M.A.L. Otimização da configuração de risers verticais complacentes. Dissertação de mestrado. Departamento de Engenharia Civil. Maceió: Universidade Federal de Alagoas, 2011.

MELLEK, J. RIZZI, N. RIBEIRO, J. CORDEIRO, C. ANDRADE, E. Velocidade De Infiltração Da Água Em Cambissolos De Textura Argilosa Sob Floresta Ombrófila Mista. Enciclopédia Biosfera, Centro Científico Conhecer - Goiânia, v.10, n.19; p. 2014

MENEREY, P.E. Stewater Management Guidebook. Chapter 7: Hidrology. Michigan Department of Environmental Quality Land and Water Management Division. 175p, 1999.

MORAES, J. M. Propriedades físicas dos solos na parametrização de um modelo hidrológico. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 8(1):61-70, 2003.

MORIASI, D.N.J.G. ARNOLD, M.W. VAN LIEW, R.L. BINGNER, R.D. HARMEL, . Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Transactions of the ASABE, 50, 885-900, 2007.

MOTA, A. D., GRISON, F., GIGLIO, J. N., & KOBIYAMA, M. Instalação de uma pequena bacia experimental florestal: Estudo de caso da bacia do Rio Araponga. Revista Brasileira de Engenharia Sanitaria e Ambiental, 2017. DOI: 10.1590/S1413-41522016154610

MOTA, A.A. Tempo de concentração em pequena bacia experimental. 2012. 131 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – PPGEA, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2012

NAGAI, A. KADOYA, M. Numerical experiments on optimum identification of series Tank Model for runoff analysis, DPRI Annuals, 22 B-2, Kyoto University, pp 209- 224, 1979.

NASH, J. E., SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part 1 – a discussion of principles. Journal of Hydrology 10, 282–290. 1970.

NIE, W.; KRAUTBLATTER, M.; LEITH, K.; THURO, K.; FESTI, J. A modified tank model including snowmelt and infiltration time lags for 2 deep-seated landslides in Alpine Environments (Aggenalm, Germany). Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss. 2016;

NIKOLOPOULOS, E. I., ANAGNOSTOU, E. N., BORGA, M., VIVONI, E. R., & PAPADOPOULOS, A. Sensitivity of a mountain basin flash flood to initial wetness condition and rainfall variability. Journal of Hydrology, 402(3-4), 165-178. (2011).

NOTO, L. V., IVANOV, V. Y., BRAS, R. L., & VIVONI, E. R. Effects of initialization on response of a fully-distributed hydrologic model. Journal of Hydrology, 352(1-2), 107-125. (2008).

OLIVEIRA, S. M. de. Análise do Processo Chuva-vazão de Duas Bacias Hidrográficas na Região Litorânea do Estado do Paraná, Através do Modelo de Tanque. 1999. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1999. (a)

OLIVEIRA, Carlos Alberto da Silva. Determinação da tensão de água em solo agrícola usando um sensor de dissipação de calor. *Pesq. agropec. bras.*, Brasília, v. 34, n. 8, p. 1417-1425, Aug. 1999. (b)

OU, X. GHARABAGHI, B. MCBEAN, E. DOHERTY, C. Investigation of the Tank Model for Urban Storm Water Management. *Journal of Water Management Modeling*, 25:C421, 2017.

PAN F, PETERS LIDARD CD, SALE MJ. An analytical method for predicting surface soil moisture from rainfall observations. *Water Resources Research* 39: 1314–1328. 2003.

PELLARIN, T., LOUVET, S., GRUHIER, C., QUANTIN, G., & LEGOUT, C. A simple and effective method for correcting soil moisture and precipitation estimates using AMSR-E measurements. *Remote Sensing of Environment*, 136, 28–36. (2013).

PONCE VM, HAWKINS RH. Runoff curve number: has it reached maturity? *Journal of Hydrologic Engineering* 1: 11–19. 1996.

PRADO, H. Pedologia simplificada. *Arquivo do Agrônomo*, n. 1. São Paulo, 1995.

RICHARDS, L.A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C.A.; EVANS, D.D.; WHITE, J.L.; ENSMINGER, L.E.; CLARK, F.E. (Ed.). *Methods of soil analysis: physical and mineralogical properties, including statistics of measurements and sampling*. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p.128-152.

ROQUE, W. Contribuição ao estudo do sensor de umidade do solo que utiliza a técnica de dissipação de calor baseado em um transistor de junção bipolar (NPN). Universidade Estadual de Campinas, Campinas.2012.

ROSSATO, L. ESTIMATIVA DA CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO DO BRASIL. Dissertação de mestrado. Ministério da Ciencia e Tecnologia, INPE.2003.

SALDANHA, C. B. Previsão de longo prazo da umidade do solo na bacia do rio Uruguai. 2009. Tese (Doutorado). IPH — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2009.

SALDANHA, C.; TUCCI, C.; WOOD, E.; Li, H. Previsão de longo prazo da umidade do solo no rio Uruguai. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 17, n. 4, p. 39-47, 2012.

SÁNCHEZ, N.; MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J.; CALERA, A.; TORRES, E.; PÉREZ-GUTIÉRREZ, C. Combining remote sensing and in situ soil moisture data for the application and validation of a distributed water balance model (HIDROMORE). *Agricultural Water Management*, v.98, p.69-78, 2010

SANTA CATARINA. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 173p. 1986.

SAAVEDRA, O. Estimativa da umidade do solo através de séries temporais de ndvi e de Ist na planície de inundação da Ilha do Bananal. Dissertação de mestrado. Ministério da Ciencia e Tecnologia, INPE, 2016.

SESHADRI, A. NSGA - II: A multi-objective optimization algorithm. 2009. Disponível em <https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/10429-nsga-ii--a-multi-objective-optimization-algorithm>.

SETIAWAN, B.I.; FUKUDA, T.; NAKANO, Y. Developing Procedures for Optimization of Tank Model's Parameters. *Agricultural Engineering International: the CIGR Journal of Scientific Research and Development*. N.L W 01 006, Junho, 2003.

SHAW, R.H. Prediction of soil moisture under meadow. *Agronomy Journal*, v.56, p.320-324, 1964.

SHUIN, Y.; OTSUKA, I.; MATSUE, K.; ARUGA, K.; TASAKA, T.; HOTTA, N. Estimation of Shallow Landslides Caused by Heavy Rainfall Using Two Conceptual Models. *International Journal of Erosion Control Engineering* Vol. 7, No. 3 p. 92-100, 2014.

SILVA, E.M. da; AZEVEDO, J.A. de. Influência do período de centrifugação na curva de retenção de água em solos de Cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.37, p.1487-1494, 2002.

SILVA, R. R.; SILVA, M. L. N.; FERREIRA, M. M. Atributos físicos indicadores da qualidade do solo sob sistemas de manejo na bacia do alto do Rio Grande - MG. *Ciência e Agrotecnologia*, Lavras, v.29, n.4, p.719-730, jul./ago. 2005

SILVA, R.V. Análise comparativa de três formulações do TOPMODEL na bacia do rio Pequeno - PR. Florianópolis, 2005. 128f. (dissertação de mestrado em engenharia ambiental da UFSC)

SILVA, E. L.; GERVÁSIO, E. S. Uso do instrumento TDR para determinação do teor de água em diferentes camadas de um Latossolo Roxo distrófico. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 3:417- 420. 1999.

SINGH VP. Hydrologic systems watershed modeling. In *Symposium on Watershed Management*, vol. 2, Singh VP (ed.). ASCE: New York; 912–924. 1989.

SINGH, V.P. Watershed modeling. In: SINGH, V.P. (ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*. Colorado: Water Resource Publications, 1995. p.1–22.

SITTNER, W. T. WMO project on intercomparison of conceptual models used in hydrological forecasting. *Hydrol. Set Bull.* 21(13), 203-213. 1976.

SMITH, M. B; LAURINE, D. P.; KOREN, V. I.; REED, S. M.; ZHANG, Z. Hydrologic Model Calibration in the National Weather Service. In: *Calibration of Watershed Models*. Water Science and Application 6, American Geophysical Union, 2003.

SRINIVAS,N.DEB, K. Multiobjective Optimization Using Nondominated Sorting in Genetic Algorithms. *Evolutionary Computation*, 2(3):221 – 248, 1994.

STANESCU, V.A.; MUSY,A. VICAIRE-Module 1B- Chapter 8. In: *Virtual Campus In Hidrology and Water Resources “VICAIRE project”*.2006.

SUGAWARA, M. Automatic calibration of the tank model. *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, n. 3, p. 375-388, 1979.

SUGAWARA, M. On the Analysis of Runoff Structure about Several Japanese Rivers. *Japanese Journal of Geophysics*, v. 2, n. 4. p.1-76, 1961.

SUGAWARA, M. *Runoff Analysis*. Kyoritsu-shuppan, 1972. 275p.

SUGAWARA, M. Tank Model. In: SINGH, V. P. (Ed.). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 1995. p. 165-214.

SUGAWARA, M. Tank Model. In: Singh, V.P. (ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, 1995. p.165–214.

SUZUKI, L. E. et al. Estrutura e armazenamento de água em um Argissolo sob pastagem cultivada, floresta nativa e povoamento de eucalipto no Rio Grande do Sul. *Rev. Bras. Ciênc. Solo* [online]. 2014, vol.38, n.1, pp.94-106.

SUZUKI, M.; FUKUSHIMA, Y.; TAKEI, A.; KOBASHI, S. The Critical Rainfall for the Disasters Caused by Debris Movement. *Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering*, N. 110, p.1-7, 1979 (em japonês com abstract em inglês).

SUZUKI, M., KOBASHI, S. The Critical Rainfall for the Disasters Caused by Slope Failures. *Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering*, n.121, p.16-26, 1987 (em japonês com abstract em inglês).

TAKAHASHI T. AND NAKAGAWA H. Prediction of stony debris flow induced by severe rainfall. *J. JSECE*, 44(3), pp.12–19 (Em Japonês, Abstract em Inglês). 1991.

TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, Washington, v. 33, p. 309-319, 1997.

TINGSANCHALI, T. Application of combined Tank Model and AR Model in flood forecasting. In: 4th DHI Software Conference, (Helsingor, Denmark, 2001) Proceedings, 2001. Acesso em http://www.dhisoftware.com/uc2001/Abstracts_Proceedings/Papers01/057/057.htm.

TUCCI, C.E.M. Modelos hidrológicos. Porto Alegre, Ed. Universidade UFRGS, 1998.

TUCCI, C. E. M; BELTRAME, L. F. S. Evaporação e Evapotranspiração. In: TUCCI, C. E. M. (Org.) *Hidrologia – Ciência e Aplicação*. 2. ed.; 2. reimpr. Porto Alegre, Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, 943 p, 2001.

UCHIDA, T.; ASANO, Y.; ONDA, Y.; MIYATA, S. Are headwaters just the sum of hillslopes? *Hydrological Processes*, v. 19, p. 3251-3261. (2005).

UHLENBROOK, S., DIDSZUN, J., TILCH, N., McDonnell, J. J., McGuire, K.: Breaking up is always Difficult - Landscape discretization as a process-transfer approach for prediction in ungauged basins PUB Workshop, 2002: 8.

UN/ISDR. United Nations Department of Humanitarian Affairs/International Strategy for Disaster Reduction. *Living with Risk. A global review of disaster reduction initiatives*. 2004. 588p. Disponível em: <http://www.unisdr.org/eng/about_isdr/bd-Iwr-2004-eng.htm>.

VELEZ UPEGUI, Jaime Ignacio. *ESTRATEGIA DE SIMULACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUIDA: INTEGRACIÓN CONCEPTUAL DE HIDROLOGÍA, HIDRÁULICA*

Y GEOMORFOLOGÍA. Rev. acad. colomb. cienc. exact. fis. nat., Bogotá , v. 37, n. 144, p. 393-409, Sept. 2013 . Available from <http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0370-39082013000300009&lng=en&nrm=iso>. access on 03 June 2017.

VONGTHANASUNTHORN, N. Integrated water quality analysis for water management in the Chikugo basin and Ariake Sea. 2004. 190 p. Tese (Doutorado em Engenharia) – Department of Engineering Systems and Technology. Graduate School of Science and Engineering. Saga University, Japão, 2004.

WALKER, J.P., WILLGOOSE, G.R., KALMA, J.D. In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *Journal of Hydrology*, v. 293, p.85 — 99, 2004.

WARD, A.D.; TRIMBLE, S.W. *Environmental Hydrology*. 2nd Ed. USA: Lewis Publishers, 2004. 475 p.

WATANABE, T. MARUYAMA. Effects of irrigation on reservoir and basin management in drought. IAHS Publ. no. 213, 1993.

WILKS, D. S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. International Geophysics Series. 2a. Edição, Estados Unidos da América, Academic Press, v. 91, 2006. 627 p.

XIA J, O'CONNOR KM, KACHROO RK, LIANG GC. A non-linear model considering catchment wetness and its application in river flow forecasting. *Journal of Hydrology* 200: 164–178. 1997.

YICHANG, W.; FANG, Z.; LIPING, Z.; LINGLING, K.; XIAOQIANG, L. Estimating soil moisture in semi-arid region by remote sensing based on TM data. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, v.1, p.1-5, 2010.

YOKOO Y, KAZUMA S, SAWAMOTO M, NISHIMURA H. Regionalization of lumped water balance model parameters based on multiple regression. *Journal of Hydrology* 246: 209– 222. doi:10.1016/S0022-1694(01)00372-9. 2001.

ZEHE, E., BECKER, R., BÁRDOSSY, A., & PLATE, E. Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation. *Journal of Hydrology*, 315(1-4), 183-202. 2005.

ANEXO 1

A seguir, está apresentado o código desenvolvido em MATLAB para o cálculo do D-Tank Model.

Main

```
%%%  
clear  
close all  
clc  
tic  
filename='rg.xlsx';  
RG=xlsread(filename);  
s=0;  
t=0;  
[m,n]= size(RG);  
dest1=zeros(size(RG));  
dest2=zeros(size(RG));  
prop1=zeros(size(RG));  
prop2=zeros(size(RG));  
alpha1=0;  
alpha2=0;
```

```

for i=1:1:m
  for j= 1:1:n

    if RG(i,j)==0 %#ok<ALIGN>
      dest1(i,j)=0;
      dest2(i,j)=0;
      alpha1 = 0;
      alpha2 = 0;
      prop1(i,j)=0;
      prop2(i,j)=0;

    elseif RG(i,j)==-9999
      dest1(i,j)=-9999;
      dest2(i,j)=-9999;
      alpha1 = 0;
      alpha2 = 0;
      prop1(i,j)=0;
      prop2(i,j)=0;

    elseif 0<RG(i,j) && RG(i,j) <= (pi/4)

      alpha1=(pi/4)-RG(i,j);
      alpha2=RG(i,j);
      dest1(i,j)=2;
      dest2(i,j)=1;
      prop2(i,j)=alpha2/(alpha1+alpha2);
      prop1(i,j)=alpha1/(alpha1+alpha2);

      if alpha1>alpha2
        dest1(i,j)=1;
        dest2(i,j)=2;
      else
        s=s+1;
        dest1(i,j)=2;
        dest2(i,j)=1;
      end

    elseif (pi/4) < RG(i,j) && RG(i,j)<= (pi/2)
      %      dest1(i,j)=3;
      %      dest2(i,j)=2;
      alpha1=(pi/2)-RG(i,j);
      alpha2=RG(i,j)-(pi/4);
      prop1(i,j)=alpha2/(alpha1+alpha2);
      prop2(i,j)=alpha1/(alpha1+alpha2);
      if alpha1>alpha2
        dest1(i,j)=2;
        dest2(i,j)=3;
      else
        dest1(i,j)=3;
        dest2(i,j)=2;
      end
    end
  end
end

```

```

%
elseif (pi/2) <RG(i,j) && RG(i,j)<= (3*pi/4)
    alpha1=(3*pi/4)-RG(i,j);
    alpha2=RG(i,j)-(pi/2);
    prop1(i,j)=alpha2/(alpha1+alpha2);
    prop2(i,j)=alpha1/(alpha1+alpha2);
    if alpha1>alpha2
        dest1(i,j)=3;
        dest2(i,j)=4;
    else
        dest1(i,j)=4;
        dest2(i,j)=3;
    end
elseif (3*pi/4)<RG(i,j)&& RG(i,j)<= pi
    alpha1=pi-RG(i,j);
    alpha2=RG(i,j)-(3*pi/4);
    prop1(i,j)=alpha2/(alpha1+alpha2);
    prop2(i,j)=alpha1/(alpha1+alpha2);
    if alpha1>alpha2
        dest1(i,j)=4;
        dest2(i,j)=5;
    else
        dest1(i,j)=5;
        dest2(i,j)=4;
    end
elseif pi <RG(i,j) && RG(i,j)<=(5*pi/4)
    alpha1=(5*pi/4)-RG(i,j);
    alpha2=RG(i,j)-pi;
    prop1(i,j)=alpha2/(alpha1+alpha2);
    prop2(i,j)=alpha1/(alpha1+alpha2);
    if alpha1>alpha2
        dest1(i,j)=5;
        dest2(i,j)=6;
    else
        dest1(i,j)=6;
        dest2(i,j)=5;
    end
elseif (5*pi/4) <RG(i,j)&& RG(i,j)<= (3*pi/2)
    alpha1=(3*pi/2)-RG(i,j);
    alpha2=RG(i,j)-(5*pi/4);
    prop1(i,j)=alpha2/(alpha1+alpha2);
    prop2(i,j)=alpha1/(alpha1+alpha2);
    if alpha1>alpha2
        dest1(i,j)=6;
        dest2(i,j)=7;
    else
        dest1(i,j)=7;
        dest2(i,j)=6;
    end
elseif (3*pi/2)<RG(i,j)&& RG(i,j)<=(7*pi/4)
    %         dest1(i,j)=8;

```

```

        %      dest2(i,j)=7;
        alpha1=(7*pi/4)-RG(i,j);
        alpha2=RG(i,j)-(3*pi/2);
        prop1(i,j)=alpha2/(alpha1+alpha2);
        prop2(i,j)=alpha1/(alpha1+alpha2);
        if alpha1>alpha2
            dest1(i,j)=7;
            dest2(i,j)=8;
        else
            dest1(i,j)=8;
            dest2(i,j)=7;
        end
    elseif (7*pi/4) <RG(i,j)&& RG(i,j)<= (2*pi)
        alpha1=(2*pi)-RG(i,j);
        alpha2=RG(i,j)-(7*pi/4);
        prop1(i,j)=alpha2/(alpha1+alpha2);
        prop2(i,j)=alpha1/(alpha1+alpha2);
        if alpha1>alpha2
            dest1(i,j)=8;
            dest2(i,j)=1;
        else
            dest1(i,j)=1;
            dest2(i,j)=8;
        end
    end
end

        end
end

filename='TM2tanques-Ara-25a27abr12-5min-val.xlsx';
xlrange='B52:R915';
T=xlsread(filename,xlrange);
[mt,nt]=size(T);
% B52:R416';
qs1t=zeros(m,n,mt);
qs2t=zeros(m,n,mt);
qs3t=zeros(m,n,mt);
qb1t=zeros(m,n,mt);
global S1ff;
global S2ff;
S1ff=zeros(m,n,mt);
S2ff=zeros(m,n,mt);

S1t=zeros(m,n,mt);
S2t=zeros(m,n,mt);
IUSt=zeros(m,n,mt);
flowtt=zeros(m,n,mt);
acu=zeros(m,n,1);

[arv1,arv2,arv3]=enviaCells(178,123,dest1,dest2);
acu=acumulaCell(23,21,dest1,dest2,arv1,arv2);

```

```

acum=zeros(m,n,1);
for tt=1:1:mt
    ETR1=T(tt,2);
    ETR2=T(tt,12);
    P=T(tt,1);
    Spday1=T(tt,4);
    Spday2=T(tt,11);

[S1f,S2f,qs1,qs2,qs3,qb1,S1,S2,totalflow]=tankcalctestenovo(ETR1,ETR2,P,Spday1,Sp
day2,dest1,dest2,prop1,prop2, m,n,tt,S1ff,S2ff,acum);
    qs1t(:,:,tt)=qs1;
    qs2t(:,:,tt)=qs2;
    qs3t(:,:,tt)=qs3;
    qb1t(:,:,tt)=qb1;
    S1ff(:,:,tt)=S1f;
    S2ff(:,:,tt)=S2f;
    S1t(:,:,tt)=S1;
    S2t(:,:,tt)=S2;
    flowtt(:,:,tt)=totalflow;

    %% IUSt(:,:,tt)=IUS;
end
toc

```

Função

```

function
[S1f,S2f,qs1,qs2,qs3,qb1,S1,S2,cont]=tankcalctestenovo(ETR1,ETR2,P,Spday1,Spday2
,dest1,dest2,prop1,prop2,m,n,tt,S1ff,S2ff,acu)
%[S1f,S2f,qs1,qs2,qs3,qb1,S1,S2]
% Inicializa Matrizes
S1fh=zeros(m,n,1,tt);
S1fh=zeros(m,n,2,tt);

%[vVisitado,vAcumulado]=tagCell(m,n,dest1,dest2);

S1f=zeros(m,n);
S2f=zeros(m,n);
qs1=zeros(m,n);
qs2=zeros(m,n);
qs3=zeros(m,n);
qst=zeros(m,n);
qb1=zeros(m,n);
S1=zeros(m,n);
S2=zeros(m,n);
totalflow=zeros(m,n);
S1ff(:,:,tt)=S1f;
S2ff(:,:,tt)=S2f;

```

```

HI1=1.2140577;
HI2=71.926;
HA2=66.05691268;
HA1=2.994994336;
HB1=0.0;
a1=0.002946034;
a2=0.003861948;
b1=5.54E-05;
a0=0.013018856;
cont=0;

```

```

% cont=0;
%[arv1,arv2]=tagCell2(m,n,dest1,dest2);

for sof = 1:25
    for f=2:1:m-1

        for g=2:1:n-1

            if (f==9 && g==19 )
                f=9;
            end

            qsts=0;
            qs3s=0;

            flag=0;
            divi=0;
            cont=cont+1;
            if (dest1(f,g)==-9999 && dest2(f,g)==-9999)

                cont=cont-1;

                S1(f,g)=0;
                qb1(f,g)=0000;
                S2(f,g)=0;

                qs1(f,g)=0;
                qs2(f,g)=0;

```

```

qs3(f,g)=0;

S1f(f,g)=0;
S2f(f,g)=0;
qst(f,g)=0;

flag=1;
else

if dest1(f-1,g-1)==8
    qsts=qsts+(qst(f-1,g-1)*prop1(f-1,g-1));
    qs3s=qs3s+(qs3(f-1,g-1)*prop1(f-1,g-1));
    flag=1;
    divi=divi+1;
end
if dest1(f-1,g)==7
    qsts=qsts+(qst(f-1,g)*prop1(f-1,g));
    qs3s=qs3s+(qs3(f-1,g)*prop1(f-1,g));
    flag=1;
    divi=divi+1;
end
if dest1(f-1,g+1)==6
    qsts=qsts+(qst(f-1,g+1)*prop1(f-1,g+1));
    qs3s=qs3s+(qs3(f-1,g+1)*prop1(f-1,g+1));
    flag=1;
    divi=divi+1;
end
if dest1(f,g-1)==1
    qsts=qsts+(qst(f,g-1)*prop1(f,g-1));
    qs3s=qs3s+(qs3(f,g-1)*prop1(f,g-1));
    flag=1;
    divi=divi+1;
end
if dest1(f,g+1)==5
    qsts=qsts+(qst(f,g+1)*prop1(f,g+1));
    qs3s=qs3s+(qs3(f,g+1)*prop1(f,g+1));
    flag=1;
    divi=divi+1;
end
if dest1(f+1,g+1)==4
    qsts=qsts+(qst(f+1,g+1)*prop1(f+1,g+1));
    qs3s=qs3s+(qs3(f+1,g+1)*prop1(f+1,g+1));
    flag=1;
    divi=divi+1;
end
if dest1(f+1,g)==3
    qsts=qsts+(qst(f+1,g)*prop1(f+1,g));
    qs3s=qs3s+(qs3(f+1,g)*prop1(f+1,g));
    flag=1;
    divi=divi+1;

```



```

end
if dest1(f+1,g-1)==2
  qsts=qsts+(qst(f+1,g-1)*prop1(f+1,g-1));
  qs3s=qs3s+(qs3(f+1,g-1)*prop1(f+1,g-1));
  flag=1;
  divi=divi+1;
end

if dest2(f-1,g-1)==8
  qsts=qsts+(qst(f-1,g-1)*prop2(f-1,g-1));
  qs3s=qs3s+(qs3(f-1,g-1)*prop2(f-1,g-1));
  flag=1;
  divi=divi+1;
end

if dest2(f-1,g)==7
  qsts=qsts+(qst(f-1,g)*prop1(f-1,g));
  qs3s=qs3s+(qs3(f-1,g)*prop1(f-1,g));
  flag=1;
  divi=divi+1;
end

if dest2(f-1,g+1)==6
  qsts=qsts+(qst(f-1,g+1)*prop2(f-1,g+1));
  qs3s=qs3s+(qs3(f-1,g+1)*prop2(f-1,g+1));
  flag=1;
  divi=divi+1;
end

if dest2(f,g-1)==1
  qsts=qsts+(qst(f,g-1)*prop2(f,g-1));
  qs3s=qs3s+(qs3(f,g-1)*prop2(f,g-1));
  flag=1;
  divi=divi+1;
end

if dest2(f,g+1)==5
  qsts=qsts+(qst(f,g+1)*prop2(f,g+1));
  qs3s=qs3s+(qs3(f,g+1)*prop2(f,g+1));
  flag=1;
  divi=divi+1;
end

if dest2(f+1,g+1)==4
  qsts=qsts+(qst(f+1,g+1)*prop2(f+1,g+1));
  qs3s=qs3s+(qs3(f+1,g+1)*prop2(f+1,g+1));
  flag=1;
  divi=divi+1;
end

if dest2(f+1,g)==3
  qsts=qsts+(qst(f+1,g)*prop2(f+1,g));
  qs3s=qs3s+(qs3(f+1,g)*prop2(f+1,g));
  flag=1;
  divi=divi+1;
end

```

```

if dest2(f+1,g-1)==2
    qsts=qsts+(qst(f+1,g-1)*prop2(f+1,g-1));
    qs3s=qs3s+(qs3(f+1,g-1)*prop2(f+1,g-1));
    flag=1;
    divi=divi+1;
end

if (flag==1)

    if tt==1

        if HI1 +P-ETR1<0
            S1(f,g)=0;
        else
            %arvore=arv2(arv1(i,j));
            %vAcumulado(i,j,1)= visitaCell(arvore,arv2);
            S1(f,g)= HI1+P-ETR1+(qsts/(divi+1));

        end

        qb1(f,g)=a0*S1(f,g);
        if HI2 + P -ETR1 <0
            ETR2=abs(HI1 + P -ETR1);
        else
            ETR2=0;
        end
        if HI2 + qb1(f,g) -ETR2 <0
            S2(f,g)=0;
        else
            S2(f,g)=HI2+ qb1(f,g)-ETR2+(qs3s/(divi+1));
        end
        if S1(f,g)> HA1
            qs1(f,g)=a1*(S1(f,g)-HA1);
        else
            qs1(f,g)=0;
        end
        if S1(f,g)> HA2
            qs2(f,g)=a2*(S1(f,g)-HA2);
        else
            qs2(f,g)=0;
        end
        if S2(f,g)> HB1
            qs3(f,g)=b1*(S2(f,g)-HB1);
        else
            qs3(f,g)=0;
        end

        qst(f,g)=qs1(f,g)+qs2(f,g);
        %qsts=qsts+qst(f,g); fazer o cumula qsts como o acumulaCell
        S1f(f,g)=S1(f,g)-qst(f,g)-qb1(f,g);
    end
end

```

```

S2f(f,g)=S2(f,g)-qs3(f,g);
totalflow(f,g)=qs1(f,g)+qs2(f,g)+qs3(f,g);

```

```

end
if tt>1

  if (S1ff(f,g,tt-1)+P-ETR1)<0
    S1(f,g)=0;

  else

    S1(f,g)=S1ff(f,g,tt-1)+P-ETR1 + (qsts/(divi+1));

  end

  qb1(f,g)=a0*S1(f,g);

  if (S1ff(f,g,tt-1) + P - ETR1)<0
    ETR2=abs(S1ff(f,g,tt-1) + P -ETR1);
  else
    ETR2=0;
  end
  if (S2ff(f,g,tt-1) + qb1(f,g) -ETR2 )<0
    S2(f,g)=0;
  else
    S2(f,g)=S2ff(f,g,tt-1)+ qb1(f,g)-ETR2+(qs3s/(divi+1));
  end

  if S1(f,g)> HA1
    qs1(f,g)=a1*(S1(f,g)-HA1);
  else
    qs1(f,g)=0;
  end

  if S1(f,g)> HA2
    qs2(f,g)=a2*(S1(f,g)-HA2);
  else
    qs2(f,g)=0;
  end

  if S2(f,g)> HB1
    qs3(f,g)=b1*(S2(f,g)-HB1);
  else
    qs3(f,g)=0;
  end
end

```

```

qst(f,g)=qs1(f,g)+qs2(f,g);
S1f(f,g)=S1(f,g)-qst(f,g)-qb1(f,g);
S2f(f,g)=S2(f,g)-qs3(f,g);
totalflow(f,g)=qs1(f,g)+qs2(f,g)+qs3(f,g);

```

```
end
```

```
end
```

```
%nao atender nenhuma das condições
```

```
if (flag==0)
```

```
if tt==1
```

```
if HI1 +P-ETR1<0
```

```
    S1(f,g)=0;
```

```
else
```

```
    S1(f,g)= HI1+P-ETR1;
```

```
end
```

```
qb1(f,g)=a0*S1(f,g);
```

```
if HI2 + P -ETR1 <0
```

```
    ETR2=abs(HI1 + P -ETR1);
```

```
else
```

```
    ETR2=0;
```

```
end
```

```
if HI2 + qb1(f,g) -ETR2 <0
```

```
    S2(f,g)=0;
```

```
else
```

```
    S2(f,g)=HI2+ qb1(f,g)-ETR2;
```

```
end
```

```
if S1(f,g)> HA1
```

```
    qs1(f,g)=a1*(S1(f,g)-HA1);
```

```
else
```

```
    qs1(f,g)=0;
```

```
end
```

```
if S1(f,g)> HA2
```

```
    qs2(f,g)=a2*(S1(f,g)-HA2);
```

```
else
```

```
    qs2(f,g)=0;
```

```
end
```

```
if S2(f,g)> HB1
```

```
    qs3(f,g)=b1*(S2(f,g)-HB1);
```

```
else
```

```
    qs3(f,g)=0;
```

```
end
```

```
qst(f,g)=qs1(f,g)+qs2(f,g);
```

```
S1f(f,g)=S1(f,g)-qs1(f,g)-qs2(f,g)-qb1(f,g);
```

```
S2f(f,g)=S2(f,g)-qs3(f,g);
```

```
totalflow(f,g)=qs1(f,g)+qs2(f,g)+qs3(f,g);
```

```
end
```

```

if tt>1

    if (f==9 && g==19)
        f=9;
    end
    if Spday1+P-ETR1<0
        S1(f,g)=0;

    else

        S1(f,g)=Spday1+P-ETR1;

    end

    qb1(f,g)=a0*S1(f,g);

    if S1ff(f,g,tt-1) + P -ETR1 <0
        ETR2=abs(Spday1 + P -ETR1);
    else
        ETR2=0;
    end
    if Spday2 + qb1(f,g) -ETR2 <0
        S2(f,g)=0;
    else
        S2(f,g)=Spday2+ qb1(f,g)-ETR2;
    end
    if S1(f,g)> HA1
        qs1(f,g)=a1*(S1(f,g)-HA1);
    else
        qs1(f,g)=0;
    end
    if S1(f,g)> HA2
        qs2(f,g)=a2*(S1(f,g)-HA2);
    else
        qs2(f,g)=0;
    end
    if S2(f,g)> HB1
        qs3(f,g)=b1*(S2(f,g)-HB1);
    else
        qs3(f,g)=0;
    end

    qst(f,g)=qs1(f,g)+qs2(f,g);
    S1f(f,g)=S1(f,g)-qs1(f,g)-qs2(f,g)-qb1(f,g);
    S2f(f,g)=qb1(f,g)-ETR2-qs3(f,g);

    totalflow(f,g)=qs1(f,g)+qs2(f,g)+qs3(f,g);

end

```

end
end

end

end

end

ANEXO 2

Tabela A2 1. Planilha utilizada para o cálculo da evapotranspiração

DATA	Hum. %	Temp. C	R.I.	R.R.	RI	RR	Wind Spd	Wind Dir	Delta	es	ea	G	Tmindia	Tmaxdia	Rns	J	dr	decl solar	X	Ws	Ra	Rso	Rnl	Rn	ETO
25/04/2012	97,56	14,60	63,97	11,80	5,53	1,02	1,09	152,66	0,07	1,47	1,43	0,00	16,00	26,80	2,38	146,00	1,03	-0,34	0,97	1,75	42,29	32,52	-0,77	3,15	0,65
26/04/2012	99,85	13,66	26,94	4,79	2,33	0,41	26,62	191,35	0,07	1,39	1,39	0,00	16,00	28,40	1,00	147,00	1,03	-0,34	0,97	1,75	42,21	32,46	-1,66	2,66	0,03
27/04/2012	91,93	14,67	145,10	27,49	12,54	2,38	0,92	169,16	0,07	1,47	1,35	0,00	14,60	26,00	5,39	148,00	1,03	-0,33	0,97	1,74	42,13	32,40	1,11	4,28	0,06
20/07/2012	85,85	6,51	170,22	34,70	14,71	3,00	1,04	229,31	0,05	0,91	0,78	0,00	16,00	26,80	6,32	202,00	0,97	0,36	0,97	1,38	22,21	17,08	6,49	-0,17	0,18
21/07/2012	84,08	9,69	155,80	31,88	13,46	2,75	1,96	260,97	0,06	1,10	0,93	0,00	16,00	28,40	5,79	203,00	0,97	0,35	0,97	1,39	22,32	17,17	5,44	0,35	0,63
22/07/2012	85,54	11,13	122,32	25,15	10,57	2,17	1,15	209,25	0,06	1,20	1,03	0,00	14,60	26,00	4,54	204,00	0,97	0,35	0,97	1,39	22,45	17,26	3,44	1,10	0,46
14/01/2012	94,84	19,37	311,68	119,81	26,93	10,35	1,30	169,38	0,09	1,92	1,82	0,00	16,00	26,80	11,58	14,00	1,03	-0,37	0,96	1,77	42,85	32,95	4,21	7,37	1,68
15/01/2012	92,88	18,67	330,13	177,31	28,52	15,32	1,10	160,73	0,09	1,85	1,71	0,00	16,00	28,40	12,26	15,00	1,03	-0,37	0,96	1,76	42,80	32,91	4,81	7,46	0,60
16/01/2012	94,50	19,64	332,11	184,60	28,69	15,95	5,34	148,26	0,09	1,95	1,84	0,00	14,60	26,00	12,34	16,00	1,03	-0,37	0,96	1,76	42,74	32,87	4,53	7,80	0,43
28/04/2012	100,05	12,25	21,39	3,30	1,85	0,29	1,59	147,01	0,06	1,28	1,28	0,00	16,00	26,80	0,79	119	0,98	0,25	0,98	1,44	25,95	19,95	-1,51	2,30	0,38
29/04/2012	88,45	13,43	142,65	25,92	12,32	2,24	1,73	248,91	0,07	1,37	1,21	0,00	16,00	28,40	5,30	120	0,98	0,26	0,98	1,44	25,76	19,81	3,40	1,90	0,56
30/04/2012	84,86	8,09	148,08	28,76	12,79	2,49	1,29	229,44	0,05	1,00	0,85	0,00	14,60	26,00	5,50	121	0,98	0,26	0,98	1,44	25,58	19,67	4,06	1,44	0,42
04/06/2012	100,23	11,71	7,46	1,16	0,64	0,10	47,34	128,63	0,06	1,24	1,25	0,00	16,00	26,80	0,28	156	0,97	0,39	0,96	1,36	21,01	16,16	-2,01	2,29	0,03
05/06/2012	99,91	10,51	39,21	6,82	3,39	0,59	79,58	43,28	0,06	1,16	1,16	0,00	16,00	28,40	1,46	157	0,97	0,40	0,96	1,36	20,94	16,11	-0,47	1,92	0,01
06/06/2012	99,57	10,18	36,77	6,10	3,18	0,53	38,45	135,91	0,06	1,14	1,13	0,00	14,60	26,00	1,37	158	0,97	0,40	0,96	1,36	20,88	16,06	-0,58	1,94	0,04
20/06/2013	100,12	12,31	11,15	0,60	0,96	0,05	1,60	138,05	0,06	1,29	1,29	0,00	16,00	26,80	0,41	171	0,97	0,41	0,95	1,35	20,45	15,73	-1,79	2,20	0,37
21/06/2013	99,40	13,57	13,86	1,94	1,20	0,17	9,71	254,46	0,07	1,38	1,38	0,00	16,00	28,40	0,52	172	0,97	0,41	0,95	1,35	20,44	15,72	-1,63	2,14	0,08
22/06/2013	90,03	8,70	126,65	21,78	10,94	1,88	1,86	260,53	0,05	1,04	0,94	0,00	14,60	26,00	4,71	173	0,97	0,41	0,95	1,35	20,44	15,72	4,39	0,31	0,40
08/03/2014	92,59	17,98	137,59	23,08	11,89	1,99	22,64	129,49	0,09	1,78	1,64	0,00	16,00	26,80	5,11	67	1,01	-0,10	1,00	1,62	36,53	28,09	1,31	3,80	1,13
09/03/2014	91,65	19,15	193,17	31,42	16,69	2,71	24,55	227,77	0,09	1,89	1,74	0,00	16,00	28,40	7,18	68	1,01	-0,09	1,00	1,61	36,35	27,95	2,65	4,52	1,29
10/03/2014	87,88	19,96	209,06	33,23	18,06	2,87	16,77	200,45	0,09	1,98	1,74	0,00	14,60	26,00	7,77	69	1,01	-0,08	1,00	1,61	36,16	27,81	2,98	4,79	1,84

ANEXO 3

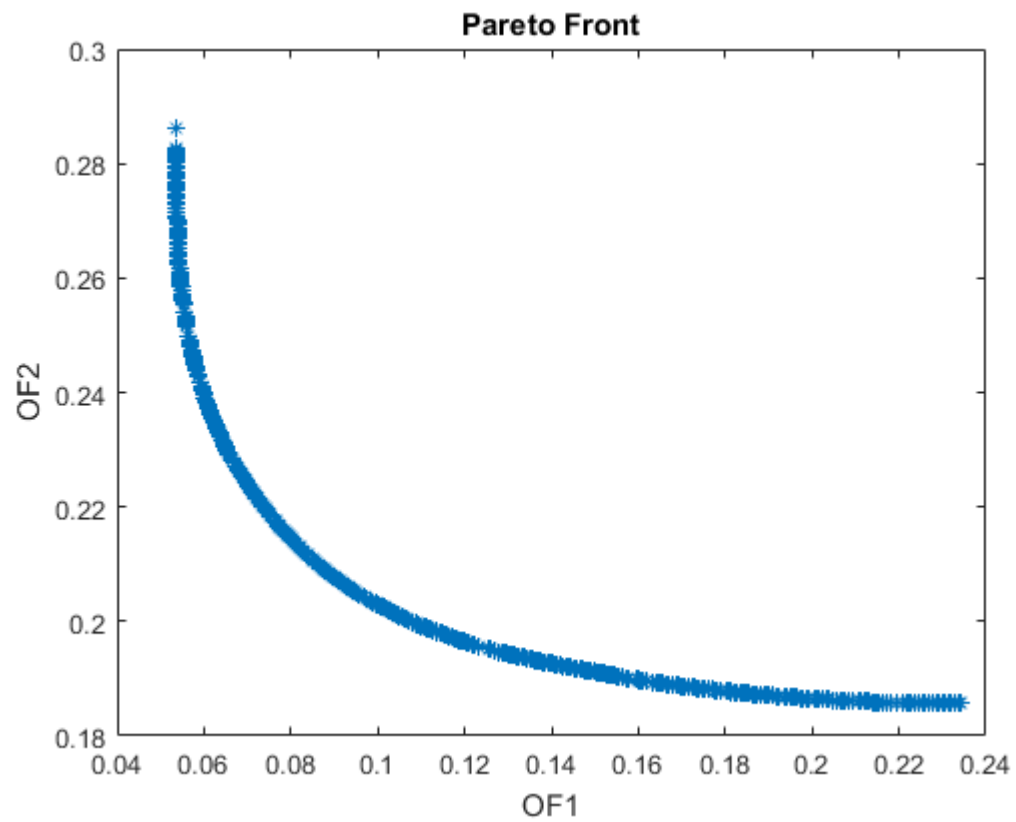


Figura A3 1. Fronteira de Pareto para o primeiro evento de calibração