

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

Aline de Almeida Mota

**MECANISMO DE GERAÇÃO DE VAZÃO EM PEQUENA BACIA
EXPERIMENTAL DO BIOMA MATA ATLÂNTICA**

Porto Alegre
Novembro de 2017

ALINE DE ALMEIDA MOTA

**MECANISMO DE GERAÇÃO DE VAZÃO EM PEQUENA BACIA
EXPERIMENTAL DO BIOMA MATA ATLÂNTICA**

Tese 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 obtenção do título de doutorado.

Orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama

Porto Alegre

Novembro de 2017

CIP - Catalogação na Publicação

de Almeida Mota, Aline
ccc / Aline de Almeida Mota. -- 2017.
132 f.
Orientador: Masato Kobiyama.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2017.

1. pequena bacia experimental. 2. bioma Mata Atlântica. 3. monitoramento hidrológico. 4. geração de vazão. 5. temperatura como traçador. I. Kobiyama, Masato, orient. II. Título.

ALINE DE ALMEIDA MOTA

**MECANISMO DE GERAÇÃO DE VAZÃO EM PEQUENA BACIA
EXPERIMENTAL DO BIOMA MATA ATLÂNTICA**

Tese 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 obtenção do título de doutorado.

Orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Pedro Luiz Borges Chaffe – UFSC

Prof.^a Dr.^a Cláudia Alessandra Peixoto de Barros – UFRGS

Prof. Dr. José Antônio Saldanha Louzada – UFRGS

Porto Alegre

Novembro de 2017

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pelo auxílio financeiro em forma de bolsa de estudos e projeto de pesquisa, tornando este trabalho exequível.

Agradeço à secretaria e coordenação do Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela atenção e cuidado com os assuntos administrativos.

Agradeço à empresa Battistella Florestal, por ceder a área onde está localizada a Bacia do Rio Araponga (área de estudo deste trabalho), e também ao funcionário desta empresa José Lucindo (Porungo) pela ajuda sempre muito bem-humorada nas visitas de campo.

Aos professores que compuseram a banca examinadora agradeço pelas correções e discussões que contribuíram para enriquecer este trabalho.

Agradeço também aos professores do IPH e do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da UFRGS, pelos valiosos ensinamentos.

Agradeço ao meu orientador e amigo, Professor Masato, por todo conhecimento transmitido e também por ser exemplo de pesquisador e mestre para todos nós.

Agradeço aos meus amigos e colegas do GPDEN, do LabHidro da UFSC e do IPH, por tornarem essa caminhada acadêmica mais produtiva e prazerosa.

Agradeço também aos meus amigos da vida pelo carinho e por entender e perdoar minha ausência em tantos momentos.

Ao meu parceiro do coração, Fernando, pela imensa e indispensável ajuda em campo e na execução deste trabalho. Agradeço também pelo amor, amizade e companheirismo de todos os dias.

Agradeço à minha família pelo amor e apoio incondicionais em todos os momentos.

“A água é tal qual a terra por onde ela atravessa.”

(Teofrasto)

RESUMO

O objetivo geral deste trabalho foi compreender os principais mecanismos de geração de vazão na bacia do rio Araçuaia (ARA), uma pequena bacia experimental caracterizada por vegetação secundária de Floresta Ombrófila Mista, situada na região norte do estado de Santa Catarina. Para isso, foi instalado um sistema de monitoramento de precipitação externa e interna, escoamento de tronco, tensiometria, fluviometria e temperatura (da água do rio no exutório e do solo nas profundidades 20 e 45 cm) na ARA; e monitoramento de variáveis meteorológicas (incluindo temperatura atmosférica) na estação do rio Feio, a 3 km de distância da ARA. O monitoramento de tensão da água no solo foi feito em 3 encostas com características geomorfológicas distintas, em 3 posições em cada encosta e ao longo do perfil do solo (9 perfis de solo). Utilizou-se o modelo HYDRUS-2D para simular o fluxo de água e compreender a dinâmica da água nas 3 encostas. As séries temporais também foram analisadas na escala temporal de evento hidrológico, por meio da delimitação de 87 eventos hidrológicos no período (total de 1125 dias – de 15/10/2011 a 12/11/2014). Para cada evento hidrológico, considerou-se 3 períodos de análise: A – antes; E – durante; e D – depois do evento. O inverno foi a estação mais chuvosa, e outono e inverno as estações com maiores vazões de permanência. As simulações com o modelo HYDRUS-2D permitiram, por meio de análise qualitativa, identificar a tendência de saturar primeiro na interface entre as camadas de solo e apenas depois ocorrer o fluxo lateral. A relação entre as temperaturas atmosférica e da água do rio não segue o ajuste em forma de S, possivelmente pois a bacia está localizada em região de clima subtropical. O uso da temperatura como indicador do mecanismo de geração de vazão permitiu inferir que durante o inverno, o fluxo de água que chega no rio é proveniente da camada de solo próxima à profundidade de 45 cm, pois ocorre um aumento da temperatura da água do rio durante o evento hidrológico se aproximando mais da temperatura do solo na profundidade de 45 cm. Esta situação foi observada em detalhes no evento nº 50.

Palavras-chave: Pequena bacia experimental; Bioma Mata Atlântica; monitoramento hidrológico; geração de vazão; temperatura como traçador.

ABSTRACT

RUNOFF GENERATION IN A SMALL EXPERIMENTAL BASIN IN ATLANTIC FOREST BIOME

The objective of this work was to understand the main mechanisms of runoff generation in the Araçuaia river basin (ARA), a small experimental basin characterized by secondary vegetation of the Ombrophilous Mixed Forest, located in the northern region of the state of Santa Catarina, Brazil. The system of monitoring of rainfall, throughfall, stemflow, tensiometry, fluvimetry, and temperature (of the river water in the outlet and the soil at depths 20 and 45 cm) were installed in the ARA; and monitoring of meteorological variables (including atmospheric temperature) at the Feio river station, 3 km away from the ARA. Soil water tension was monitored in 3 hillslopes with distinct geomorphological characteristics, in 3 positions on each slope and along the soil profile (9 soil profiles). The HYDRUS-2D model was used to simulate the water flow and to understand the soil water dynamics in the 3 hillslopes. The time series were analyzed in the time scale of hydrological event, by means of the delimitation of 87 hydrological events in the period (total of 1125 days - from 15/oct/2011 to 12/nov/2014). For each hydrological event, 3 periods of analysis were considered: A - before; E - during; and D - after the event. Winter was the most rainy season, and autumn and winter were the seasons with higher flow rates. The simulations with the HYDRUS-2D model allowed to identify the tendency of the hillslopes to saturate first at the interface between the soil layers and only after lateral flow occurs. The relationship between atmospheric and river water temperatures does not follow the S-shaped adjustment, possibly because the basin is in a subtropical climate region. The use of temperature as an indicator of the runoff generation mechanism allowed to infer that during the winter, the flow of water arriving in the river comes from the soil layer close to the depth of 45 cm, as there is an increase in the water temperature of the river during the hydrological event approaching more of the soil temperature in the depth of 45 cm. This situation was observed in detail in event n° 50.

Keywords: small experimental basin; Atlantic Forest Biome; hydrologic monitoring; runoff generation; temperature as a tracer.

SUMÁRIO

RESUMO.....	vii
ABSTRACT	viii
SUMÁRIO.....	9
LISTA DE FIGURAS.....	10
LISTA DE TABELAS	14
LISTA DE SÍMBOLOS	15
1 INTRODUÇÃO.....	17
1.1 OBJETIVOS	20
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
2.1 PEQUENAS BACIAS EXPERIMENTAIS	21
2.2 HIDROLOGIA FLORESTAL	23
2.3 MECANISMOS DE GERAÇÃO DE VAZÃO	26
2.4 A VARIÁVEL TEMPERATURA NA BACIA HIDROGRÁFICA	31
2.4.1 Temperatura como traçador	37
2.5 MODELAGEM DO FLUXO DE ÁGUA NO SOLO.....	42
2.5.1 Modelo HYDRUS	46
3 MATERIAL E MÉTODOS	49
3.1 ÁREA DE ESTUDO.....	49
3.1.1 Caracterização do solo e da rocha	49
3.1.2 Caracterização da flora e da fauna.....	55
3.2 MONITORAMENTO EM CAMPO.....	58
3.2.1 Pluviometria.....	58
3.2.2 Chuva interna	60
3.2.3 Tensiometria	60
3.2.4 Fluviometria.....	64
3.2.5 Temperatura	68
3.3 SEPARAÇÃO DOS EVENTOS HIDROLÓGICOS.....	69
3.4 ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DA TEMPERATURA.....	70
3.5 SIMULAÇÃO DE FLUXO DE ÁGUA NO SOLO	70
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	79
4.1 ANÁLISE EXPLORATÓRIA E CARACTERIZAÇÃO ESTATÍSTICA DAS SÉRIES TEMPORAIS	79
4.1.1 Caracterização dos eventos hidrológicos delimitados.....	84
4.2 RELAÇÃO ENTRE TEMPERATURA ATMOSFÉRICA, DO SOLO E DA ÁGUA DO RIO.....	87
4.3 TEMPERATURA COMO INDICADOR DOS MECANISMOS DE GERAÇÃO DE VAZÃO	89
4.4 MODELAGEM DO FLUXO DE ÁGUA NO SOLO.....	97
4.4.1 Análise do fluxo da água no solo no evento nº 50	98
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	107
REFERÊNCIAS	109
APÊNDICE A – CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS HIDROLÓGICOS	120
APÊNDICE B – SIMULAÇÃO COM O HYDRUS-2D.....	122

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Resumo de trabalhos que avaliaram a influência do desmatamento e do reflorestamento na vazão de bacias florestais. (a) aumento anual na vazão em bacias experimentais com relação a redução da cobertura vegetal (adaptado de BOSCH & HEWLETT, 1982); e (b) variação máxima na vazão anual (em porcentagem da chuva anual média) em relação ao tratamento em porcentagem de área desmatada ou reflorestada (adaptado de ANDRÉASSIAN, 2004). Nota-se que “*hardwood*” refere-se a árvores caracterizadas por madeira de alta resistência (madeira de lei). 24
- Figura 2 – Modelo conceitual hidrogeomorfológico das fontes e trajetórias da geração de vazão em uma sequência de aumento da umidade antecedente: (a) seco (API30 = 0 – 12 mm); (b) levemente úmido (API30 = 18 – 25 mm); (c) úmido (API30 = 40 – 50 mm); e (d) muito úmido (API30 > 150 mm) (Fonte: SIDLE et al., 2000). Nota-se que API é a sigla em inglês para Índice de Precipitação Antecedente (*Antecedent Precipitation Index*) e 30 refere-se ao índice calculado para os últimos 30 dias. 30
- Figura 3 – Modelo conceitual das trajetórias do escoamento nas bacias de estudo de Gomi et al. (2010) (modificado de GOMI et al., 2010). Nota-se que Fluxo “*Biomat*” se refere ao escoamento que ocorre nos 3 cm superficiais do solo e *Plot* se refere à parcela de solo..... 30
- Figura 4 – Taxa de infiltração da água no solo em função do tempo. Quadrados indicam dados medidos e a linha sólida indica os valores calculados de taxa de infiltração a partir de um modelo que considera o efeito da temperatura na viscosidade da água (adaptado de HORTON & GLOBUS, 2005)...... 32
- Figura 5 – Variação teórica da temperatura do solo com o tempo em várias profundidades (adaptado de HILLEL, 2004). 34
- Figura 6 – Relação entre temperatura média semanal do rio e atmosférica. NSE: coeficiente de eficiência Nash–Sutcliffe (adaptado de WAGNER et al., 2014). 35
- Figura 7 – Esquema dos fluxos de calor de entrada e saída em um trecho de rio. 36
- Figura 8 – Padrões de fluxo hiporréico devido à presença de transições hidráulicas (degrau, estreitamento e alargamento de seção) e alterações na forma do canal fluvial. a) Topografia do leito com presença de step-pool; b) Alterações na largura da seção; c) Fluxo hiporréico através de barras de sedimento localizadas nas margens do canal; d) Sinuosidade do canal. Fonte: UK Environment Agency (2009). 37
- Figura 9 – Comportamento da vazão (Q), temperatura a água do rio (Tw) e em nas profundidades de 0,05, 0,20 e 0,40 m no leito do rio (Tb0.05, Tb0.20 e Tb0.40, respectivamente) (adaptado de BROWN & HANNAH, 2007). 39
- Figura 10 – Comparação entre dados medidos de armazenamento de água e simulados pelos diversos modelos (adaptado de SCANLON et al., 2002). Nota: h e d indicam discretização horária e diária, respectivamente. As barras de erro representam 2 vezes o desvio padrão e são correspondentes a incerteza inerente às medições. 47
- Figura 11 – Localização da bacia hidrográfica do rio Araponga (ARA) (adaptado de MOTA et al., 2013). Nota-se que C.N. (equidistância de 5 m) significa curva de nível com equidistância de 5 metros. 49

Figura 12 – Observações de rocha e solo na ARA. (a) bloco de arenito, rocha encontrada ao longo de toda a bacia, e uma formação de canal de escoamento subsuperficial preferencial com aproximadamente 15 cm de diâmetro; (b) folhelho registrado nas margens de um trecho do rio Araponga; (c) vista em planta da seção transversal do exutório da ARA antes da instalação do vertedor. Observar no trecho de “ <i>step</i> ” o desgaste em camadas típico de folhelhos; (d) detalhe 1 do item “c”; (e) Detalhe 2 do item “c”; e (f) solo coluvial encontrado nas encostas mais íngremes.	50
Figura 13 – Declividade do terreno na bacia do rio Araponga e posição de alguns sensores do monitoramento descrito no item 3.2.....	51
Figura 14 – Localização dos pontos de tradagem com respectivos intervalos de profundidade total do solo e amostragem não deformada de solo. Nota-se que Amostra ND se refere à amostra não deformada e Flu. ARA à estação fluviométrica no exutório da bacia.....	52
Figura 15 – Distribuição das medições de profundidade e espessura dos horizontes. (a) todas as tradagens; e (b) agrupado em relação ao posicionamento do ponto na encosta (base – mais próximo ao rio; meio encosta– parte central da encosta; e topo – mais próximo ao divisor).....	53
Figura 16 – Frequências dos perfis do solo. (a) profundidade total do solo; (b) espessura do horizonte A; e (c) espessura do horizonte B.....	54
Figura 17 – Exemplo de perfil típico de solo encontrado nas tradagens realizadas (Ponto de tradagem 04 – ver Figura 14).	54
Figura 18 – Vegetação da ARA nas 4 estações do ano. (a) outono – 06/maio/2011; (b) inverno – 27/agosto/2011; (c) primavera – 18/novembro/2011; e (d) próximo do verão – 17/dezembro/2011.....	56
Figura 19 – Registro da araponga, como de costume, no topo de uma das árvores mais altas do local. (a) cantando; e (b) em repouso.	58
Figura 20 – Estação Pluviométrica ARA. (a) Recomendação de distância do pluviógrafo até os obstáculos (Fonte: SANTOS et al., 2001); (b) corte de árvores no entorno do local de instalação do pluviógrafo; e (c) estação instalada.....	59
Figura 21 – Localização das estações pluviométrica, fluviométrica e dos sensores de tensão da água no solo na Bacia do rio Araponga.	60
Figura 22 – Perfil das encostas A, B e Z e localização dos conjuntos de tensiômetros.	61
Figura 23 – Configuração tipo I e II de tensiômetros (vista em planta e cortes). Em A12, D = 2,7 m; em B12, D = 1,1 m; e em Z12, D = 0,9 m.	62
Figura 24 – Instalação do monitoramento de tensão da água no solo. (a) perfuração do solo com o trado apropriado; (b) inserção do sensor de tensão da água no solo; (c) preenchimento do furo onde foi inserido o sensor de tensão com solo do local; (d) programação do conjunto de monitoramento tensiométrico; (e) detalhe da figura (d) com indicação dos cabos dos sensores de tensão (verde) e temperatura (rosa); e (f) <i>datalogger</i> do conjunto de sensores de tensão e temperatura da água no solo. 64	
Figura 25 – Instalação do monitoramento hidrológico. (a) chapa de aço e régua linimétrica antes da instalação; (b) muros de alvenaria para apoio da chapa de aço; (c) estação fluviométrica no início do monitoramento: sem a tela, folhas e galhos acumulados no vertedor; (d) estação fluviométrica com a tela instalada; e (e) estação fluviométrica completa: régua linimétrica, vertedor, sensor de nível, <i>datalogger</i> , painel solar. Nota-se que R indica a posição da régua linimétrica, S do poço onde está instalado o sensor de pressão, e V o vertedor.....	65

Figura 26 –Relação nível medido pelo sensor e na régua linimétrica.	66
Figura 27 –Esquema de localização da régua linimétrica e vertedor, evidenciando o desnível entre o zero da régua e o vértice do vertedor.	67
Figura 28 –Ajuste da equação do vertedor por meio das medições de vazão e a carga hidráulica. (a) Intervalo de confiança de 95% (linha tracejada); e (b) Curva de ajuste e extrapolação.	68
Figura 29 –Evento hidrológico nº 1 e identificação de seus períodos correspondentes antes (A), durante (E) e depois (D).	69
Figura 30 –Domínio espacial utilizado nas simulações com HYDRUS-2D da encosta A. (a) posição dos sensores de tensão da água no solo; (b), (c) e (d) detalhes dos nós de observação correspondentes aos conjuntos A4, A3 e A12, respectivamente; (e) condições de contorno; e (f) detalhe das condições de contorno nas proximidades do rio e da <i>seepage face</i>	72
Figura 31 –Domínio espacial utilizado nas simulações com HYDRUS-2D da encosta B. (a) posição dos sensores de tensão da água no solo; (b), (c) e (d) detalhes dos nós de observação correspondentes aos conjuntos B4, B3 e B12, respectivamente; (e) Condições de contorno; e (f) detalhe das condições de contorno nas proximidades do rio e da <i>seepage face</i>	73
Figura 32 –Domínio espacial utilizado nas simulações com HYDRUS-2D da encosta Z. (a) posição dos sensores de tensão da água no solo; (b), (c) e (d) detalhes dos nós de observação correspondentes aos conjuntos Z4, Z3 e Z12, respectivamente; (e) condições de contorno; e (f) detalhe das condições de contorno nas proximidades do rio e da <i>seepage face</i>	74
Figura 33 –Curvas de retenção da água no solo dos horizontes A e B e pares de valores de tensão matricial e umidade volumétrica. Nota-se que o “Ajustado” é que foi utilizado nas simulações.....	77
Figura 34 –Fluxograma resumido dos materiais e métodos.	78
Figura 35 –Hietograma e hidrograma do período analisado (1125 dias - 15/10/2011 a 12/11/2014).	79
Figura 36 –Distribuição da chuva mensal.	80
Figura 37 –Distribuição da chuva por estação.....	80
Figura 38 –Distribuição da intensidade média nos dias com chuva por mês.	81
Figura 39 –Distribuição da intensidade máxima de chuva por mês.	81
Figura 40 –Distribuição da quantidade de dias de chuva por mês. Nota: é necessário um acumulado de 1,2 mm no dia para ser considerado dia de chuva.....	82
Figura 41 –Curva de permanência de vazões no exutório de todo o período analisado e de cada estação.....	82
Figura 42 –Séries de temperatura atmosférica, da água do rio, e média do solo nas profundidades de 20 e 45 cm, Media_20cm e Media_45cm, respectivamente.	84
Figura 43 –Séries de temperatura do solo na profundidade de 20 cm nas encostas A, B e Z, e a 3 cm de profundidade do solo e a 1 m de distância do rio nas encostas A e Z (A12m e Z12m).....	84
Figura 44 –Caracterização dos eventos hidrológicos analisados quanto à: (a) Chuva total; (b) Vazão de pico (maior vazão); (c) Vazão média; (d) Intensidade média de chuva; e (e) Intensidade máxima de chuva. Nota: TOTAL se refere a todos os 87 eventos hidrológicos.....	86

Figura 45 – Relação entre temperatura atmosférica e da água do rio médias no intervalo (a) 10 minutos; (b) diário; (c) semanal; e (d) mensal.	88
Figura 46 – Temperatura média nos períodos antes (A), durante (E) e depois (D) do evento hidrológico nas estações do ano (primavera, verão, outono e inverno) (a) da água do rio; (b) atmosférica; (c) do solo na profundidade de 20 cm; e (d) do solo na profundidade de 45 cm.	90
Figura 47 – Temperatura média nos períodos antes (A), durante (E) e depois (D) do evento hidrológico nas estações: (a) primavera; (b) verão; (c) outono; e (d) inverno.	91
Figura 48 – Coeficientes r-Pearson entre a temperatura da água do rio e do solo nas profundidades de 20 e 45 cm e atmosférica nos períodos antes, durante e depois dos eventos hidrológicos em cada estação. Nota-se que Outono_1 inclui todos os eventos hidrológicos da estação, e Outono_2 foi excluído o evento nº 75 e a explicação se encontra no texto.	92
Figura 49 – Hietograma, hidrograma e temperatura atmosférica, da água do rio e média do solo nas profundidades de 20 e 45 cm do evento nº 50. Nota-se que o período considerado antes é do dia 638 a 644, durante é de 644 a 650 e depois do dia 650 a 656.	95
Figura 50 – Hietograma, hidrograma e temperatura atmosférica, da água do rio e média do solo nas profundidades de 20 e 45 cm de um evento nº 8. Nota-se que o período considerado antes é do dia 67,5 a 68,5, durante é de 68,5 a 69,5 e depois do dia 69,5 a 70,5.	96
Figura 51 – Coeficientes r-Pearson entre os dados de umidade observados e simulados com o HYDRUS-2D. Nota-se que as linhas indicam a média de coeficientes de correlação em cada profundidade e os índices 1 e 2 referem-se às baterias de sensores instaladas na base da encosta, sendo 1 a mais próxima do rio (para detalhes ver Figura 23).	97
Figura 52 – Umidade volumétrica simulada do evento hidrológico nº 50 na encosta A.	99
Figura 53 – Umidade volumétrica simulada do evento hidrológico nº 50 na encosta B.	100
Figura 54 – Umidade volumétrica simulada do evento hidrológico nº 50 na encosta Z.	101
Figura 55 – Vetores de fluxo da água na encosta A antes do evento hidrológico nº 50.	102
Figura 56 – Vetores de fluxo da água na encosta A no momento do pico de chuva e vazão do evento hidrológico nº 50.	103
Figura 57 – Vetores de fluxo da água na encosta A 2 dias depois do pico de chuva e vazão do evento hidrológico nº 50.	104
Figura 58 – Vetores de fluxo da água na encosta A 3 dias depois do pico de chuva e vazão do evento hidrológico nº 50.	105
Figura 59 – Vetores de fluxo da água na encosta A 4 dias depois do pico de chuva e vazão do evento hidrológico nº 50, reestabelecendo a condição de fluxo antes do evento. ...	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Resumo dos trabalhos que utilizaram temperatura (ou calor) como traçador em estudos de mecanismos de geração de vazão.	41
Tabela 2 – Estatística dos dados de profundidade do solo e espessura dos horizontes obtidos na tradagem.	52
Tabela 3 – Caracterização física do solo com amostras deformadas.	55
Tabela 4 – Principais espécies animais encontradas na região da ARA em ordem decrescente de número de registros.	57
Tabela 5 – Espessura dos horizontes em cada posição de medição de tensão da água no solo nas encostas.	70
Tabela 6 – Parâmetros hidráulicos dos 3 modelos apresentados, sendo que o “Ajustado” é que foi utilizado nas simulações.	78
Tabela 7 – Total de chuva por ano do período analisado.	79
Tabela 8 – Resumo das vazões características das curvas de permanência.	83
Tabela 9 – Parâmetros estatísticos e das senoides representativas das séries de temperatura. ...	83
Tabela 10 – Estatísticas dos eventos analisados quanto à: chuva total, vazão de pico (Q_{pico}), vazão média ($Q_{\text{média}}$), intensidade média de chuva ($i_{\text{média}}$) e intensidade máxima de chuva ($i_{\text{máx}}$).	85
Tabela 11 – Coeficiente de correlação de Pearson entre as variáveis de temperatura.	87
Tabela 12 – Coeficientes r-Pearson entre as temperaturas da água do rio, do solo nas profundidades de 20 e 45 cm e atmosférica nos períodos antes, durante e depois dos eventos hidrológicos em cada estação.	93
Tabela 13 – Temperatura média nos períodos antes, durante e depois do evento hidrológico nº 50 em cada um dos compartimentos.	94
Tabela 14 – Temperatura média nos períodos antes, durante e depois do evento hidrológico nº 8 em cada um dos compartimentos.	97

LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLO	DESCRIÇÃO	UNIDADE/ DIMENSÃO
A	Área da seção transversal perpendicular ao fluxo	$[L^2]$
API	Índice de precipitação antecedente	$[L]$
A_z, a	Amplitude da flutuação da temperatura (variação da temperatura máxima ou mínima em relação à média)	$[Θ]$
c	Coefficiente de fase da senoide de temperatura	$[GRAUS]$
$C(\Psi)$	Capacidade específica de retenção	$[1/L]$
c_m	Calor específico gravimétrico	$[L^2/T^2Θ]$
C_t, C_n, C_v	Concentrações do soluto na água na vazão total e nas frações de água “nova” e “velha”, respectivamente	$[M/V]$
c_v	Calor específico volumétrico	$[L^2/T^2Θ]$
CV	Coefficiente de variação	$[-]$
D	Difusividade térmica	$[L^2/T]$
$D(\theta)$	Difusividade hidráulica do solo	$[L^2/T]$
g	Aceleração gravitacional	$[L/T^2]$
H	Potencial total do fluido no meio poroso	$[L]$
h, Ψ	Potencial matricial do fluido no meio poroso	$[L]$
h_{50}	Parâmetro do modelo de absorção de água pelas raízes	$[L]$
H_v	Carga hidráulica no vertedor	$[L]$
$i_{máx}$	Intensidade máxima de chuva	$[L/T]$
$i_{média}$	Intensidade média de chuva	$[L/T]$
k	Permeabilidade intrínseca do meio poroso	$[L^2]$
K	Condutividade hidráulica do solo não saturado	$[L/T]$
K_s	Condutividade hidráulica saturada do solo	$[L/T]$
L	Distância na direção do fluxo	$[L]$
m	Parâmetro de ajuste da eq. de van Genuchten (1980)	$[-]$
n	Parâmetro de ajuste da eq. de van Genuchten (1980)	$[-]$
p	Potencial devido à posição do fluido no meio poroso (gravitacional)	$[L]$
p_3	Parâmetro do modelo de absorção de água pelas raízes	$[-]$
PW	Parâmetro do modelo de absorção de água pelas raízes	$[L]$
q	Densidade de fluxo no meio poroso	$[L/T]$
Q	Vazão	$[L^3/T]$
$Q_{95\%}, Q_{50\%}$	Vazões características da curva de permanência	$[L^3/T]$
e $Q_{10\%}$		
$Q_{média}$	Vazão média	$[L^3/T]$
Q_n	Fração de água “nova”	$[L^3/T]$
Q_{pico}	Vazão de pico	$[L^3/T]$
Q_t	Vazão total	$[L^3/T]$
Q_v	Fração de água “velha”	$[L^3/T]$
T	Temperatura do meio	$[Θ]$
t	Tempo	$[T]$
$T(z,t)$	Temperatura do solo em função do tempo t na profundidade z	$[Θ]$
\bar{T}	Temperatura média no período	$[Θ]$
z	Profundidade	$[L]$

SÍMBOLO	DESCRIÇÃO	UNIDADE/ DIMENSÃO
α	Parâmetro de ajuste da eq. de van Genuchten (1980)	[1/L]
θ	Umidade volumétrica do solo	[L ³ /L ³]
θ_c	Umidade volumétrica do solo simulada com o HYDRUS-2D	[L ³ /L ³]
θ_m	Umidade volumétrica do solo calculada a partir da equação de retenção da água no solo e dos dados de tensão da água no solo	[L ³ /L ³]
θ_r	Umidade volumétrica residual do solo	[L ³ /L ³]
θ_s	Umidade volumétrica saturada do solo	[L ³ /L ³]
κ	Condutividade térmica	[F/TΘ]
μ	Viscosidade dinâmica do fluido	[M/LT]
ρ	Massa específica do meio	[M/L ³]

1 INTRODUÇÃO

A hidrologia é definida como a geociência que descreve e prevê a ocorrência, circulação e distribuição da água na terra e na atmosfera (DINGMAN, 2002). A subsistência da humanidade depende da disponibilidade hídrica. Evidentemente, a garantia de recursos hídricos em quantidade e qualidade apropriadas para o desenvolvimento sustentável da sociedade humana está condicionada ao gerenciamento adequado dos recursos hídricos. Para isso, as atividades de monitoramento e modelagem de processos hidrológicos são fundamentais.

Neste sentido, segundo NRC (2012), um dos desafios científicos chave das próximas décadas na hidrologia é: esclarecer como os processos em pequenas escalas (*plot* e encostas) interagem com grandes escalas (bacias hidrográficas e rede fluvial) e como poder apontar a causalidade em pequenas mudanças de regimes de vazão e entender o impacto ambiental dessas mudanças.

A adoção de uma escala espaço-temporal adequada de monitoramento dos processos hidrológicos é fundamental para que os objetivos do estudo sejam alcançados (BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995). Whitehead & Robinson (1993) e Jones & Swanson (2001) relataram a importância de estudos e da observação detalhada em pequenas bacias experimentais, demonstrando como tais estudos e observações contribuíram para o avanço da hidrologia básica. Apesar de o conhecimento adquirido e das tecnologias desenvolvidas utilizando dados de bacias experimentais beneficiarem a sociedade, ainda existem muitos desafios para serem resolvidos, e que requerem monitoramento hidrológico (FARRELL, 1995). Além disso, a qualidade da água em pequenas bacias, ou bacias de cabeceira, tem influência significativa na mesma nos trechos a jusante (ALEXANDER et al., 2007).

Uma das descobertas e avanços mais significativos da hidrologia se deu a partir de observações nas escalas de encostas e pequenas bacias experimentais. A ausência de ocorrência de escoamento superficial em algumas áreas da bacia, fato que levou os cientistas a reverem todo o mecanismo de geração de vazão. Então, estas pesquisas conduziram a criação do conceito de que a fonte do escoamento superficial é uma área variável ao longo do canal do rio (HEWLETT & HIBBERT, 1961; RAGAN, 1967; TSUKAMOTO, 1963).

No entanto, a instalação e coleta de dados hidrológicos no Brasil tiveram como seu principal agente o setor de geração de energia elétrica. Então, na rede de

monitoramento hidrológico nacional (restrita à pluvio- e fluviometria), há poucos postos fluviométricos em bacias com menos de 500 km² (GOLDENFUM, 2001).

Especialmente em pequenas bacias florestais, o monitoramento hidrológico requer medição detalhada dos processos hidrológicos, como por exemplo, da chuva na escala de *plot*. Dingman (2002), por meio de revisão da literatura, mostrou que a perda por interceptação pode representar até 25% da chuva externa, em bacias florestais. Chaffe (2009) obteve resultados muito parecidos (21,4% da chuva externa) a partir de monitoramento em uma pequena bacia de floresta plantada de pinus. Isso significa que apenas monitoramento de chuva externa não é suficiente, mas também é necessário medir a chuva líquida.

O monitoramento hidrológico é fundamental para a preservação dos remanescentes, e representa uma das atividades de maior importância para tomadas de decisão adequadas no que diz respeito ao planejamento, aproveitamento e controle de recursos hídricos. Além disso, diversos avanços científicos na hidrologia são atribuídos a experimentos de monitoramento em campo (NACE, 1974). Segundo McDonnell (2009) um dos conceitos mais importantes para a hidrologia de bacias hidrográficas – Área variável de contribuição (Hewlett & Hibbert, 1967) – tem base no monitoramento hidrológico.

Ainda um dos maiores desafios da Hidrologia é entender e descrever os mecanismos de passagem da água proveniente da chuva até o rio. Em concordância com a relevância científica deste tema, o primeiro volume da série “Benchmark Papers in Hydrology”, da Associação Internacional de Ciências Hidrológicas (IAHS), aborda o tema de mecanismos de geração de vazão. Esse volume (Beven, 2006) foi publicado em 2006, ou seja, relativamente recente.

O entendimento dos mecanismos de geração de vazão avançou consideravelmente, principalmente a partir de estudos que usaram técnicas de separação do hidrograma com traçadores (ZEKSTER, 1963; DINCER et al., 1970; KIRCHNER et al., 2001; UHLENBROOK et al., 2004; SOULSBY et al., 2006). Porém, o problema de muitos experimentos que utilizam traçadores é o grande intervalo de monitoramento e o alto custo para análise das amostras de água (BIRKINSHAW & WEBB, 2010).

Os sensores de temperatura evoluíram muito e também ficaram financeiramente mais acessíveis (WEBB et al., 2008), enquanto a análise de água para detecção de outros traçadores é cara. Nesta circunstância, com o avanço da tecnologia, o uso da temperatura como traçador no estudo de mecanismos de geração de vazão apresenta um

importante potencial, possibilitando medir a temperatura da água com alta resolução e obter dados de boa qualidade (BIRKINSHAW & WEBB, 2010).

Ainda são poucos os estudos que utilizaram esta ideia para compreender os mecanismos de geração de vazão. Em outras áreas da hidrologia, a temperatura ou o fluxo de calor vem sendo amplamente utilizados como traçadores. Uma das principais é com relação à água subterrânea, exemplo disso são estudos de medição e modelagem da temperatura do leito do rio para investigar interações rio-aquífero (USGS, 2003; ANDERSON, 2005). Um motivo para isto é o fato de a temperatura estar intimamente relacionada a estudos de ecohidrologia (CAISSIE, 2006). A temperatura da água no rio fornece informações importantes sobre o ecossistema, pois controla as taxas de diversos processos bióticos e abióticos e é influenciada por mudanças no uso/cobertura da bacia hidrográfica, ou proximidades do rio (JOHNSON & JONES, 2000).

A maioria dos estudos sobre geração de vazão, inclusive os que aplicaram a temperatura como traçador, se concentraram principalmente em regiões de clima temperado. Por isso, também é necessária a implementação de experimentos para estudo do mecanismo de geração de vazão em clima tropical e subtropical. Pois assim como os solos tropicais possuem características diferentes, os mecanismos também devem ser diferentes (DYKES & THORNES, 2000) e, além disso, o regime térmico nesta região é bem diferente daquele verificado na região temperada.

Não apenas o tipo de solo, mas também seu uso e cobertura podem influenciar nos mecanismos de resposta e inclusive no tempo de concentração da bacia hidrográfica. O entendimento dos processos hidrológicos em bacias caracterizadas por floresta nativa é essencial para avaliar a interferência causada pelos usos e cobertura resultante de modificações antrópicas.

O manejo do solo e preservação dos remanescentes de Floresta Ombrófila Mista (FOM) são temas de discussão na região do município de Rio Negrinho/SC. Nessa região, a cobertura vegetal original, caracterizada predominantemente pela floresta de araucária (Floresta de Ombrófila Mista), foi degradada pela exploração de seus espécimes e até pela substituição para utilização do solo para reflorestamento e agricultura. Neste caso, uma base para a tomada de decisões é primeiramente compreender a dinâmica dos recursos hídricos em ambientes preservados.

Considerando as diferentes funções do ecossistema florestal, como por exemplo: atenuação do clima (temperatura e umidade), atenuação do hidrograma, (3) controle de erosão, melhora da qualidade da água no solo e no rio, entre outras, Kobiyama et al.

(2008) concluíram que em suma, a principal característica da floresta pode ser considerada como a ocorrência simultânea de todas as suas funções.

Diante disto, no Brasil, existem leis que visam a proteção do bioma Mata Atlântica (BRASIL, 2006) e dos remanescentes de FOM (BRASIL, 2002). No capítulo II da Lei nº 11.428 são apresentados os objetivos específicos da utilização e proteção da vegetação nativa do Bioma Mata Atlântica, e um deles, no mesmo nível de importância que a salvaguarda da biodiversidade, é a salvaguarda do regime hídrico (BRASIL, 2006). E na Portaria nº 49 do Ministério do Meio Ambiente é prevista a criação de um grupo de trabalho para preservação dos remanescentes de FOM especificamente no estado de Santa Catarina.

Neste sentido, este trabalho poderá auxiliar na compreensão dos principais mecanismos de geração de vazão em uma pequena bacia experimental caracterizada por vegetação secundária de Floresta Ombrófila Mista. Para tanto serão consideradas 3 escalas de análise do processo: o perfil de solo, a encosta e a bacia.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é compreender os principais mecanismos de geração de vazão em uma pequena bacia experimental caracterizada por vegetação secundária de Floresta Ombrófila Mista durante eventos hidrológicos.

Os objetivos específicos são:

- Utilizando a temperatura como traçador, avaliar e identificar quais são os componentes que contribuem para a geração de vazão;
- Analisar o efeito da variabilidade sazonal nos mecanismos de geração de vazão;
- Compreender o fluxo de água em 3 encostas da bacia hidrográfica utilizando o modelo HYDRUS-2D.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 PEQUENAS BACIAS EXPERIMENTAIS

Bacia hidrográfica é a área delimitada por um divisor topográfico de águas que drena a água (escoamento superficial) para um único ponto convergente, o exutório.

Ainda não existem critérios definitivos e universalmente aceitos para classificação de pequena bacia, porém, conforme a perspectiva, os pesquisadores propuseram limites de tamanho para as microbacias.

No Brasil, Rocha & Kurtz (2001) definiram microbacia sob a perspectiva do planejamento integrado com enfoque em atividades de reflorestamento. Segundo esses autores, microbacia é a bacia que tem área menor que 20.000 ha (200 km²), em cartas com escala de 1:50.000. Eles consideram que esta seja a área máxima que uma equipe de campo deve trabalhar para o Manejo Integrado de Bacias Hidrográficas.

Na área da hidrologia urbana, Ponce (1989) define pequena bacia como sendo aquela na qual a vazão pode ser modelada considerando que a chuva seja constante no tempo e no espaço. O mesmo autor propõe que bacias que apresentem todas ou algumas das 5 propriedades listadas a seguir podem ser consideradas pequenas bacias na hidrologia:

1. A chuva é distribuída uniformemente no tempo;
2. A chuva é distribuída uniformemente no espaço;
3. A duração da chuva geralmente excede o tempo de concentração;
4. A principal componente do escoamento é o superficial;
5. Os processos de armazenamento no canal são desprezíveis.

Apesar de os limites existentes para definir pequenas bacias incluírem sempre algum grau de arbitrariedade, segundo Ponce (1989), especialistas consideram que bacias com tempo de concentração menor que 1 h, ou área menor que 2,5 km², podem ser ditas pequenas.

Em pequenas bacias, a tendência é que a variabilidade espacial de variáveis como cobertura vegetal, tipo de solo, pedologia, entre outros, seja menor (PAIVA & PAIVA, 2001). Principalmente por isso, foram e são amplamente utilizadas como bacias experimentais.

Neste trabalho, são consideradas pequenas bacias aquelas cuja área é de no máximo 1 km² e com sistema fluvial de no máximo 2ª ordem segundo a classificação de Strahler na escala de no mínimo 1:5000.

Para que determinados processos hidrológicos monitorados não sejam confundidos com tendência ou ruído, é importante estudar a escala espaço-temporal em que acontecem e aquela em que devem ser observados. Segundo Blöschl & Sivapalan (1995) os processos hidrológicos ocorrem em uma ampla faixa de escalas, desde o fluxo não-saturado em 1 m de perfil de solo, até muitos km² quando se trata da inundação em um sistema fluvial.

Uma escala de monitoramento que foi amplamente aplicada na hidrologia é a de pequena bacia experimental (HEWLETT & HIBBERT, 1967; ROTHACHER, 1970; McGLYNN et al., 2002). Hewlett et al. (1969) esclarecem sobre a definição de bacia experimental: bacia onde experimentos planejados são ou serão realizados e os resultados de observações de vazão, chuva e outras variáveis hidrológicas são constantemente analisadas.

Bacias experimentais são bacias relativamente homogêneas no que se refere a solo e vegetação e que possuem características físicas uniformes, onde são efetuados estudos detalhados do ciclo hidrológico. Por isso, geralmente estas bacias são pequenas, com área de no máximo 4 km² (TOEBES & OURYVAEV, 1970).

Durante a Década Internacional da Hidrologia (1965-74), promovida pela UNESCO, diversas bacias experimentais foram implementadas no intuito de possibilitar aos países a realização de uma avaliação completa de seus recursos hídricos, e promover o uso racional dos mesmos (TOEBES & OURYVAEV, 1970).

Whitehead & Robinson (1993) relatam a história da hidrologia de bacias experimentais, e como esta área da ciência hidrológica rendeu avanços não só para a ciência da água, mas também para o entendimento de processos físicos, biológicos e químicos envolvidos na ecologia de bacias. Em concordância, Jones & Swanson (2001) avaliam que o emprego de estudos em pequenas bacias ainda pode render muitos avanços para as ciências hidrológicas e ecológicas.

Uma das descobertas e avanços mais significativos da hidrologia se deu a partir de observações em bacias experimentais florestais. A ausência de ocorrência de escoamento superficial, fato que levou os cientistas a rever todo o mecanismo de geração de vazão. Então, estas pesquisas conduziram a criação do conceito de que a fonte do escoamento subsuperficial é uma área variável ao longo do canal do rio (HEWLETT & HIBBERT, 1961; TSUKAMOTO, 1963; RAGAN, 1967).

Este tipo de descoberta, realizada a partir de bacias experimentais, conduz o avanço no sentido de melhorar as previsões e o controle da vazão em regiões de montanha (HEWLETT et al., 1969).

McDonnell (2009) discute a contribuição de Hewlett & Hibbert (1967) para a hidrologia, principalmente o conceito de área variável de contribuição (*variable source area* - VSA). O autor evidencia que novas teorias na hidrologia são incomuns, e que o conceito de VSA é um dos mais importantes e duradouros da hidrologia de bacia hidrográfica. McDonnell (2009) atribui este avanço ao monitoramento desenvolvido em campo, e lamenta que atualmente as observações em campo sejam renegadas e reduzidas a esforços mínimos apenas para conseguir parâmetros para modelos hidrológicos.

Segundo Farrell (1995) os benefícios do conhecimento adquirido e das tecnologias desenvolvidas utilizando dados de bacias experimentais atingem a ciência e a sociedade. Porém, ainda existem muitos desafios para serem resolvidos, e que ainda requerem monitoramento hidrológico.

2.2 HIDROLOGIA FLORESTAL

As florestas são consideradas uma das comunidades vegetais mais complexas. A estrutura de sua copa, o solo e a serrapilheira, e o sistema radicular constituem um ambiente complexo que afeta significativamente as transferências de água e energia entre o solo e a atmosfera (CHANG, 2003).

O ciclo hidrológico é influenciado pela floresta de diferentes formas e intensidades dependendo o tipo de floresta e, portanto, interferindo na quantidade e qualidade da água na bacia hidrográfica (CHANG, 2003). Primeiramente a quantidade de chuva que chega ao solo é reduzida por causa da interceptação pela copa. Em seguida, uma grande quantidade de umidade do solo é transpirada por meio do sistema raiz-tronco-folha. E finalmente, as raízes e a serrapilheira aumentam a taxa de infiltração e a retenção de água solo (WHIPKEY, 1965; DINGMAN, 2002). Como resultado, o escoamento superficial e a produção de água na bacia tendem a ser menor do que em bacias com redução da cobertura vegetal (Figura 1). Porém, já existem outras avaliações das pesquisas em bacias florestais que mostram que a afirmativa anterior não é conclusiva (ANDRÉASSIAN, 2004).

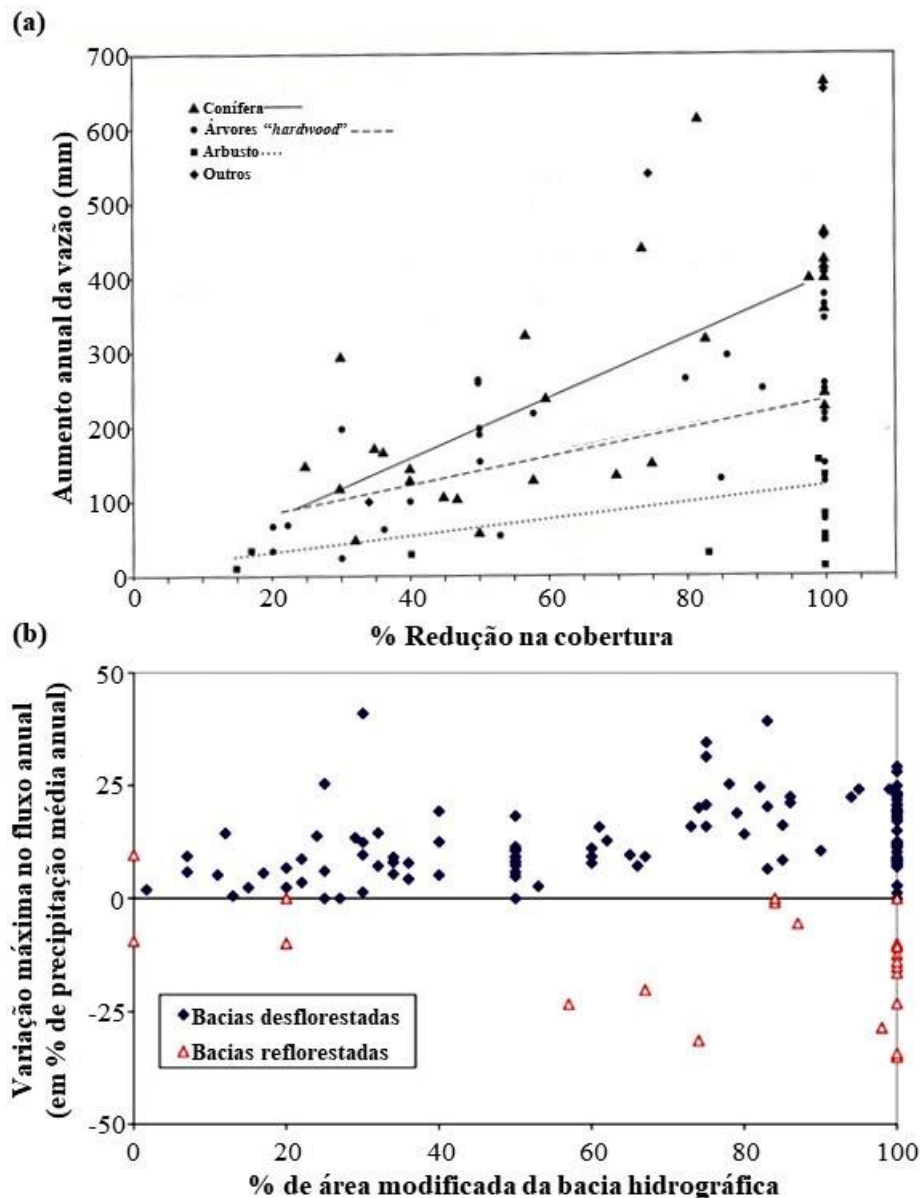


Figura 1 – Resumo de trabalhos que avaliaram a influência do desmatamento e do reflorestamento na vazão de bacias florestais. (a) aumento anual na vazão em bacias experimentais com relação a redução da cobertura vegetal (adaptado de BOSCH & HEWLETT, 1982); e (b) variação máxima na vazão anual (em porcentagem da chuva anual média) em relação ao tratamento em porcentagem de área desmatada ou reflorestada (adaptado de ANDRÉASSIAN, 2004). Nota-se que “hardwood” refere-se a árvores caracterizadas por madeira de alta resistência (madeira de lei).

A interceptação pela copa da floresta influencia a deposição da chuva, a distribuição da água no solo, acumulação de neve e seu derretimento, movimento do vento, dissipação do vento e do calor e o impacto da energia da gota na erosão do solo (CHANG, 2003; KEIM et al., 2005; TSIKO et al., 2012). Além disso, o total proveniente da chuva interna e escoamento de tronco sofre o efeito da interceptação pela serrapilheira. Em bacias florestais a perda por interceptação pode chegar a 40% do

total precipitado, influenciando significativamente o ciclo hidrológico (LIMA & LEOPOLDO, 2000; REID & LEWIS, 2009; OYARZÚN et al., 2011).

A floresta também pode ter efeito contrário ao de perda por interceptação, pois o vapor e as nuvens em contato com a copa das árvores com temperatura mais baixa tendem a condensar, e em seguida gotejar no solo da floresta (DINGMAN, 2002; ANDRÉASSIAN, 2004). Também, pontos de gotejamento podem fazer com que a chuva interna seja maior do que a chuva externa, dependendo das espécies constituintes da floresta, sua idade, densidade e variabilidade sazonal (GIGLIO, 2013).

A modelagem é uma ferramenta que pode auxiliar na estimativa das perdas por interceptação. Sá et al. (2015), por exemplo, obtiveram resultados muito satisfatórios para a modelagem da estimativa de interceptação em Floresta Ombrófila Mista, utilizando os modelos de Gash e de Rutter.

Outro processo característico de perda de água que ocorre nas florestas é a transpiração. A água que infiltra e percola em solos sem vegetação atingindo profundidade maior que 30 cm dificilmente evaporaria, mas a presença da floresta faz com que a umidade armazenada em maior profundidade seja alcançada pelas raízes e perdida por transpiração (CHANG, 2003). Então, uma quantidade maior de água no solo está sujeita a transpiração ao invés de evaporação. Além disso, a área foliar total é várias vezes maior do que a superfície do solo coberta por floresta. Valores típicos de índice de área foliar para florestas estão entre 5 e 7 (FEDERER et al., 1996; BEADLE, 1997).

Neste sentido, diversos estudos mostraram que a evapotranspiração em bacias hidrográficas florestais é maior do que em aquelas caracterizadas por outro uso do solo. Então, o corte da floresta tende a diminuir a evapotranspiração e assim tem um potencial estimado em 10 a 65% para aumentar a produção de água no exutório (BOSCH & HEWLETT, 1982). Porém, mesmo que essa afirmativa seja verdadeira, isso pode causar efeitos muito negativos como perda de nutrientes, erosão do solo e deterioração estética do ambiente. A variação da temperatura, concentração de nutrientes, oxigênio dissolvido, pH da água também são alterados negativamente (ESCHNER & LARMOYEUX, 1963; BINKLEY & BROWN, 1993; BOLSTAD & SWANK, 1997).

A produção de sedimento também é controlada pela presença da floresta no sentido em que: a interceptação pela copa e serrapilheira diminuem a velocidade que a

gota da chuva atinge o solo; como a rugosidade da superfície do solo é maior, o escoamento superficial tem menor energia (CHANG, 2003).

A remoção da floresta na zona ripária tende a diminuir o fluxo de nutrientes para o rio, pois elimina a possibilidade de partes das árvores caírem no rio e diminui a quantidade de insetos e outros animais que são fonte de alimento e seus excrementos também. Esse efeito é muito significativo em rios de pequenas bacias florestais, onde a fotossíntese não é suficiente para prover energia de base para invertebrados aquáticos, bactérias e fungos.

Além disso, em pequenas bacias florestais, a zona ripária bloqueia a radiação solar que chegaria diretamente sobre a superfície do rio. Isso faz com que a variação de temperatura da água do rio seja menor do que a da temperatura do ar. E o aumento da temperatura e incidência de luz em pequenos rios de bacias florestais pode estimular a produção primária por comunidades microbianas, algas e invertebrados (BESCHTA et al., 1987; ROTH et al., 2010).

Subehi et al. (2010a) verificaram que bacias cuja cobertura vegetal é *Chamaecyparis obtusa* (*Hinoki forest*) com pouco manejo apresentam variações muito maiores na temperatura do rio do que aquelas com a mesma cobertura florestal, mas bem manejada. E as bem manejadas não apresentaram diferença significativa quanto a flutuação da temperatura do rio nas bacias com florestas de árvores de folhas largas (*broadleaf forest*).

2.3 MECANISMOS DE GERAÇÃO DE VAZÃO

A hidrologia é a ciência que estuda a água através do ciclo hidrológico. Os processos do ciclo hidrológico, por sua vez, são compostos por subprocessos. A vazão é um dos processos hidrológicos mais importantes que ocorrem em uma bacia hidrográfica. Para sua melhor compreensão, a vazão no rio pode ser separada em porções de acordo com o percurso que descreve para chegar ao rio. Assim, os componentes da vazão são classificados por Kulandaiswamy & Seetharaman (1969) como:

- Escoamento superficial: água que escoar sobre a superfície da bacia hidrográfica até um canal de drenagem (é computada a chuva que cai diretamente sobre o rio);

- Escoamento subsuperficial: água que infiltra no solo, e escoar lateralmente pelo solo até o rio;
- Escoamento subterrâneo (ou de base): água do aquífero que escoar para o rio.

O estudo dos mecanismos de geração de escoamento consiste na compreensão qualitativa e quantitativa de cada componente da vazão.

Horton (1933) foi pioneiro no estudo de geração de vazão, e criou o clássico conceito de geração de escoamento superficial (FREEZE, 1974). Horton descreve que a água proveniente da chuva infiltra no solo da bacia. A taxa de infiltração decresce com o tempo até atingir um valor limite, definido como capacidade mínima de infiltração, que é uma característica própria de cada solo. Sempre que a intensidade da chuva exceder a capacidade de infiltração, então se acumulará água na superfície, e gerará escoamento superficial (HORTON, 1933).

Esse conceito, conhecido como escoamento “hortoniano” (*overland hortonian flow*), se aplica muito bem em bacias hidrográficas de regiões semi-áridas e áridas com pouca cobertura vegetal e solo compactado, onde praticamente não há armazenamento pelo solo e a geração de vazão é dominada pelo escoamento superficial. Porém, para áreas com capacidade de infiltração maior e caracterizadas por cobertura vegetal, esse conceito não é identificado em campo. Santos (2009) verificou que a geração de escoamento superficial em uma bacia caracterizada por reflorestamento de Pinus não segue o padrão de escoamento “hortoniano”.

Assim, surgiram outros conceitos que se aplicam melhor a bacias hidrográficas mais heterogêneas e localizadas em regiões úmidas. Betson (1964) criou o conceito de área parcial de contribuição (*partial contribution area*) ao reconhecer que o escoamento superficial é gerado apenas em algumas áreas da bacia, e outras nunca ou raramente contribuem com o escoamento superficial. Hewlett (1961a, 1961b) definiu o conceito de área variável de contribuição, em que a área de geração de escoamento superficial é variável durante o evento de chuva. Além disso, através de medições em campo Tsukamoto (1963) e Amerman (1965) reconheceram a importância das características do solo, topografia e sua influência na geração de escoamento superficial.

Dunne & Black (1970a, 1970b) aprimoraram o conceito de área variável, introduzindo a ideia de escoamento superficial por saturação. Nessas áreas o escoamento superficial ocorre no solo saturado pelo aumento no nível freático alimentado pela chuva. Os parâmetros determinantes do processo são topografia, geologia e tipo de solo.

Em resumo, as principais teorias basicamente sobre o escoamento superficial são: escoamento “hortoniano”, área parcial de contribuição e área variável de contribuição (FREEZE, 1974).

O hidrograma é a representação gráfica dos valores de vazão no tempo. A separação das componentes do escoamento (análise do hidrograma) pode ser feita com base em parâmetros gráficos do próprio hidrograma, e características da bacia. Kulandaiswamy & Seetharaman (1969), utilizando o método de Barnes (1940), tentaram separar o hidrograma em 3 componentes: escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo. Porém, assim como Linsley & Ackermann (1942), apenas conseguiram diferenciar duas componentes, escoamento superficial e subterrâneo.

Podem ser utilizados também métodos baseados em concentração de traçadores químicos ou isótopos naturais na água proveniente de cada componente responsável pela geração de vazão (SKLASH, 1990). Ao utilizar essa técnica, considera-se que a água no rio é composta por uma mistura de duas partes: água “velha”, água que já estava no rio, proveniente do escoamento subsuperficial ou subterrâneo; e água “nova”, água da chuva ou do derretimento da neve no evento considerado. Então, devem ser medidas a vazão e as concentrações de traçador na água da chuva (nova), na água do rio antes (velha) e durante o evento de chuva. Resolvendo as Equações (1) e (2), baseadas na equação da continuidade e conservação de massa respectivamente, pode-se obter as frações de água “nova” e “velha” (SKLASH & FARVOLDEN, 1979).

$$Q_t = Q_n + Q_v \quad (1)$$

$$C_t Q_t = C_n Q_n + C_v Q_v \quad (2)$$

onde Q_t é a vazão total; Q_n é a fração de água “nova”; e Q_v é a fração de água “velha”, todas no exutório; e C_t , C_n e C_v são suas respectivas concentrações do soluto considerado.

Zektser (1963), Dincer et al. (1970) e outros autores obtiveram resultados satisfatórios através da aplicação de isótopos (oxigênio-18, deutério e trítio) para separação entre água “nova” e “velha”.

As técnicas para separação em 2 componentes computam o escoamento subsuperficial e subterrâneo juntos. Porém, o escoamento subsuperficial foi identificado por Hewlett & Hibbert (1967) e Kennedy et al. (1986) como componente importante na geração de vazão. Portanto, os estudos começaram a aplicar a separação em pelo menos

três componentes (DEWALLE et al., 1988; OGUNKOYA & JENKINS, 1993; BAZEMORE et al., 1994).

DeWalle et al. (1988) e Christophersen et al. (1990) foram motivados a estudar qual a maior fonte responsável pela geração de vazão para poder relacionar com a acidificação da água pelas concentrações de alumínio.

Outra técnica amplamente aplicada é a análise conjunta de *end-members* (EMMA – *End-Member Mixing Analysis*). Nesse método, considera-se que a composição química da água no rio pode ser analisada por uma mistura de determinados componentes *end-member* (traçadores geoquímicos) na água do solo (CHRISTOPHERSEN et al., 1990). Essa técnica utiliza mais traçadores do que a quantidade de componentes a determinar. Utilizando EMMA, Robson & Neal (1990) e Hooper et al. (1990) concluíram que a qualidade da água está intimamente relacionada à composição química do solo e é afetada pelos diferentes usos e coberturas.

O resultado da aplicação das técnicas descritas geralmente é o entendimento dos mecanismos de geração de vazão e as variáveis que os controlam/influenciam para a área de estudo em questão. As Figuras 2 e 3 exemplificam modelos conceituais específicos desenvolvidos para bacias florestais no Japão.

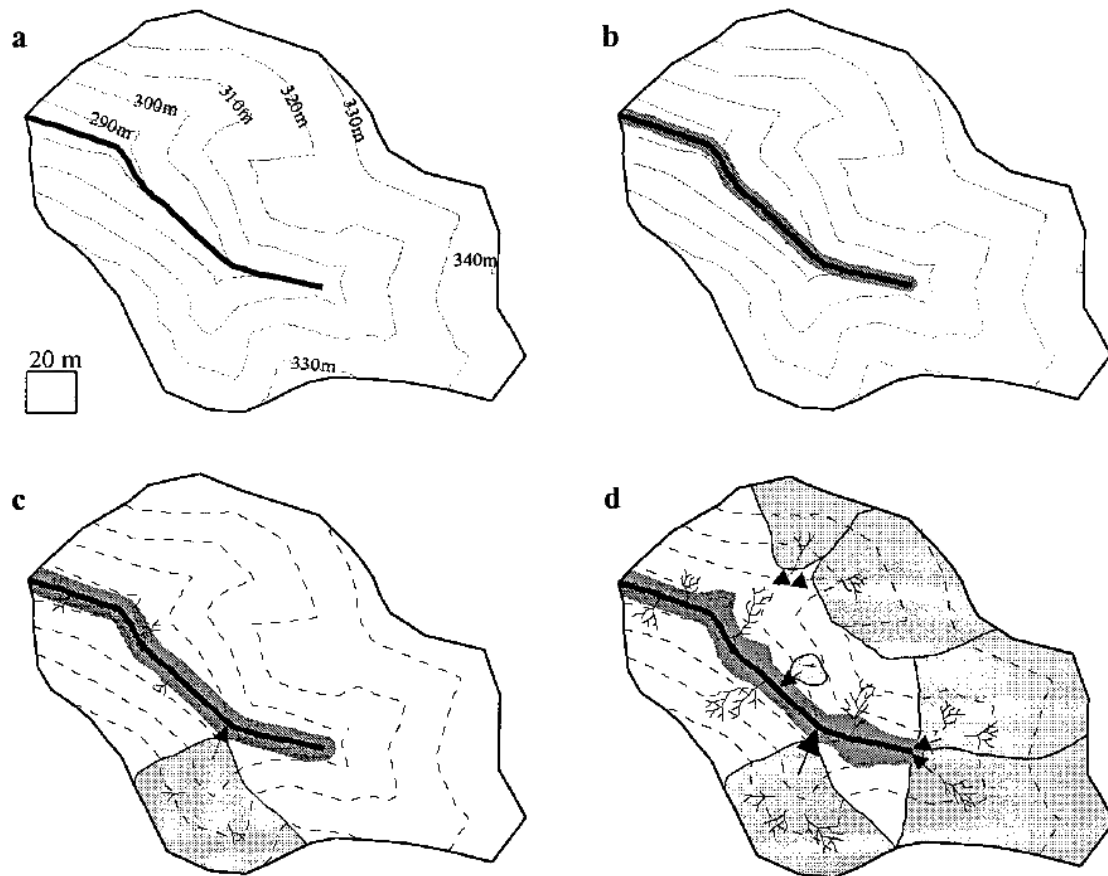


Figura 2 – Modelo conceitual hidrogeomorfológico das fontes e trajetórias da geração de vazão em uma sequência de aumento da umidade antecedente: (a) seco ($API_{30} = 0 - 12$ mm); (b) levemente úmido ($API_{30} = 18 - 25$ mm); (c) úmido ($API_{30} = 40 - 50$ mm); e (d) muito úmido ($API_{30} > 150$ mm) (Fonte: SIDLE et al., 2000). Nota-se que API é a sigla em inglês para Índice de Precipitação Antecedente (*Antecedent Precipitation Index*) e 30 refere-se ao índice calculado para os últimos 30 dias.

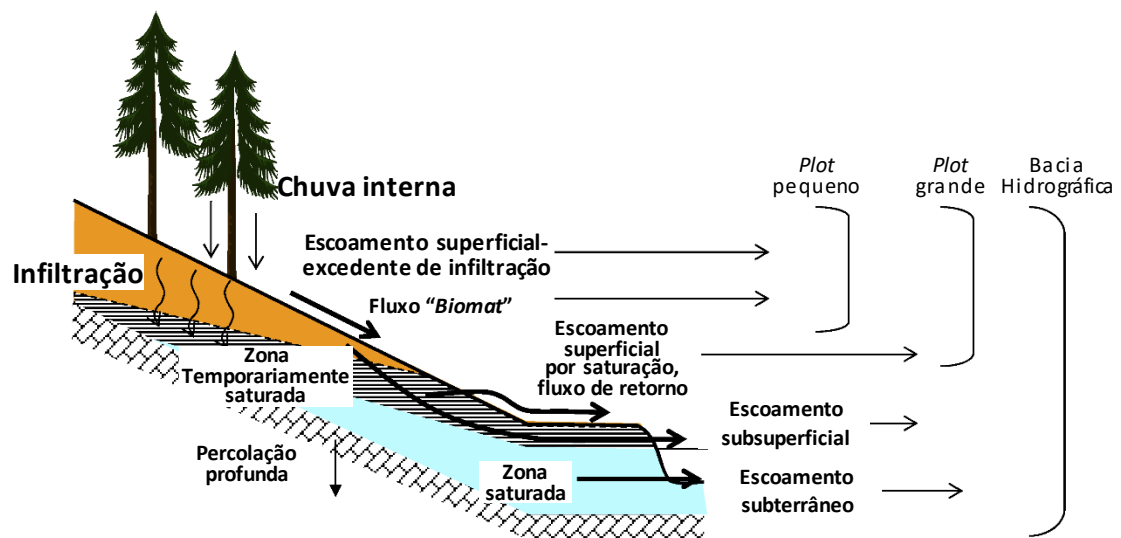


Figura 3 – Modelo conceitual das trajetórias do escoamento nas bacias de estudo de Gomi et al. (2010) (modificado de GOMI et al., 2010). Nota-se que Fluxo “Biomat” se refere ao escoamento que ocorre nos 3 cm superficiais do solo e Plot se refere à parcela de solo.

2.4 A VARIÁVEL TEMPERATURA NA BACIA HIDROGRÁFICA

Temperatura pode ser definida como a expressão da energia cinética das moléculas de um corpo, e a diferença de temperatura normalmente ocasiona a transferência de energia cinética (HILLEL, 1982).

A temperatura é uma informação por si só valiosa, pois é uma propriedade dos meios (água, solo, ar) que influencia todos os processos químicos, físicos e biológicos que neles ocorrem, e portanto, é um fator muito importante nos ecossistemas.

O balanço de calor no meio ambiente pode ser calculado considerando a bacia como sistema de controle, ou cada um dos compartimentos que a formam. Neste sentido, pesquisas vêm sendo desenvolvidas para estudar os fatores que controlam o comportamento da temperatura no solo, no rio e na bacia hidrográfica.

Brown (1969) obteve resultados satisfatórios ao propor adaptações na técnica do balanço de energia para estimativa de mudanças na temperatura da água em pequenos rios. O autor evidencia que estas modificações são necessárias pois pequenas bacias possuem menor capacidade de armazenamento de calor do que as grandes.

A análise do comportamento da temperatura nos diversos meios ou compartimentos da bacia têm sido feita com diferentes objetivos, como por exemplo: identificar parâmetros para estimativa ótima da faixa mínima de vegetação a ser mantida adjacente ao rio em bacias montanhosas utilizadas para reflorestamento (BRAZIER & BROWN, 1973) verificar a interação rio-aquífero (USGS, 2003; ANDERSON, 2005); estimar a percolação e características do hidrograma (início, vazão de pico e recessão) em rios efêmeros sem medição direta da vazão (CONSTANTZ & THOMAS, 1996; 1997; CONSTANTZ et al., 2001); estimar a extensão, o fluxo de água e o tempo de residência na zona hiporréica (COZZETTO et al., 2006; CRANSWICK et al., 2014); identificar os principais fatores que influenciam na temperatura do rio (CONSTANTZ, 1998), identificar as trajetórias do escoamento na bacia hidrográfica e separar o hidrograma.

A temperatura do solo é uma consequência dos processos de transferência de calor em seu interior e das trocas de calor entre a superfície do solo com a atmosfera. A influência da temperatura do solo e de sua capacidade de armazenar e transferir calor nos diversos processos químicos, físicos e biológicos que nele ocorrem é indiscutível (PREVEDELLO, 2010). A partir de um experimento que consistiu em medir a taxa de infiltração da água no solo durante 5 dias (Figura 4), é possível verificar que a temperatura influencia o movimento da água no solo (HORTON & GLOBUS, 2005).

Um avanço importante no entendimento das causas da diminuição da vazão em pequenos rios do tipo “*losing streams*” foi possível a partir do estudo de Constantz et al. (1994), que se baseou na variação da condutividade hidráulica de meios porosos com a temperatura. Os autores concluíram que a diminuição da vazão em trechos da ordem de 100 a 300 m de comprimento era devido à influência direta das variações diárias da temperatura da água do rio na condutividade hidráulica do leito do rio. Isso porque a condutividade hidráulica aumenta com a temperatura, e assim o fluxo do rio para o leito é maior, o que diminui a vazão. Até este trabalho, a diminuição da vazão era atribuída unicamente à perda por evaporação.

Em seguida, Constantz et al. (2003) comprovaram a aplicabilidade do calor (temperatura) como traçador para estimativa de fluxos entre rio e aquífero ao comparar sua eficácia com a do brometo.

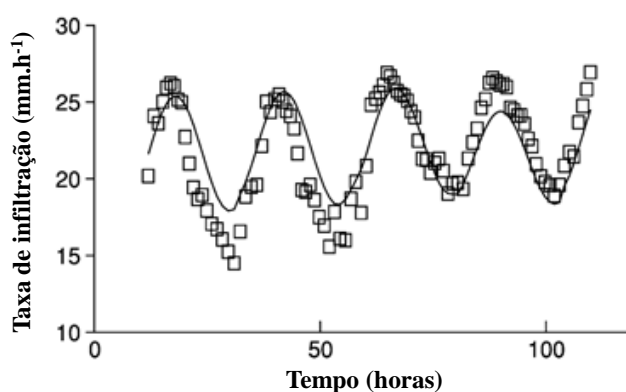


Figura 4 – Taxa de infiltração da água no solo em função do tempo. Quadrados indicam dados medidos e a linha sólida indica os valores calculados de taxa de infiltração a partir de um modelo que considera o efeito da temperatura na viscosidade da água (adaptado de HORTON & GLOBUS, 2005).

Os principais processos de transferência de calor no solo podem ocorrer por condução, convecção e radiação. Cada um desses processos possui características próprias e depende de diferentes fatores.

A condução se dá devido ao contato entre as partículas de solo e é se caracteriza por trocas de energia nos níveis molecular e atômico. Este processo é geralmente o mais importante na transferência de calor em solos secos, e é governado pelas propriedades térmicas do solo, que estão intimamente relacionadas com o conteúdo de água no solo (HILLEL, 2005). Já o processo de convecção, geralmente o mais importante nos solos úmidos, ocorre pelos fluidos em movimento (fluxo de massa) (PREVEDELLO, 2010).

Além dessas 3 maneiras de transferência de calor, cabe mencionar a transferência de calor latente. Um exemplo desse fenômeno composto é a destilação, que inclui absorção de calor para a evaporação (mudança de fase), seguida pelo movimento convectivo ou difusivo do vapor, e terminando com a perda de calor por conta da condensação (HILLEL, 1982).

A quantidade de calor que pode ser transferida por condução no solo, depende: de sua condutividade térmica, κ ; e de seu calor específico volumétrico c_v (que é igual ao produto ρc_m) (Equação 3 – 2ª Lei da condução de calor).

$$\rho c_m \partial T / \partial t = -\nabla \cdot (\kappa \nabla T) \quad (3)$$

onde ρ é a massa específica do meio; c_m é o calor específico gravimétrico; $\partial T / \partial t$ é a taxa de mudança de temperatura com o tempo; e, κ é a condutividade térmica do meio.

Como o solo é um sistema constituído por diversos componentes (matriz mineral, água e ar), seu calor específico é considerado como a média ponderada dos calores específicos de suas fases constituintes. Normalmente o termo relativo a fração de fase gasosa é desprezado tanto no cálculo do calor específico gravimétrico como no volumétrico, pois no primeiro, a fração gravimétrica é praticamente nula, e no segundo, porque a massa específica do ar é baixa (HILLEL, 1982).

O conteúdo de água no solo afeta essas duas propriedades térmicas do solo (KERSTEN, 1949). O calor específico será função do conteúdo de água, no caso de serem consideradas constantes as frações volumétricas minerais e orgânicas (FAROUKI, 1981). A condutividade térmica do solo tende a aumentar quando ocorre umedecimento do solo, pois a presença de água envolvendo as partículas sólidas acarreta um aumento efetivo da seção de contato capaz de propagar calor. Porém, a continuação do umedecimento desse solo tende a acarretar em um aumento de sua capacidade armazenadora (c_v), comparativamente à condução (κ). Portanto, o aumento da condutividade térmica do solo é maior no início do umedecimento e depois tende a ficar constante. A difusividade térmica ($D = \kappa / c_v$) também é função do conteúdo de água (PREVEDELLO, 2010).

A temperatura do solo varia continuamente em resposta ao regime meteorológico que age na interface solo-atmosfera (Figura 5). A representação matemática mais simples da variação natural do regime térmico do solo é assumir que a temperatura em cada profundidade varia segundo uma função harmônica pura (senoidal) do tempo em torno de um valor médio (Equação 4) (HILLEL, 1982).

$$T(z,t) = \bar{T} + A_z \text{sen}[\omega t + \phi(z)] \quad (4)$$

onde $T(z,t)$ é a temperatura do solo em função do tempo t na profundidade z ; \bar{T} é a temperatura média no período; A_z é a amplitude da flutuação da temperatura (variação da temperatura máxima ou mínima em relação à média); ω é a frequência radial que é 2π vezes a frequência considerada. No caso do intervalo diário, o período é de 86.400 s, então $\omega = 2\pi/86.400 = 7,27 \cdot 10^{-5}/\text{s}$. A_z e Φ são funções de z .

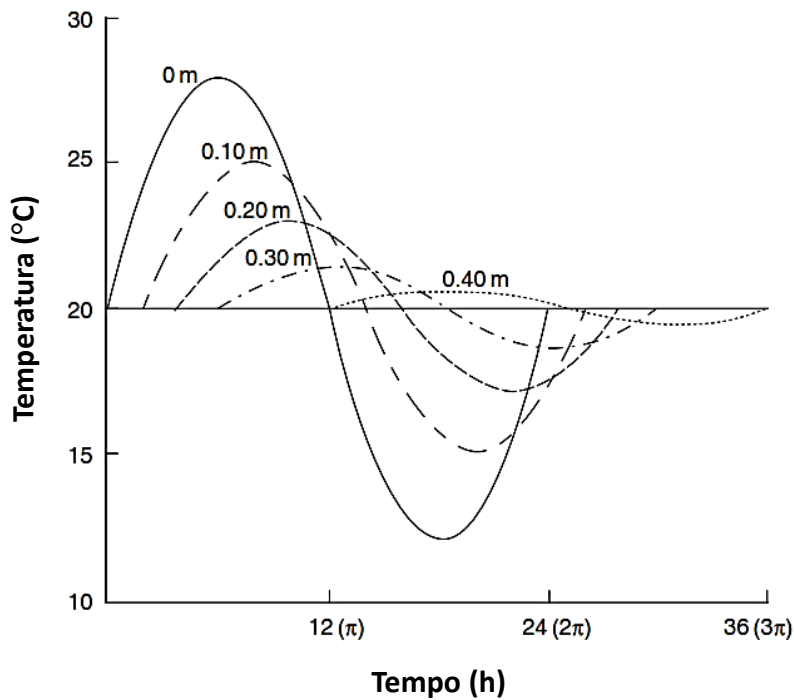


Figura 5 – Variação teórica da temperatura do solo com o tempo em várias profundidades (adaptado de HILLEL, 2004).

Existem diversas maneiras de controlar a temperatura do solo. A aplicação de coberturas no solo, como por exemplo folhas secas, ou realização de aragem são atividades utilizadas para controlar o regime térmico do solo. Ainda que não especificamente com essa finalidade, a irrigação e drenagem também tem efeito sobre a temperatura do solo (HILLEL, 2004). A sombra da cobertura vegetal diminui a temperatura média do solo (MONTEITH & UNSWORTH, 2013).

Nos ecossistemas aquáticos, a temperatura da água também é um dos fatores abióticos mais importantes no controle de, por exemplo: taxas de metabolismo, crescimento, processos enzimáticos e decomposição, solubilidade de gases, assim como interações e processos bióticos (SUBEHI et al., 2009; BESCHTA et al., 1987).

Então, o efeito ecológico da temperatura é vital na distribuição espacial e padrão de abundância de organismos ectotérmicos (HAWKINS et al., 1997; LOWE &

HAUER, 1999; EBERSOLE et al., 2001). Por conta disso, surgiu uma preocupação a respeito do lançamento de efluentes com temperatura distinta da água do corpo hídrico receptor. Nesse sentido, Walker & Lawson (1977) desenvolveram, para uma bacia hidrográfica na Austrália, modelos de previsão da temperatura da água do rio tendo como dados de entrada a altitude do local e a temperatura do ar, ou a temperatura de um trecho à montante ou de um afluente.

Mohseni et al. (1998) e Mohseni & Stefan (1999) também encontraram bons ajustes entre temperatura atmosférica e da água do rio em escala semanal, porém não como modelos lineares, mas sim em forma de S (“*S-shaped*”) (Figura 6).

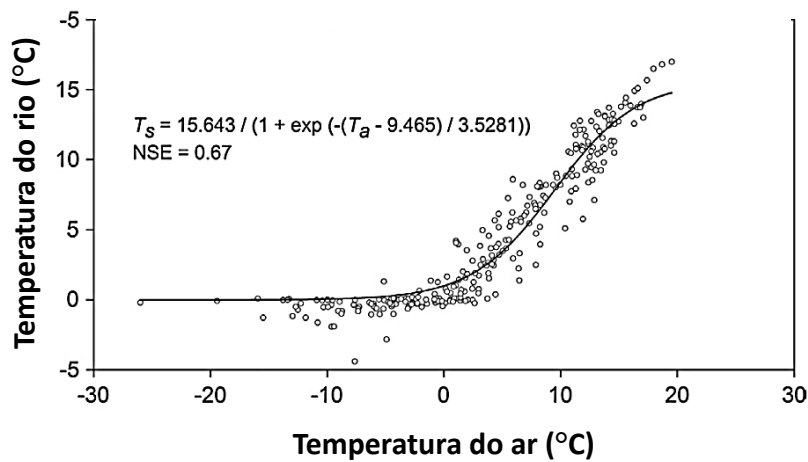


Figura 6 – Relação entre temperatura média semanal do rio e atmosférica. NSE: coeficiente de eficiência Nash–Sutcliffe (adaptado de WAGNER et al., 2014).

Edinger et al. (1968) mostraram que para médias de períodos moderadamente longos (semana, mês) a diferença entre a temperatura de equilíbrio (*temperature-equilibrium*) e a temperatura da água do rio é pequena. Uma relação linear significativa entre essas mesmas duas variáveis foi encontrada por Bogan et al. (2003; 2004) principalmente na escala temporal de semana ou maior.

Temperatura de equilíbrio consiste em uma simplificação do balanço de calor em um trecho de rio, pois conforme Edinger et al. (1968), é a temperatura da água quando a soma de todos os fluxos de calor através da superfície da água é nula. Enquanto que, na realidade, se sabe que outros processos de troca de calor com o leito do rio e de componentes de entradas e saídas de água devido ao próprio movimento da água do rio para jusante e mecanismos de geração de vazão também influenciam (Figura 7).

Sendo assim, sustenta-se a hipótese de que, em períodos mais curtos (sub-horário, horário, diário, ou até mesmo em eventos de chuva), o efeito do fluxo de calor entre a superfície da água e a atmosfera não é dominante sobre os outros fluxos. Além disso, Stefan & Preud'homme (1993) mostraram que na regressão linear entre temperatura do rio e do ar para períodos mais curtos (por ex.: diários) é necessário incluir uma defasagem temporal na análise. Além disso, Subehi et al. (2010b) também comprovaram que no Japão a temperatura da água do rio em bacias com área entre 0,5 e 100 ha sofre influência significativa muito maior de sua vazão específica do que da temperatura do ar.

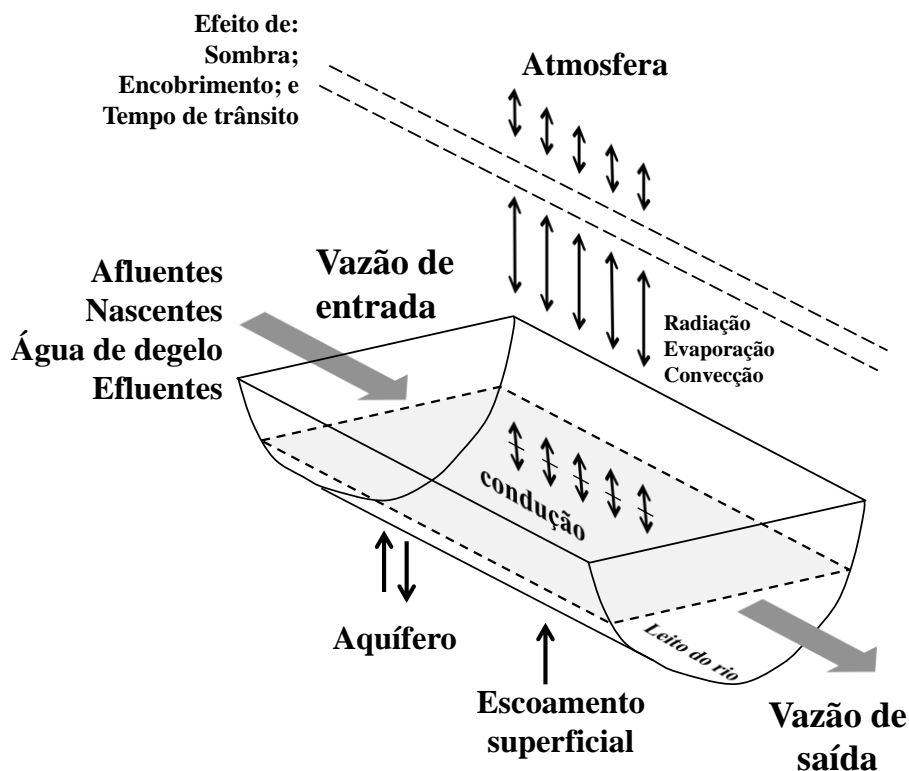


Figura 7 – Esquema dos fluxos de calor de entrada e saída em um trecho de rio.

Além disso, a topografia do leito do rio e as estruturas geomorfológicas fluviais (por exemplo, meandros e barras) também influenciam significativamente a interação entre rio e aquífero (fluxo hiporréico) (Figura 8), e por consequência a temperatura da água do rio (BUFFINGTON & TONINA, 2008).

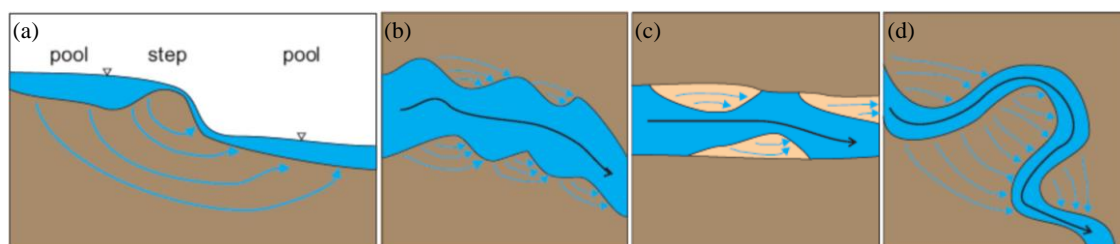


Figura 8 – Padrões de fluxo hiporréico devido à presença de transições hidráulicas (degrau, estreitamento e alargamento de seção) e alterações na forma do canal fluvial. a) Topografia do leito com presença de step-pool; b) Alterações na largura da seção; c) Fluxo hiporréico através de barras de sedimento localizadas nas margens do canal; d) Sinuosidade do canal. Fonte: UK Environment Agency (2009).

2.4.1 Temperatura como traçador

Traçador pode ser definido como qualquer espécie (química ou biológica) utilizada para descrever o comportamento de um determinado sistema ou de um componente (SILVA et al., 2009). Em hidrologia, por exemplo, traçador pode ser definido matéria ou energia que está dissolvida ou suspensa na água e auxilia na descrição de seu fluxo (DAVIS et al., 1980).

Existem diversas classificações e tipos de traçadores, mas em geral, os traçadores podem ser classificados em: (i) naturais, que são componentes inerentes ao sistema sob estudo; e (ii) artificiais, que são injetados/adicionados ao sistema (LEIBUNDGUT et al., 2009). São exemplos de traçadores artificiais: Compostos orgânicos e inorgânicos, tais como: pigmentos, sais e outros compostos como os fluocarbonados; entidades biológicas, como esporos; bactérias e vírus (LEIBUNDGUT et al., 2009; SILVA et al., 2009). Os traçadores naturais, também conhecidos como ambientais, podem ser isótopos estáveis ou radioativos, gases nobres, compostos geoquímicos e parâmetros físico-químicos (LEIBUNDGUT et al., 2009).

Cabe ressaltar que é ideal que os traçadores possuam as seguintes propriedades: (i) Boa solubilidade para aderir bem à fase de estudo; (ii) Detecção inequívoca e em concentrações mínimas; (iii) Ser conservativo e estável; e (iv) Não ser tóxico ou interagir com o ambiente deixando resíduos (LEIBUNDGUT et al., 2009).

Neste sentido, a temperatura (calor) da água nos diversos componentes da bacia hidrográfica e do ciclo hidrológico se apresenta grande potencial para ser utilizada como traçador em hidrologia. A temperatura da água pode ser medida com boa precisão, em alta frequência e a baixo custo. Além disso, não há necessidade de injetar nada no sistema, portanto não há possibilidade de contaminações (CONSTANTZ et al., 2003; BIRKINSHAW & WEBB, 2010). A maior dificuldade seria quanto à propriedade de ser

conservativo e estável, porém, diversos pesquisadores têm considerado temperatura e concentração de solutos como traçadores conservativos em análises de curto prazo (LISCHEID et al., 2002).

O uso de temperatura como traçador na hidrologia teve início em estudos sobre o entendimento da interação entre rio e aquífero e da estimativa do fluxo subterrâneo. Constantz (2008) apresenta uma revisão sobre este assunto, que é um dos temas que concentra a maior parte dos trabalhos sobre uso de temperatura como traçador em hidrologia, e evidencia que este tema tem potencial para dar origem a um campo de estudo chamado “ciência do leito de rio” (“*streambed science*”) que seria comparável à ciência do solo em termos de interesse e importância no entendimento do ciclo hidrológico.

Existem também trabalhos que analisaram as variações da temperatura do rio em escala de temporal de evento hidrológico no intuito identificar a procedência da água que chega no rio e separá-lo em subterrâneo, subsuperficial e superficial. Esses estudos iniciaram e são mais comuns em bacias onde há ocorrência de degelo. Kobayashi (1985) concluiu que o escoamento em uma bacia hidrográfica japonesa recebia água aquecida pelo solo, pois a água do rio durante o degelo apresentava temperatura maior do que 0°C durante o derretimento de gelo.

Shanley & Peters (1988) publicaram um dos trabalhos mais citados e pioneiros, o qual utilizou temperatura como traçador para identificar as fontes de água que contribuíam para a geração de vazão durante eventos de chuva. Com base na análise de medições de temperatura do ar (pode ser adotada como temperatura da água da chuva), da água no rio e no solo, concluíram que dependendo das condições de umidade antecedente da bacia, os mecanismos de geração de resposta iniciais podem ser chuva diretamente sobre o canal ou proveniente do escoamento subterrâneo.

Kobayashi et al. (1999) analisaram medições de temperatura da água no rio e em diferentes profundidades do solo para identificar a origem dos principais contribuintes da vazão durante eventos de chuva em uma pequena bacia no Japão. E puderam concluir que a maior contribuição do escoamento subsuperficial para a geração de vazão ocorre na profundidade de 1,8 m.

A influência das características dos eventos de chuva-vazão na temperatura da água do rio em uma bacia dos Alpes franceses foi investigada por Brown & Hannah (2007). Os autores encontraram relação estatisticamente significativa entre alteração na temperatura da água do rio e as características de total de chuva e intensidade do pico do

evento. Eles argumentam ainda que durante os eventos de chuva ocorre uma queda na incidência de radiação solar e da temperatura atmosférica, porém esses fatores não podem ser considerados como causa da queda na temperatura do rio, pois essa queda ocorreu praticamente concomitantemente com o aumento de vazão (Figura 9). Com relação à umidade antecedente na bacia, Brown & Hannah (2007) não encontraram relação significativa, porém cabe ressaltar que a bacia de estudo apresenta solos rasos e pouco desenvolvidos. Além disso, eles concluíram que a influência da chuva na temperatura da água do rio é mais evidente nos rios de degelo.

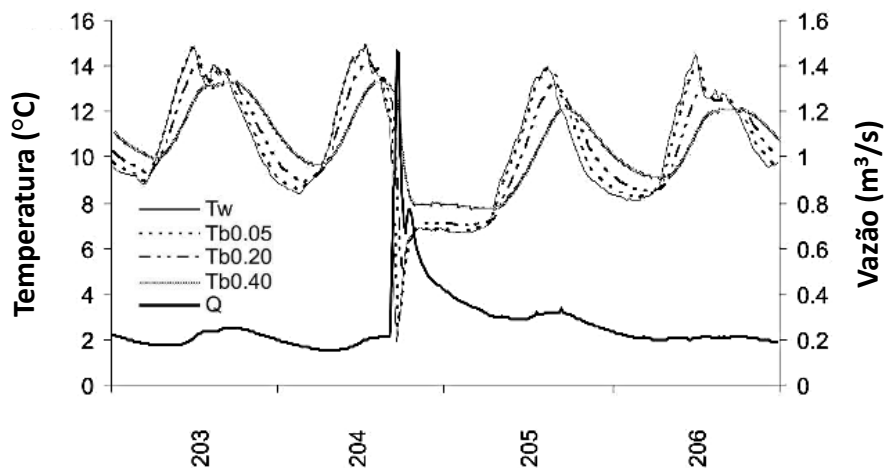


Figura 9 – Comportamento da vazão (Q), temperatura a água do rio (T_w) e em nas profundidades de 0,05, 0,20 e 0,40 m no leito do rio ($T_{b0.05}$, $T_{b0.20}$ e $T_{b0.40}$, respectivamente) (adaptado de BROWN & HANNAH, 2007).

Birkinshaw & Webb (2010) uniram a medição de temperatura no rio e no solo com a modelagem física (modelo SHETRAN) e demonstraram que a profundidade em que ocorre o escoamento subsuperficial em direção ao rio é de 3,7 m.

Subehi et al. (2009, 2010a) investigaram a influência do tamanho da bacia na relação entre a temperatura do rio e do ar, e concluíram que o comportamento da água do rio é dominado pela trajetória e mecanismo de transferência da água da chuva até o rio. Isso porque não encontraram um modelo estatístico significativo entre a razão da temperatura do ar e do rio e a área da bacia.

A influência da declividade da bacia nas variações de temperatura foi verificada por Subehi et al. (2010b). Esses autores analisaram o sentido das curvas de histerese da temperatura da água do rio em relação a vazão específica de bacias japonesas, e puderam inferir que as bacias com maior declividade têm maior contribuição do escoamento subterrâneo profundo do que do subsuperficial em períodos mais chuvosos.

Na Tabela 1 apresenta-se um resumo dos principais trabalhos que utilizaram temperatura como traçador para separar a vazão ou para fazer inferências sobre as principais fontes e trajetórias dos componentes que forma o escoamento no rio.

Tabela 1 – Resumo dos trabalhos que utilizaram temperatura (ou calor) como traçador em estudos de mecanismos de geração de vazão.

Autores	Bacia Hidrográfica				Métodos complementares	Intervalo de medição	Escala temporal da análise	Principal conclusão
	Nome	País	Área (ha)	Declividade				
Kobayashi (1985)	Moshiri	Japão	1140	0,2 a 0,25	-	-	-	A vazão na bacia vem da água aquecida pelo solo; a maior contribuição do escoamento subsuperficial para a geração de vazão ocorre na profundidade de 1,8 m.
Shanley & Peters (1988)	Panola Mountain	EUA	41		Concentração de SO_4^{2-} , O^{18} e alcalinidade	5 min (durante os eventos entre 1min e 10 s)	evento	Condições de umidade antecedente da bacia são determinantes dos mecanismos de geração de resposta
Kobayashi et al. (1999)	Moshiri e 2 bacias embutidas	Japão	1140; 128; 17	0,2 a 0,25	Condutância específica		evento	Conceito geral sobre as trajetórias dos mecanismos de geração de vazão
Sidle et al. (2000)	4 subbacias da bacia Hitachi Ohta	Japão	2,48; 0,84; 0,25; $4,5 \cdot 10^{-3}$	0,25 a 0,51	Traçadores e corantes (trabalhos anteriores)		evento	Relação clara entre os mecanismos de resposta e a umidade antecedente da bacia
Webb et al. (2003)	4 subbacias da Exe	UK	210 a 60100		-	1 h	média horária, diária, mensal (durante 5 anos)	Existe relação significativa entre temperatura do ar e do rio, e a vazão também influencia a temperatura do rio
Brown & Hannah (2007)	Taillon–Gabiétous basin	França	770	30°–70°	-	15 min	evento	Características da chuva, pico de vazão e condições de umidade antecedente controlam as diferenças espaciais e temporais na resposta térmica do rio aos eventos de chuva.
Subehi et al. (2009)	Kochi 3; Kochi 8; 28 bacias	Japão	4,9; 0,6; de 0,1 a 1800		-	30 min; 5 min	1 ano (média móvel de 7 dias); eventos	O escoamento subsuperficial influencia significativamente a temperatura do rio durante eventos de chuva
Birkinshaw & Webb (2010)	Slapton Wood	UK	94	0,05 a 0,25	Modelagem de fluxo de água e calor em escala de bacia SHETRAN	15 min	evento	A profundidade mais provável do escoamento subsuperficial é 3,7 m
Subehi et al. (2010a)	Kochi 3; Kochi 8; 28 bacias	Japão	4,9; 0,6; de 0,5 a 100	0,08 a 0,56	-	30 min; 5 min	1 ano (média móvel de 7 dias); eventos	O tipo e o manejo da floresta influenciam na variação da temperatura do rio.
Subehi et al. (2010b)	16 bacias	Japão	0,6 a 56	0,08 a 0,56	-	5 min	evento	Variações na temperatura do rio tem maior relação com variações na vazão do que na temperatura atmosférica

2.5 MODELAGEM DO FLUXO DE ÁGUA NO SOLO

A dinâmica da água no solo é questão central nos tópicos que envolvem fluxo de água, calor e solutos que são fundamentais para descrever os processos físicos que ocorrem no solo e nos aquíferos (FERRÉ & WARRICK, 2005). O estudo do fluxo de água nos meios porosos pode ser dividido em fluxo em meios saturados (aquíferos) e não-saturados, sendo que na zona vadosa existe a necessidade de considerar a formulação para os dois estados de saturação. Além disso, tanto saturado como não-saturado podem ocorrer em regime estacionário ou transiente (HILLEL, 1982).

A equação de Darcy descreve o fluxo de água no meio poroso em condição saturada, ou seja, os poros totalmente ou quase que totalmente preenchidos por solução aquosa. A forma unidimensional da equação de Darcy pode ser escrita como:

$$Q = -A \frac{k\rho g}{\mu} \frac{H}{\Delta L} \quad (5)$$

onde Q é a vazão (fluxo) (L^3/T); A é a área da seção transversal perpendicular ao fluxo (L^2); k é a permeabilidade intrínseca (L^2); ρ é a densidade do fluido (M/L^3); g é a aceleração gravitacional (L/T^2); μ é a viscosidade dinâmica do fluido (M/LT); H é o potencial total do fluido no meio poroso, definido pela soma do potencial matricial e posição ($h + p$) (L); e L é a distância na direção do fluxo (L).

A Equação 5 pode ser reescrita em termos de densidade de fluxo ($q = Q/A$), na forma diferencial (Equação 6). O coeficiente condutividade hidráulica saturada, K_s , traduz a interação entre a habilidade do meio de transmitir o fluido (k), a resistência do fluido ao fluxo (μ e ρ) e a aceleração da gravidade. Também pode-se apresentar a Equação 6 para o fluxo horizontal (Equação 7) e vertical (Equação 8).

$$q = -K_s \left(\frac{dH}{dx} + \frac{dH}{dy} + \frac{dH}{dz} \right) \quad (6)$$

$$q_x = -K_s \frac{dh}{dx} \quad (7)$$

$$q_z = -K_s \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right) \quad (8)$$

onde q é a densidade de fluxo (L/T); K_s é a condutividade hidráulica saturada, (L/T); z é a profundidade positivo para cima (L).

Buckingham (1907) generalizou a Equação 6 para o fluxo em meio poroso não saturado (Equação 9), denominada *equação de Darcy-Buckingham*. Hillel (2004) evidencia que a condutividade hidráulica pode ser considerada a diferença mais importante entre o fluxo em meio saturado e não saturado. Quando o solo está saturado, todos os poros estão preenchidos e K tem valor máximo. Já quando ocorre a secagem, alguns poros se enchem de ar e K diminui.

$$q = -K(\theta) \left(\frac{dH}{dx} + \frac{dH}{dy} + \frac{dH}{dz} \right) \quad (9)$$

onde θ é a umidade volumétrica do solo (L^3/L^3).

Então, a principal diferença entre a Equação 6 e a Equação 9 é o fato de a condutividade hidráulica e o potencial matricial (parte do potencial total da água no solo) serem função da umidade volumétrica do solo.

No intuito de considerar a situação transiente, utiliza-se a equação da continuidade, que estabelece a conservação de massa. A Equação 10 é denominada a equação da continuidade para a densidade de fluxo de água no solo (LIBARDI, 2010).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (10)$$

A combinação entre as equações 9 e 10 resulta na equação diferencial geral que rege o movimento da água no solo, também denominada equação de Richards (RICHARDS, 1931), para o fluxo horizontal (Equação 11) e vertical (Equação 12).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] \quad (11)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (12)$$

onde ψ é o potencial matricial da água no solo ($H = p + \psi$) (L), sendo que p é o potencial gravitacional (L).

A equação da Richards também pode ser escrita nas seguintes formas:

(i) Com base na umidade volumétrica (θ):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla D(\theta) \nabla \theta - \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \quad (13)$$

(ii) Com base no potencial matricial (ψ):

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla K(\psi) \nabla \psi - \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \quad (14)$$

(iii) Forma mista:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla K(\psi) \nabla \psi - \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \quad (15)$$

onde z é a profundidade, t é tempo, θ é a umidade volumétrica do solo; ψ é o potencial matricial da água no solo; K é a condutividade hidráulica do solo; $D(\theta) = K(\theta)/C(\Psi)$ é a difusividade hidráulica; $C(\Psi)$ é a capacidade específica, representada pela derivada da umidade em função da tensão ($d\theta/d\Psi$).

Então, a equação de Richards é utilizada frequentemente na modelagem para descrever o fluxo de água no solo não saturado. Em condições de saturação variáveis, a equação de Richards para o fluxo tridimensional caracteriza-se por uma mistura de comportamento hiperbólico-elíptico. Sendo que o comportamento hiperbólico ocorre durante a secagem, e o elíptico durante a saturação (Mansell et al., 2002).

Houve diversas tentativas de resolver a equação de Richards utilizando métodos analíticos (solução direta de equações diferenciais), métodos semi-analíticos (estes contêm algumas funções ou integrais que precisam ser resolvidas utilizando métodos numéricos) e métodos numéricos (ŠIMŮNEK, 2005).

Os modelos que possibilitam a resolução analítica são mais fáceis e simples de lidar do que os de resolução numérica, requerem menos parâmetros, e demonstram relação direta entre os parâmetros de entrada e saída (DASBERG & OR, 1999). Porém, Šimůnek (2005) ressalta que as soluções analíticas requerem simplificações para serem obtidas, por exemplo, domínio homogêneo e de geometria relativamente simples e as condições iniciais e de contorno constantes ou muito simplificadas. O fato de permitirem solução exata pode ser considerado uma vantagem ambígua, pois muitas soluções analíticas levam a formulações complicadas que incluem séries infinitas e/ou integrais que só tem solução numérica (ŠIMŮNEK, 2005). Apesar dessas limitações, as soluções analíticas podem trazer resultados satisfatórios (TRACY, 2007).

Os métodos semi-analíticos são aplicáveis a uma maior variedade de problemas do que as soluções analíticas, apesar disso, os problemas devem ser relativamente simples. Eles consistem em resolver uma parte do problema analiticamente e o restante numericamente (SUBBAIAH, 2013).

Nesse sentido, o fato de a condutividade hidráulica e a difusividade hidráulica serem função da umidade do solo torna a equação de Richards fortemente não-linear (JU & KUNG, 1997; ARAMPATZIS et al., 2001; LAI & OGDEN, 2015).

Portanto, a maioria das soluções dos problemas de processos de redistribuição e drenagem de água no solo com a equação de Richards aplica métodos numéricos (ŠIMŮNEK, 2005), e muitos algoritmos foram propostos (CLEMENT et al., 1994; KAVETSKI et al., 2002). Diversos esquemas numéricos tem sido utilizados para resolver os problemas de fluxo variavelmente saturado, por exemplo: método de diferenças finitas (FREEZE, 1971; RATHFELDER & ABRIOLA, 1994), método integrado de diferenças finitas (NARASIMHAN & WITHERSPOON, 1976), método de elementos finitos (THERRIEN & SUDICKY, 1996) e método de elementos finitos de contorno (PULLAN & COLLINS, 1987).

Hillel (2004) enfatiza que os modelos numéricos são vantajosos no sentido em que permitem incluir sistemas mais complexos e heterogêneos, condições iniciais e de contorno variáveis e fronteiras irregulares. Além disso, não requerem a linearização da equação de Richards e permitem o uso de curva de retenção de água no solo (também conhecida como curva característica de água no solo) e condutividade mais realistas como as de van Genuchten–Mualem (MUALEM 1976; van GENUCHTEN 1980).

Assim, com o avanço do entendimento conceitual e da descrição matemática do fluxo e balanço de energia na superfície, do movimento da água, do transporte de soluto/nutriente, do fluxo de vapor e calor e da absorção pelas raízes, surgiram modelos que agregam o cálculo desses processos (ŠIMŮNEK, 2005; SUBBAIAH, 2013). São exemplos de modelos: DAISY (HANSEN et al., 1990), TOUGH2 (*Transport of Unsaturated Groundwater and Heat*) (PRUESS, 1991), SHAW (*Simultaneous Heat and Water Model*) (FLERCHINGER et al., 1996), SWAP (*Soil-Water-Atmosphere-Plant*) (van DAM et al., 1997), HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK et al., 1998), UNSATH (*Unsaturated Soil Water and Heat Flow Model*) (FAYER, 2000) e COUP (*Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems*) (JANSSON & KARLBERG, 2001). Dentre os citados, vários modelos podem ser utilizados para o cálculo de processos altamente não-lineares associados com o ciclo de congelamento e derretimento de neve (ex. DAISY, SHAW, e COUP).

2.5.1 Modelo HYDRUS

Segundo Šimůnek et al. (1999), o programa HYDRUS-2D é uma ampliação dos códigos SWMS_2D (ŠIMŮNEK et al., 1994) e CHAIN_2D (ŠIMŮNEK & van GENUCHTEN, 1994) para cálculo de fluxo em meio de saturação variável. Os dois últimos, por sua vez foram parcialmente baseados no trabalho de resolução numérica de Vogel (1987) e dos primeiros trabalhos de desenvolvimento do modelo UNSAT2. Em 2007, o modelo foi aprimorado para permitir o cálculo do fluxo tridimensional HYDRUS-2D/3D, e é continuamente atualizado e são realizadas correções de possíveis erros.

O HYDRUS pode ser aplicado para simular o fluxo uni, bi e tridimensional de água, calor e vários solutos em meio saturado e não saturado. O HYDRUS-1D é uma versão gratuita e de código livre, já o HYDRUS-2D/3D é comercializado. Ambos podem ser utilizados em sistema Windows. Em todas as versões do HYDRUS, as derivadas espaciais são aproximadas utilizando os esquemas lineares de elementos finitos de Galerkin, e as derivadas temporais são aproximadas utilizando diferenças finitas (ŠIMŮNEK et al., 2007).

O modelo resolve a equação de Richards para fluxo de água e a equação de convecção-dispersão para transporte de calor e soluto. Além disso, permite considerar a absorção de água pelas raízes, o crescimento das raízes e o transporte de CO₂. A equação de transferência de calor considera o transporte devido a condução e convecção com o movimento da água (ŠIMŮNEK et al., 1999).

Scanlon et al. (2002) compararam as características e desempenho de diferentes modelos (HELP, HYDRUS-1D, SHAW, SoilCover, SWIM, UNSATH e VS2DT) para simular balanço hídrico. Em geral os modelos apresentaram bom desempenho para simular o armazenamento de água no solo, sendo que o HYDRUS-1D apresentou um dos melhores ajustes (Figura 10).

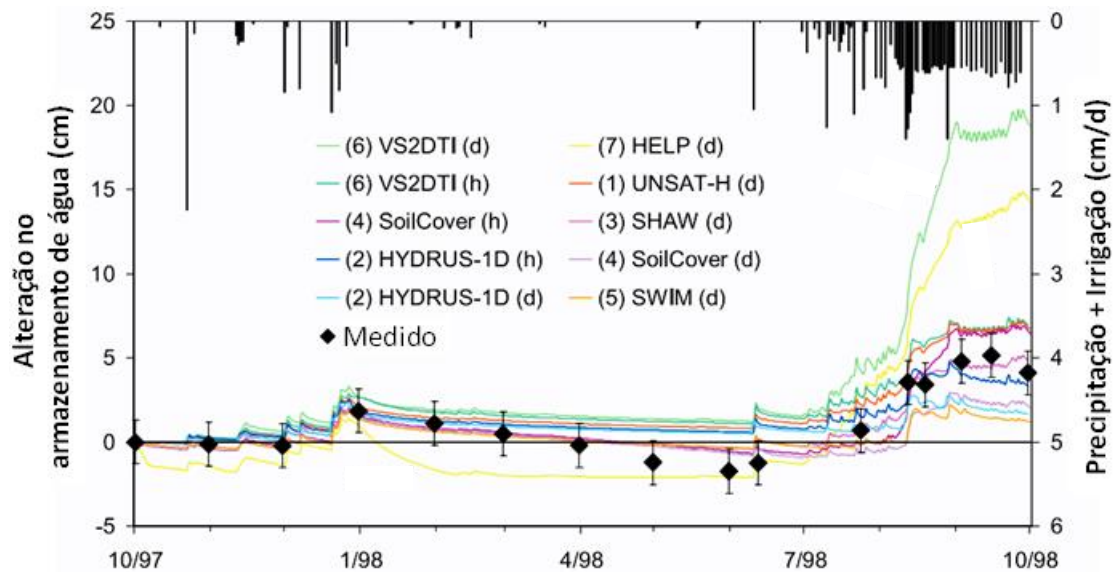


Figura 10 – Comparação entre dados medidos de armazenamento de água e simulados pelos diversos modelos (adaptado de SCANLON et al., 2002). Nota: h e d indicam discretização horária e diária, respectivamente. As barras de erro representam 2 vezes o desvio padrão e são correspondentes a incerteza inerente às medições.

O modelo HYDRUS foi aplicado em diferentes cenários, como por exemplo: agricultura e contaminação de solo e água subterrânea. Khalil et al. (2006) utilizaram HYDRUS-1D para verificar sua potencialidade para detectar o plano de fluxo zero (PFZ) em zonas não saturadas e a possibilidade de traçar o movimento no PFZ sob condições de disponibilidade variável de água. Os dados simulados de potencial total apresentaram bom ajuste aos medidos.

A agricultura é uma das áreas que tem diversos estudos e aplicações do HYDRUS. Fares et al. (2001), por exemplo, verificaram o desempenho da irrigação por gotejamento em 3 tipos de solo sem dados experimentais, e Skaggs et al. (2004) encontraram bons resultados, ao comparar as simulações do HYDRUS com dados medidos em um experimento também de irrigação por gotejamento em apenas um tipo de solo. Kandelous & Šimůnek (2010) e Bufon et al. (2012) também concluíram que o HYDRUS-2D é uma ferramenta potencial para avaliar estratégias de irrigação por gotejamento superficial e subsuperficial.

Persicani (1993) obteve resultados satisfatórios ao verificar a vulnerabilidade de solos com texturas diferentes quanto a lixiviação do herbicida Atrazina até o aquífero com o HYDRUS. Foram comparados 5 modelos, e apenas o HYDRUS e o TETrans conseguiram representar os dados medidos. O transporte de fósforo em uma coluna de solo saturado também pôde ser satisfatoriamente representado por simulações com o modelo HYDRUS-3D (NASERI et al., 2011). Boivin et al. (2006) verificaram que o transporte de pesticidas é controlado principalmente por processos específicos de cada local. Além disso, enfatizaram a

maior adequação das simulações das concentrações químicas quando considerada a *dual-porosity*.

O transporte de calor no solo em uma área de irrigação por gotejamento subsuperficial também foi simulado satisfatoriamente por meio do uso do HYDRUS-2D por Wang et al. (2013).

Ghahramani & Ishikawa (2013) utilizaram o HYDRUS-2D para simular o fluxo subsuperficial em encostas com declividades e comprimentos diferentes para verificar sua influência no fluxo de água. Eles verificaram uma alta variabilidade no fluxo subsuperficial determinada principalmente pela umidade antecedente e presença da serrapilheira.

O HYDRUS-2D também possibilita uma estimativa razoável dos parâmetros hidráulicos e propriedades térmicas do solo a partir da solução inversa (*inversely solving*) do fluxo de água e transporte de calor (NAKHAEI & ŠIMŮNEK, 2014).

O modelo HYDRUS também foi aplicado em estudos da área de hidrologia. Por exemplo, Klos et al. (2014) comprovaram que a heterogeneidade da chuva interna em uma floresta tropical na Costa Rica influencia a distribuição da umidade no solo. Até a profundidade das raízes, os autores verificaram aumento ou diminuição da umidade do solo em concordância com pontos de maior ou menor chuva interna. As simulações com HYDRUS permitiram também inferir processos que explicam a dinâmica de redistribuição de umidade em maiores profundidades, como fluxo em macroporos, drenagem profunda e fluxo lateral na encosta (KLOS et al., 2014).

Os trabalhos citados aqui são alguns exemplos de como o modelo HYDRUS apresenta potencial para ser utilizado na simulação de fluxo de água e transporte de calor, inclusive em trabalhos de hidrologia.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

A bacia do rio Araponga (ARA) está localizada na zona rural do município de Rio Negrinho, norte do estado de Santa Catarina. A bacia fica 25 km ao sul do centro urbano do município de Rio Negrinho. A área da bacia é de 5,3 hectares, e na escala de 1:5.000, é de 2ª ordem. Seu tempo de concentração médio é 2,0 horas (MOTA, 2012). A ARA faz parte da Rede de Bacias-escola de Kobiyama et al. (2008), da qual também faz parte a estação meteorológica do Rio Feio (FEIO) que é mencionada no item 3.2. O rio Araponga drena na direção sudeste até o rio do Salto, e é uma bacia de cabeceira da bacia do rio Corredeiras (BHRC) (Figura 11).

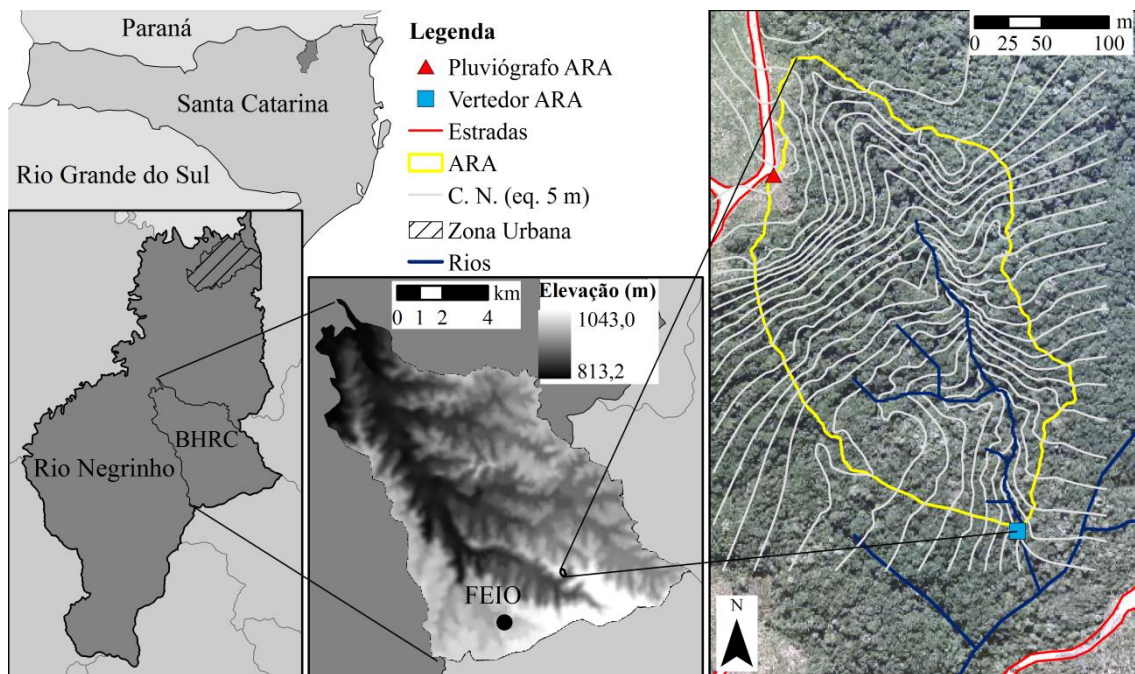


Figura 11 – Localização da bacia hidrográfica do rio Araponga (ARA) (adaptado de MOTA et al., 2013). Nota-se que C.N. (equidistância de 5 m) significa curva de nível com equidistância de 5 metros.

3.1.1 Caracterização do solo e da rocha

A região onde está inserida a área de estudo deste trabalho é a faixa sedimentar da Bacia do Paraná no estado de Santa Catarina. Sendo encontrados principalmente os estratos de siltitos, folhelhos, argilitos, arenitos e conglomerados (Figura 12) (SANTA CATARINA, 1986). De acordo com o Mapa de Solos do Estado de Santa Catarina, elaborado na escala 1:250.000 (EMBRAPA, 2004), os solos predominantes desta região são os Cambissolos, com característica de horizonte A proeminente e profundidade entre 60 e 150 cm até o contato com a rocha. O relevo da unidade de mapeamento onde está inserida a ARA se caracteriza por

ondulado suave a forte (EMBRAPA, 2004). Entretanto, especificamente a bacia, por ser de cabeceira, apresenta declividade média de aproximadamente 53% e a maior parte de sua área é classificada como relevo forte-ondulado ou mais declivoso segundo a classificação da EMBRAPA (1979) (Figura 13).

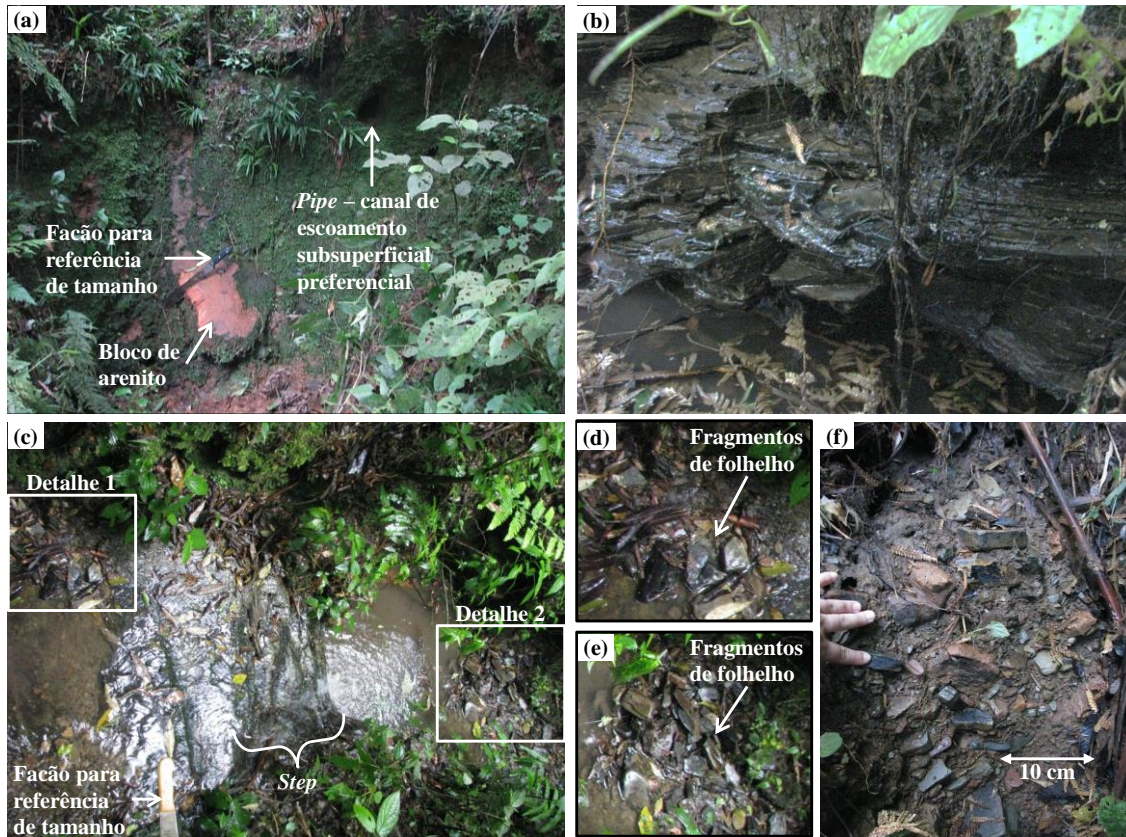


Figura 12 – Observações de rocha e solo na ARA. (a) bloco de arenito, rocha encontrada ao longo de toda a bacia, e uma formação de canal de escoamento subsuperficial preferencial com aproximadamente 15 cm de diâmetro; (b) folhelho registrado nas margens de um trecho do rio Araonga; (c) vista em planta da seção transversal do exutório da ARA antes da instalação do vertedor. Observar no trecho de “step” o desgaste em camadas típico de folhelhos; (d) detalhe 1 do item “c”; (e) Detalhe 2 do item “c”; e (f) solo coluvial encontrado nas encostas mais íngremes.

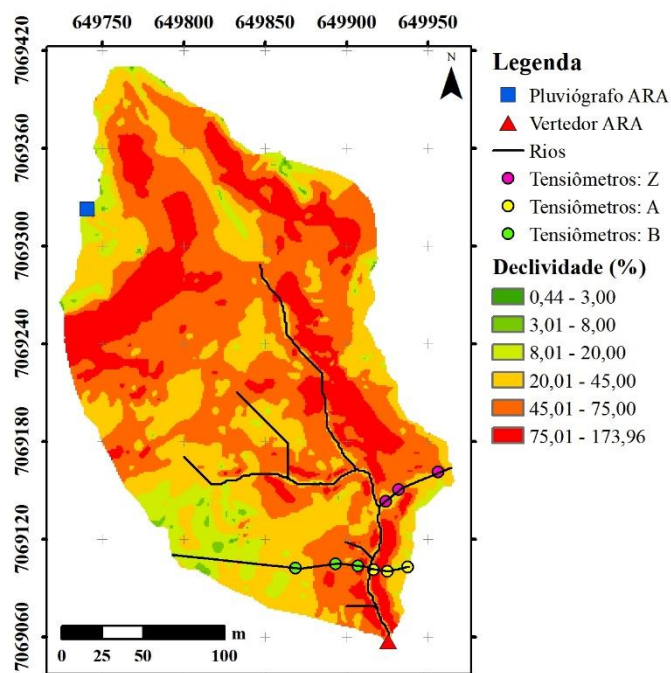


Figura 13 – Declividade do terreno na bacia do rio Araponga e posição de alguns sensores do monitoramento descrito no item 3.2.

A caracterização de distribuição de profundidade dos horizontes do solo foi feita por meio de tradagens em 18 pontos utilizando o trado holandês. Os pontos se concentraram na parte da bacia onde foram instalados os tensiômetros, porém não exatamente nos mesmos pontos. A espacialização dos pontos de tradagem seguiu o mesmo raciocínio utilizado na instalação dos tensiômetros, i.e., três pontos em cada encosta (um mais próximo ao rio, um na parte central e o último mais próximo ao divisor). As menores profundidades foram encontradas nas proximidades do rio e próximo à encosta monitorada onde ocorre uma ordem-zero e que será descrita detalhadamente no item 3.2.3 (pontos 07 a 09 – encosta Z) (Figura 14).

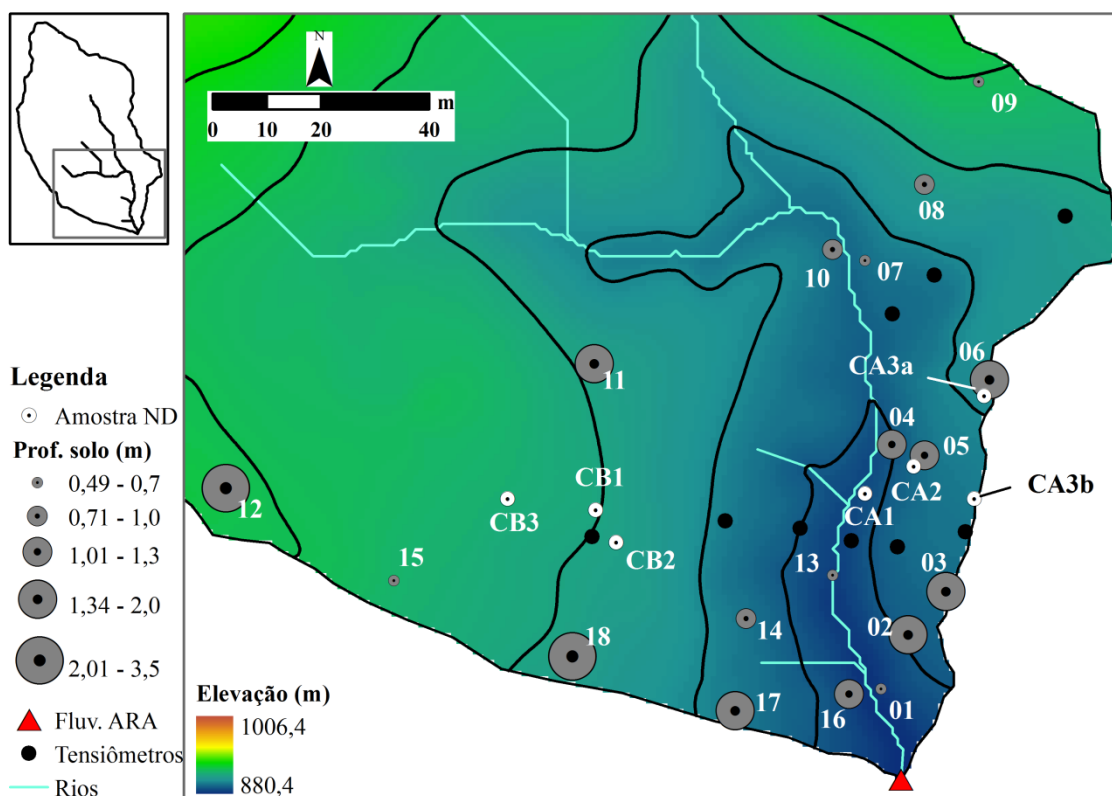


Figura 14 – Localização dos pontos de tradagem com respectivos intervalos de profundidade total do solo e amostragem não deformada de solo. Nota-se que Amostra ND se refere à amostra não deformada e Flu. ARA à estação fluviométrica no exutório da bacia.

A profundidade do solo varia de acordo com sua posição na encosta em relação ao rio. Quanto mais próximo do rio menor a profundidade do solo, variando em média de 0,8 a 1,94 m (Tabela 2 e Figura 15).

Tabela 2 – Estatística dos dados de profundidade do solo e espessura dos horizontes obtidos na tradagem.

	Nº de observações	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	Desvio Padrão
Profundidade total do solo (m)	18	1,42	1,20	0,49	3,50	0,89
Espessura Horizonte A (m)	18	0,19	0,20	0,10	0,30	0,06
Espessura Horizonte B (m)	18	1,23	1,00	0,34	3,30	0,86
Profundidade total agrupada pela posição na encosta (m)						
Base	6	0,88	0,80	0,54	1,33	0,33
Meio encosta	6	1,44	1,40	0,90	1,99	0,48
Topo	6	1,94	1,75	0,49	3,50	1,29

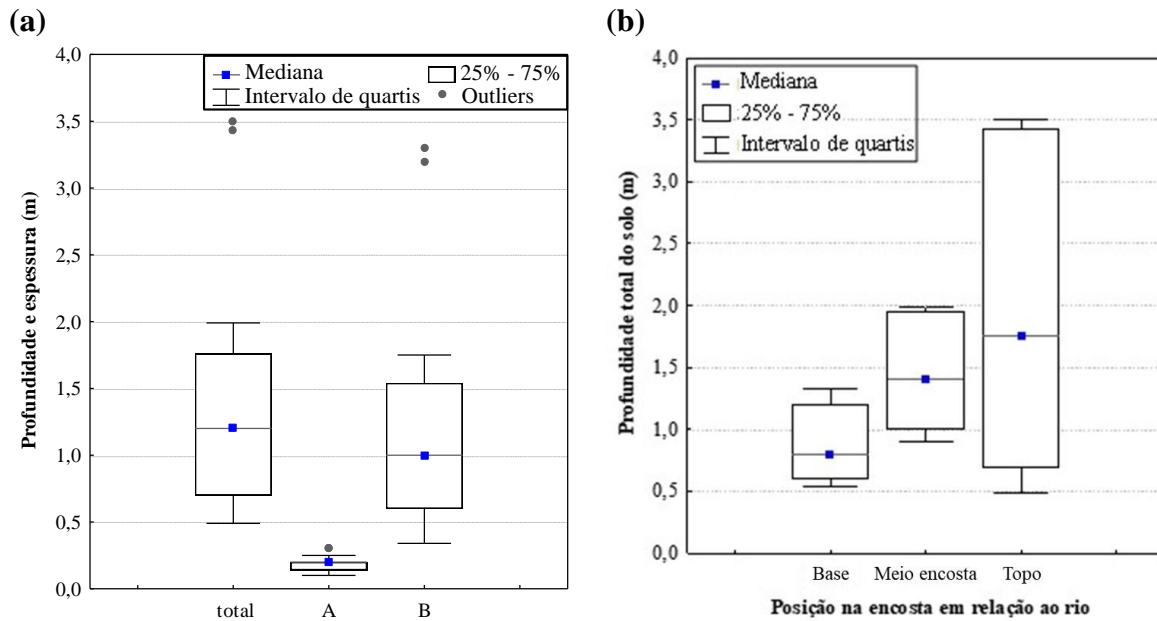


Figura 15 – Distribuição das medições de profundidade e espessura dos horizontes. (a) todas as tradagens; e (b) agrupado em relação ao posicionamento do ponto na encosta (base – mais próximo ao rio; meio encosta – parte central da encosta; e topo – mais próximo ao divisor).

Com base nas tradagens pode-se dizer que a profundidade média do solo é de 1,42 m, porém, como a variabilidade espacial é elevada, a mediana é um valor mais representativo da profundidade do solo na região investigada, sendo então 1,20 m (Tabela 2 e Figura 16). Em todos os locais tradados observa-se a divisão muito bem definida de 2 horizontes (Figura 17):

- A: solo marrom escuro e de textura mais grosseira, que tem espessura média de 0,2 m.
- B: solo de coloração amarelo escuro e textura mais fina, que tem espessura média de 1,2 m, aproximadamente.

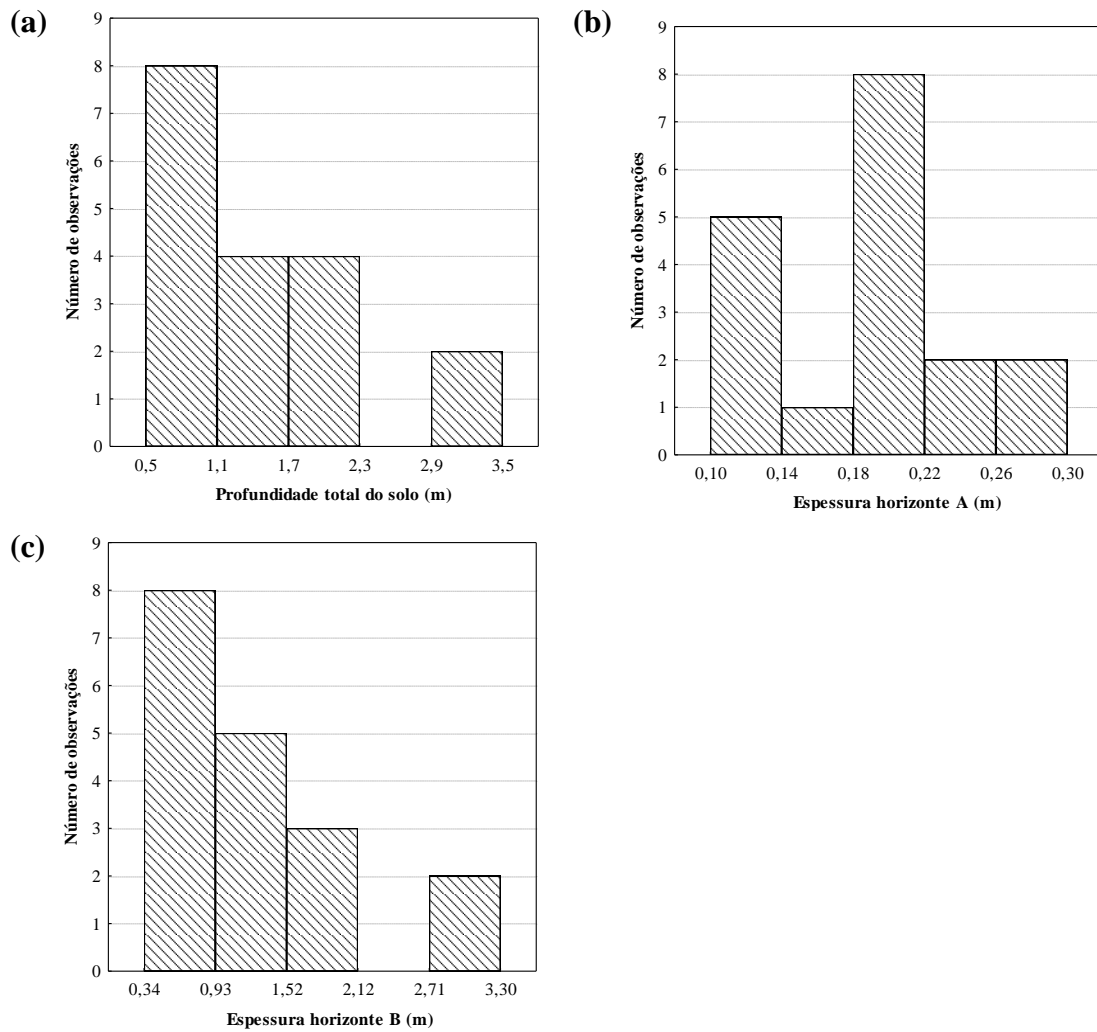


Figura 16 – Frequências dos perfis do solo. (a) profundidade total do solo; (b) espessura do horizonte A; e (c) espessura do horizonte B.



Figura 17 – Exemplo de perfil típico de solo encontrado nas tradagens realizadas (Ponto de tradagem 04 – ver Figura 14).

Para caracterização do solo foram coletadas amostras deformadas com trado holandês e amostras não-deformadas. As amostras de solo não-deformadas foram coletadas com a utilização de um conjunto de instrumentos composto por: 1 trado *SoilControl* modelo *TAI* capacidade para um cilindro (5 cm de altura e 5 cm de diâmetro) com cabo de 15 cm, 2 hastes prolongadoras de 40 cm, 1 cabo extrator, 1 marreta de ferro revestida com borracha, cilindro de inox de 52 mm x 50 mm, 2 chaves com boca 16 mm e 1 espátula fina. As profundidades de coleta foram 0,10 e 0,5 m, para caracterizar o horizonte A e B, respectivamente. As

propriedades medidas a partir das amostras deformadas são apresentadas na Tabela 3. As amostras não-deformadas foram utilizadas para determinação da curva característica dos 2 horizontes, cujas estimativas serão apresentadas na seção 3.5 e Figura 33.

Tabela 3 – Caracterização física do solo com amostras deformadas.

Propriedade	Unidade	Horizonte	Horizonte	Método	
		A	B		
Teor de areia	-	0,78 ± 0,07	0,19 ± 0,03	Peneiramento	e
Teor de silte	-	0,18 ± 0,08	0,28 ± 0,03	sedimentação	
Teor de argila	-	0,04 ± 0,01	0,53 ± 0,06		
Densidade da partícula	(g/cm ³)	2,61 ± 0,02	2,70 ± 0,01	Balão volumétrico	

3.1.2 Caracterização da flora e da fauna

A bacia do rio Araponga é uma área de preservação na Fazenda Santa Alice (FSA), propriedade da Empresa Battistella Florestal, que desenvolve atividade de silvicultura. A flora da região se insere originalmente na unidade fitogeográfica de Floresta Ombrófila Mista (FOM), Floresta de Araucária ou Floresta de Pinheiro-brasileiro, formação Montana (altitudes entre 400 e 1000 m) (Figura 18).

Esse tipo de vegetação se caracteriza principalmente, pela presença do pinheiro-do-paraná (*Araucaria angustifolia*) no estrato superior. No subosque dominam as imbuias (*Ocotea porosa*) e a canela-lajeana (*Ocotea pulchella*). Além destas, são muito comuns a sacopema (*Sloanea lasiocoma*), a canela amarela (*Nectandra lanceolata*), a canela pururuca (*Cryptocarya aschersoniana*), o camboatá e outras árvores. O estrato das arvoretas é representado predominantemente pela erva-mate (*Ilex paraguariensis*) e pela guaçatunga (*Casearia decandra*) dentre outras espécies. Existem, muitas vezes, densas touceiras de taquara-lisa (*Merostachys multiramea*) entre os estratos inferiores da floresta (IBGE, 1992; KLEIN, 1978; SANTA CATARINA, 1986).



Figura 18 – Vegetação da ARA nas 4 estações do ano. (a) outono – 06/maio/2011; (b) inverno – 27/agosto/2011; (c) primavera – 18/novembro/2011; e (d) próximo do verão – 17/dezembro/2011.

Como o crescimento econômico da região se baseou principalmente na exploração vegetal em busca de madeira de valor econômico, e mais recentemente em atividades de silvicultura, os remanescentes de FOM são raros. Atualmente a região apresenta um mosaico com diversos usos/coberturas do solo, sendo os mais representativos o reflorestamento de pinus e fragmentos de FOM em diversos estágios. A ARA se insere em um destes remanescentes de FOM em estágio avançado na FSA.

Scariot (2008) selecionou a FSA como área de estudo, e caracterizou sua paisagem e vegetação nativa. Tres (2010), por sua vez, teve como área de estudo a paisagem formada por duas fazendas produtoras de madeira mais um raio de 1 km, sendo uma das fazendas a FSA. Ela caracterizou a paisagem e a vegetação nativa da paisagem selecionada para a pesquisa. A ARA está inserida em um fragmento de vegetação nativa que foi selecionado como um dos

pontos de amostragem para caracterização florística em ambos os estudos citados anteriormente.

Segundo os levantamentos fitossociológicos de Scariot (2008) e Tres (2010), as famílias mais representativas na área são (entre parênteses a espécie mais frequente): Cyatheaceae (*Cyathea schanschin*), Dicksoniaceae (*Dicksonia sellowiana*), Lauraceae (diversas espécies) e Myrtaceae (diversas espécies). Apesar de a área ter sido classificada como vegetação nativa em estágio avançado, e apresentar alta diversidade, ela ainda não voltou a composição original (SCARIOT, 2008).

No intuito de identificar a fauna dispersora na área, Tres (2010) adotou diversos procedimentos, como: coleta de sementes; registro de animais silvestres por meio de armadilhas fotográficas; registro de evidências de fauna como pegadas, fezes, trilhas, ninhos, tocas, dormitórios; registro de recursos não consumidos como plantas em frutificação (Tabela 4).

Tabela 4 – Principais espécies animais encontradas na região da ARA em ordem decrescente de número de registros.

	Nome científico	Nome comum
1	<i>Dasyprocta azarae</i>	Cutia
2	<i>Cerdocyon thous</i>	Cachorro do mato
3	<i>Penelope</i> sp.	Jacu
4	<i>Leopardus wiedii</i>	Maracajá
5	<i>Sciurus vulgaris</i>	Serelepe
6	<i>Mazama americana</i>	Veado
7	<i>Dasypus novencinctus</i> e <i>Euphractus sexcinctus</i>	Tatu
8	Não se aplica	Pequenos roedores e marsupiais
9	<i>Leopardus pardalis</i>	Jaguaritica
10	<i>Coendou prehensilis</i>	Ouriço
11	<i>Eira barbara</i>	Irara
12	<i>Nasua nasua</i>	Quati
13	<i>Tayassu tajacu</i>	Cateto
14	<i>Agouti paca</i>	Paca

Fonte: adaptado de Tres (2010)

Além das espécies apresentadas na Tabela 4, também foi registrada uma ave de canto alto e estridente, que lembra ora um som produzido por uma martelada forte, ora o atrito da lima contra o ferro (Figura 19). Essa ave é chamada Araponga (*Procnias nudicollis*), e devido à sua presença marcante na área, deu nome ao rio deste estudo. É uma espécie endêmica da Mata Atlântica, que vive preferencialmente em mata primária, porém também vive em mata secundária dependendo da ocorrência de árvores frutíferas (SICK, 1997). Sua base alimentar é principalmente frutos, sendo excelente disseminadora de sementes. O canto dos machos é

emitido incansavelmente durante o período de reprodução, no caso da Araponga vai de outubro a março (SICK, 1997).

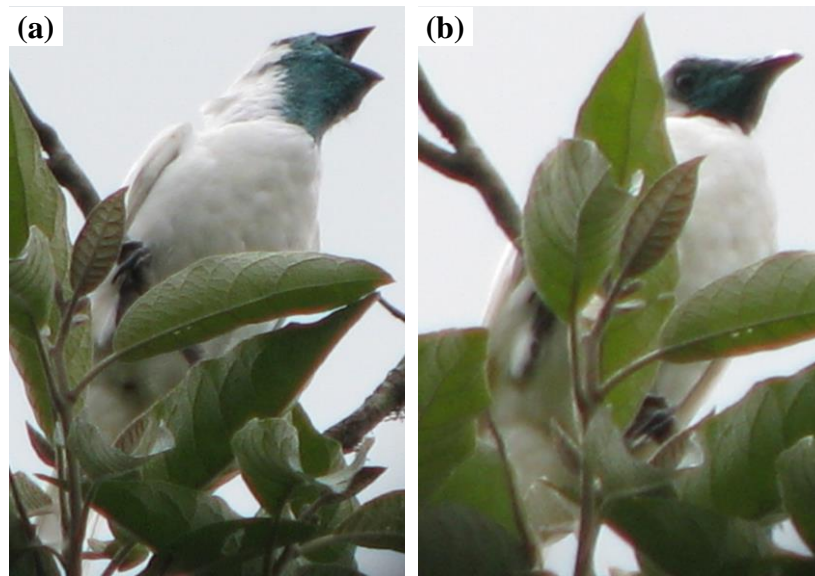


Figura 19 – Registro da araponga, como de costume, no topo de uma das árvores mais altas do local. (a) cantando; e (b) em repouso.

3.2 MONITORAMENTO EM CAMPO

Os dados utilizados no presente trabalho foram obtidos do monitoramento de chuva externa e interna, escoamento de tronco, tensiometria, pluviometria, e temperatura (da água do rio no exutório, do solo nas profundidades 20 e 45 cm) na ARA; e monitoramento de chuva externa e variáveis meteorológicas (incluindo temperatura atmosférica) na estação rio FEIO (Figuras 11).

Antes da instalação do sistema de monitoramento propriamente dito, foi necessário realizar uma busca e seleção de uma bacia o mais adequada possível aos objetivos deste trabalho, as quais tiveram início em 2009. Em seguida foram feitos reconhecimentos da bacia e levantamento topográfico em detalhe de toda a área da bacia. Essas atividades auxiliares estão apresentadas detalhadamente em MOTA (2012) e MOTA et al. (2017).

3.2.1 Pluviometria

A medição automática de chuva externa é realizada na estação pluviométrica ARA. Esta estação é composta por: pluviógrafo e *datalogger* da marca WaterLOG[®], modelos H-340 e H-500XL[™], respectivamente (Figura 20). O pluviógrafo apresenta sistema de medição de básculas, com resolução 0,2 mm. O intervalo de registro adotado é 5 minutos. A estação está localizada no divisor de águas da bacia (Figura 21), a 1006 m acima do nível do mar e o pluviógrafo está instalado a 1,5 m da superfície do solo.

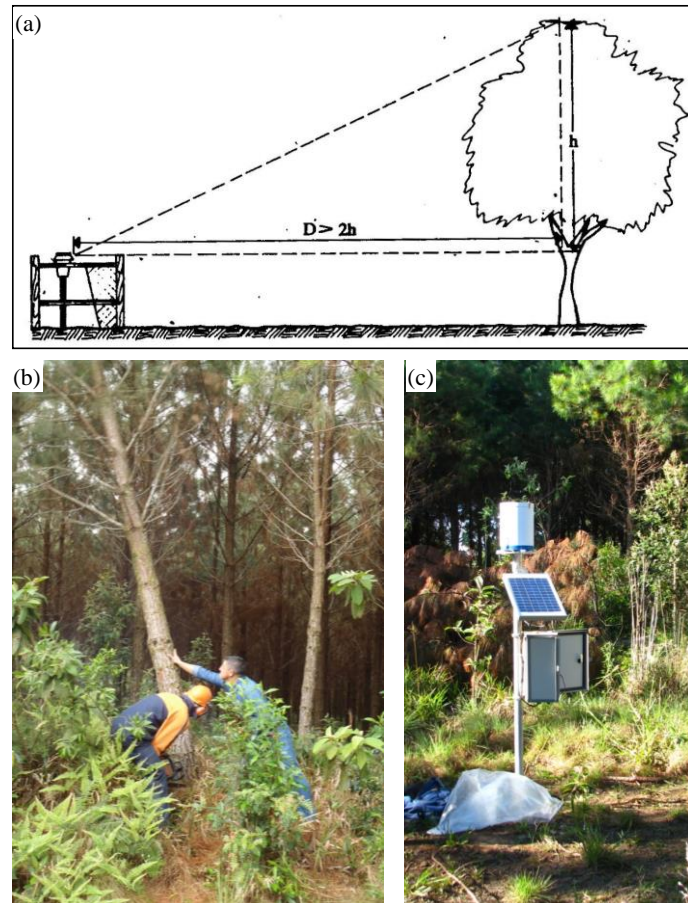


Figura 20 – Estação Pluviométrica ARA. (a) Recomendação de distância do pluviógrafo até os obstáculos (Fonte: SANTOS et al., 2001); (b) corte de árvores no entorno do local de instalação do pluviógrafo; e (c) estação instalada.

O monitoramento pluviométrico na estação ARA teve início no dia 17 de dezembro de 2011. A 3 km de distância da estação pluviométrica ARA, está instalada a estação pluviométrica FEIO, a altitude de 951 m acima do nível do mar (Figura 11) também a 1,5 m de altura da superfície do solo. Esta estação está em funcionamento desde 2007, sob a responsabilidade do Laboratório de Hidrologia (LabHidro) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), apresentando uma série mais longa que a estação ARA. Segundo análise estatística realizada por Mota (2012), a estação FEIO pode ser utilizada para preencher falhas existentes na série da estação pluviométrica ARA. A taxa de amostragem dos dados é 10 min na estação FEIO, e 5 min na estação ARA.

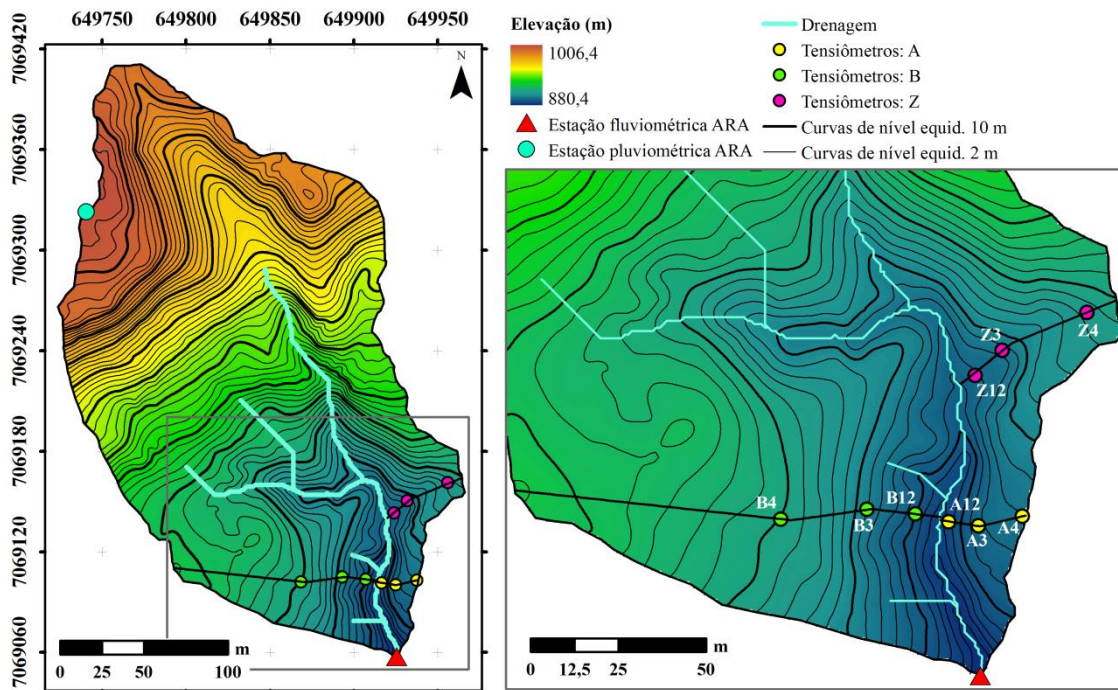


Figura 21 – Localização das estações pluviométrica, fluviométrica e dos sensores de tensão da água no solo na Bacia do rio Araçuaia.

3.2.2 Chuva interna

A chuva interna na bacia foi medida por meio de monitoramento volumétrico quinzenal com 10 pluviômetros confeccionados de garrafa PET de 5 L, dos quais 9 estão localizados nos mesmos pontos de monitoramento de tensão da água no solo e 1 ao lado do vertedor. Além disso, durante um período de 8 meses do ano de 2014 monitorou-se a chuva interna de maneira automática no ponto A3, por meio de uma calha interligada com pluviógrafo.

O escoamento de tronco foi monitorado em 14 árvores utilizando anéis colados ao longo de seus troncos feitos de mangueiras de PVC, transparentes e flexíveis cortadas à meia seção. Em 10 das árvores, o monitoramento é volumétrico e enquanto que as outras 4 foram ligadas ao 1 único pluviógrafo possibilitando verificar a distribuição temporal do escoamento de tronco.

Mais detalhes sobre esta parte do sistema de monitoramento podem ser encontrados em Giglio (2013) e Sá et al. (2015).

3.2.3 Tensiometria

Primeiramente foram identificadas 3 encostas com características geomorfológicas distintas (Figura 21 e 22). A encosta A, é a mais inclinada e apresenta uma distância menor entre o rio e o divisor. A encosta B tem o divisor mais distante do rio e apresenta declividade média menor que a encosta A. Por fim a encosta Z, que pode ser considerada uma bacia de

ordem zero (*zero-order basin*) de acordo com a definição de Tsukamoto & Ohta (1988), que apresenta um comportamento hidrológico diferente em comparação com outras regiões (TSUBOYAMA et al., 2000).

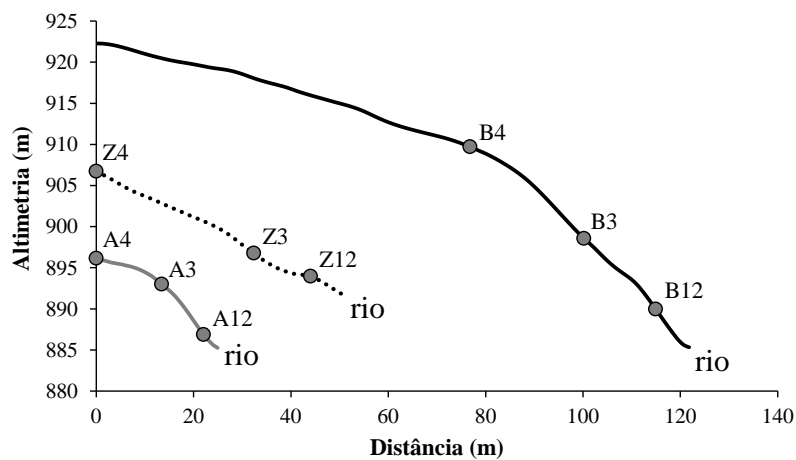


Figura 22 – Perfil das encostas A, B e Z e localização dos conjuntos de tensiômetros.

Antes da instalação dos sensores de tensão da água no solo, foi necessária uma inspeção inicial da profundidade do solo e do perfil do solo nas encostas selecionadas para o monitoramento tensiométrico. A partir dessa inspeção foram determinadas as profundidades para os sensores, de modo a distribuí-los ao longo do perfil de solo. Em cada vertente, seguindo uma linha imaginária partindo do rio (e perpendicular a ele) até o divisor de águas da encosta foram posicionados 4 conjuntos de tensiômetros distribuídos da seguinte maneira: dois mais próximos ao rio (conectados a um único *datalogger* e por isso identificados como 1 único ponto), um na porção central da vertente, e o último mais próximo do divisor da bacia (Figura 21 e 22).

No ponto mais próximo ao rio (base da encosta), a profundidade de solo média encontrada é 0,5 m. Já nos outros dois pontos (na parte central da encosta e mais próximo do divisor) as profundidades variam de 1,0 a 1,9 m. Por isso, optou-se por adotar duas configurações diferentes para os perfis de tensiômetros em função da distribuição de profundidades de solo na encosta. A primeira, denominada tipo I, foi utilizada nos pontos mais próximos ao rio (A12, B12 e Z12) e é composta por duas baterias de sensores separadas pela distância D indicada na Figura 23. A Bateria 1 foi instalada mais próxima ao rio e a 2 mais distante, e os dados medidos nas duas são armazenados no mesmo *datalogger*. Nos demais pontos, i.e., na parte central da encosta e próximo do divisor (A3, A4, B3, B4, Z3 e Z4), os sensores foram instalados de acordo com a segunda configuração, denominada tipo II

(Figura 23). Cabe ressaltar que a profundidade de medição é obtida exatamente no plano central do sensor.

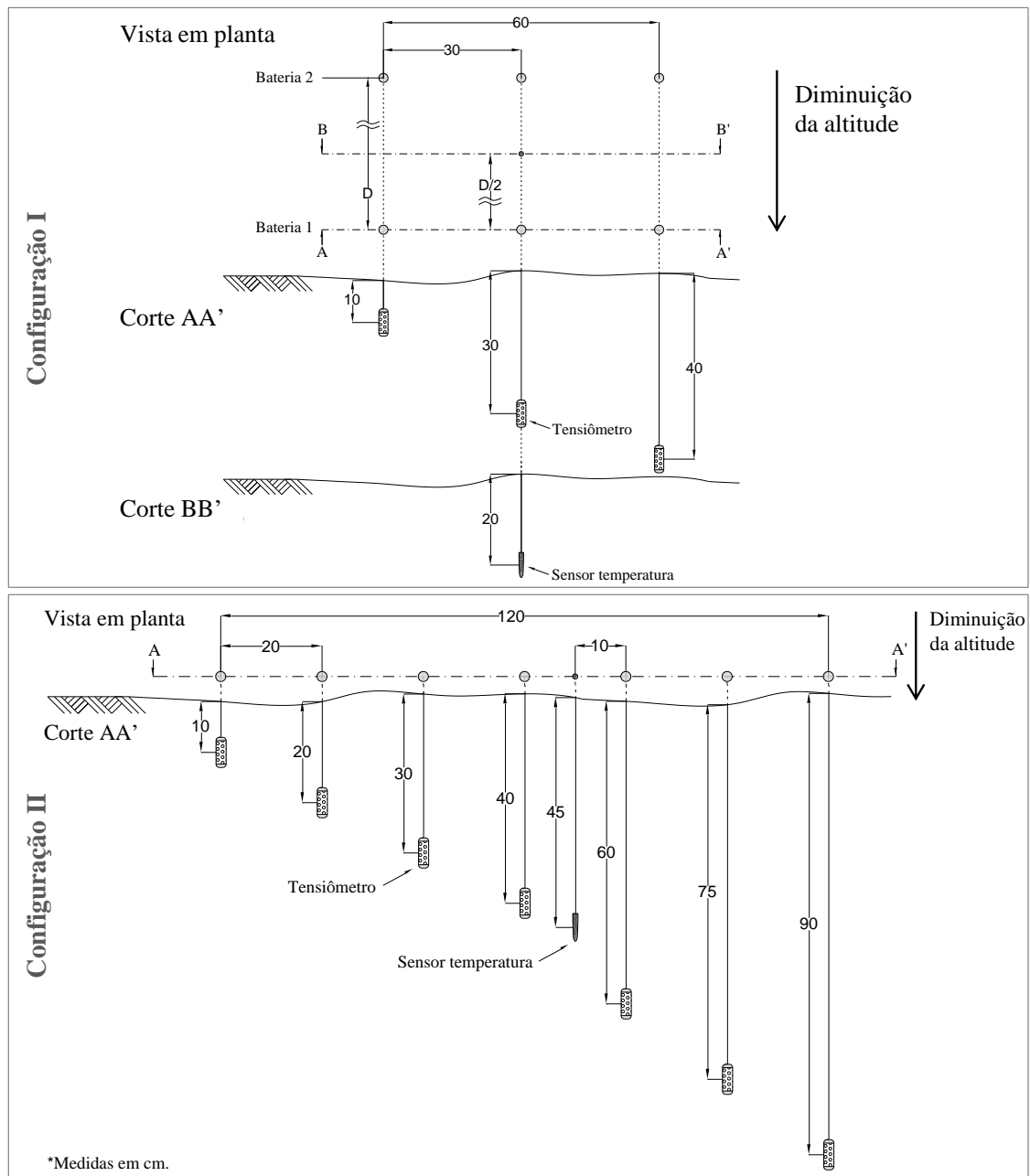


Figura 23 – Configuração tipo I e II de tensiômetros (vista em planta e cortes). Em A12, $D = 2,7$ m; em B12, $D = 1,1$ m; e em Z12, $D = 0,9$ m.

Os equipamentos utilizados são de fabricação da marca Irrrometer Watermark, modelo 200SS. Cada conjunto de tensiômetros é composto por 7 sensores de tensão da água no solo, 1 sensor de temperatura e um *datalogger*. Na configuração do tipo I, um dos sensores de tensão não foi utilizado, nas demais foi instalado o conjunto completo. O princípio dos sensores é a

resistência elétrica no meio poroso e seu intervalo de medição é de 0 a 239 kPa (IRROMETER, 2013).

O sensor Irrometer pode ser acoplado a um cano de material PVC, que segundo o fabricante tem o intuito de proteger o cabo do sensor. Entretanto, este cano criaria uma descontinuidade no meio poroso e um possível caminho de fluxo preferencial da água, afetando a medição de tensão da água no solo. Optou-se pela menor intervenção possível no ambiente, i.e., a instalação foi realizada sem o cano, então o cabo do sensor fica diretamente em contato com o solo (Figura 24e). Desta maneira, após a inserção do sensor utilizando um trado específico (Figura 24b), o orifício por onde ele foi inserido foi preenchido com solo do local coletado previamente à instalação, seco à temperatura ambiente e destorroado em laboratório (Figura 24c). Após a inserção de cada sensor é feita a ligação dos sensores no *datalogger* (Figuras 24d e 24f). As medidas de tensão e temperatura foram gravadas no *datalogger* com intervalo de 10 minutos e a coleta de dados com computador foi feita a cada 15 dias aproximadamente.

Foi instalado também um sensor de temperatura do solo extra em cada uma das encostas A e Z, denominados A12m e Z12m, respectivamente. Esses sensores estão a aproximadamente 1 m de distância do rio e a 3 cm de profundidade no solo. Seu período de monitoramento foi de aproximadamente 224 dias (do dia 01/07/2014 a 12/11/2014).



Figura 24 – Instalação do monitoramento de tensão da água no solo. (a) perfuração do solo com o trado apropriado; (b) inserção do sensor de tensão da água no solo; (c) preenchimento do furo onde foi inserido o sensor de tensão com solo do local; (d) programação do conjunto de monitoramento tensiométrico; (e) detalhe da figura (d) com indicação dos cabos dos sensores de tensão (verde) e temperatura (rosa); e (f) *datalogger* do conjunto de sensores de tensão e temperatura da água no solo.

3.2.4 Fluviometria

No exutório da bacia foi instalada a estação fluviométrica composta por vertedor triangular 90° de parede fina (biselada 45°), régua linimétrica e sensor de pressão. O vertedor

foi construído em chapa de aço inoxidável cortada em “v”, apoiada em 2 muros de alvenaria, um em cada lado da seção transversal (Figuras 25a e 25b). A régua linimétrica foi chumbada no leito do rio, encostada na margem esquerda, e a montante do vertedor uma distância suficiente para evitar a influência do mesmo sobre a lâmina d’água (Figuras 25c e 25d). Porto (2006) recomenda que essa distância seja 6 a 10 vezes maior que a carga sobre o vertedor.

O monitoramento automático foi realizado por meio de sensor de pressão da marca WaterLOG®, modelo H-310, e *datalogger* da mesma marca, modelo H-500XL™.

Criou-se uma estrutura para fixar o sensor e protegê-lo de detritos transportados pelo rio. A estrutura é composta por um tubo de PVC de 150 mm de diâmetro e comprimento aproximado de 1,5 m conectado a uma curva de 90°. O tubo foi posicionado a montante do vertedor, na mesma seção transversal que a régua linimétrica, encostado na margem direita, e foi chumbado com cimento no leito do rio, em posição vertical (aferida por nível de pedreiro), com a curva na extremidade inferior (Figuras 25d e 25e). O sensor foi posicionado na extremidade inferior do tubo de PVC, ou seja, na junção com a curva de 90°. Assim, a altura de coluna d’água dentro do tubo equivale à da seção transversal no rio.

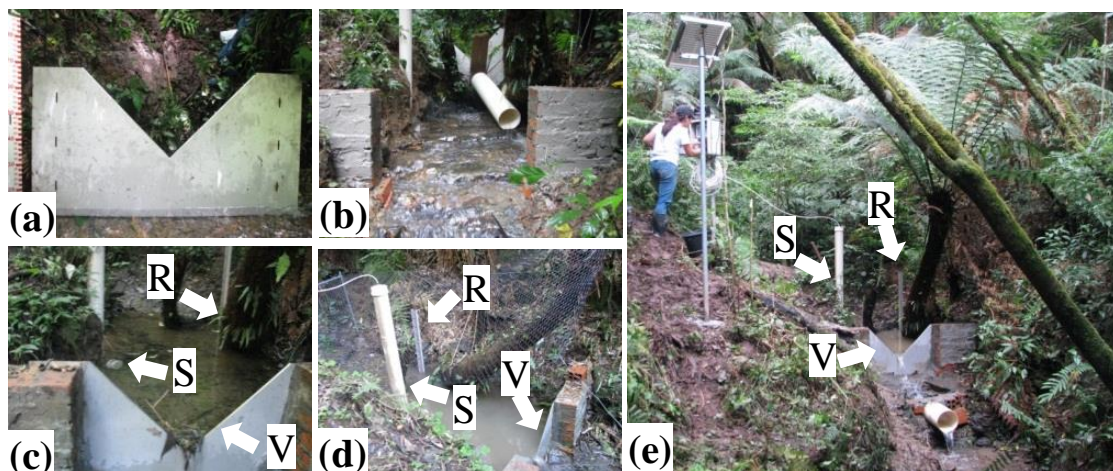


Figura 25 – Instalação do monitoramento hidrológico. (a) chapa de aço e régua linimétrica antes da instalação; (b) muros de alvenaria para apoio da chapa de aço; (c) estação fluviométrica no início do monitoramento: sem a tela, folhas e galhos acumulados no vertedor; (d) estação fluviométrica com a tela instalada; e (e) estação fluviométrica completa: régua linimétrica, vertedor, sensor de nível, datalogger, painel solar. Nota-se que R indica a posição da régua linimétrica, S do poço onde está instalado o sensor de pressão, e V o vertedor.

3.2.4.1 Processamento dos dados

Após a instalação da estação fluviométrica, ainda são necessários alguns cálculos antes de se obter a série temporal de vazões: (1) computar a série temporal de medidas na régua linimétrica (*Régu*a) a partir das alturas de coluna d’água medidas no sensor (*Sens*or); (2)

“transformar” a série temporal de medidas na régua linimétrica (*Régua*) em série temporal de carga no vertedor (H_v); e (3) calcular a série temporal de vazões (Q) a partir dos valores de carga no vertedor utilizando a equação do vertedor.

Durante o monitoramento percebeu-se que a diferença entre a medição do sensor e na régua não é constante. Então, com 43 medidas concomitantes de nível no sensor e na régua no período de 23/03/2011 a 02/04/2014), foi estabelecida a Equação (16), que permite “corrigir” a série contínua de dados de nível do sensor para o correspondente na régua (Figura 26).

$$Régua = 0,6793 \cdot Sensor + 0,0776 \quad (16)$$

onde *Régua* e *Sensor* são os níveis medidos na régua e pelo sensor, respectivamente, ambos em m.

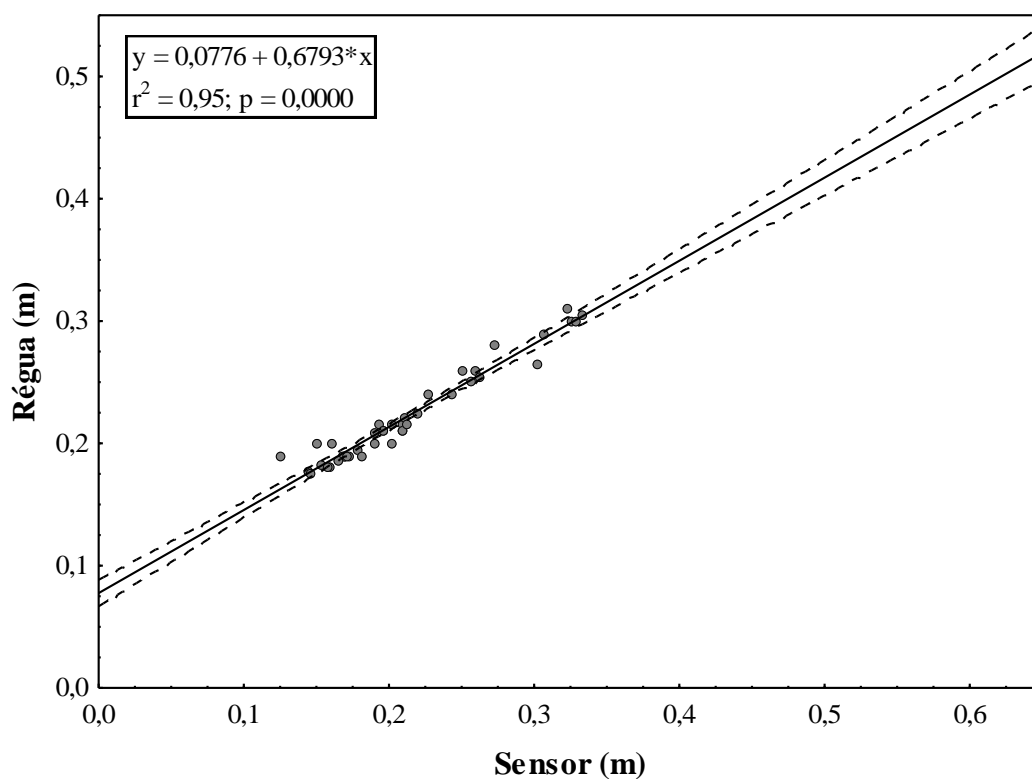


Figura 26 – Relação nível medido pelo sensor e na régua linimétrica.

Com o uso do nível topográfico mediu-se o desnível de 0,164 m entre o zero da régua e o vértice do vertedor. Assim, a carga hidráulica no vertedor é a medida na régua subtraída do desnível de 0,164 m (Figura 27).

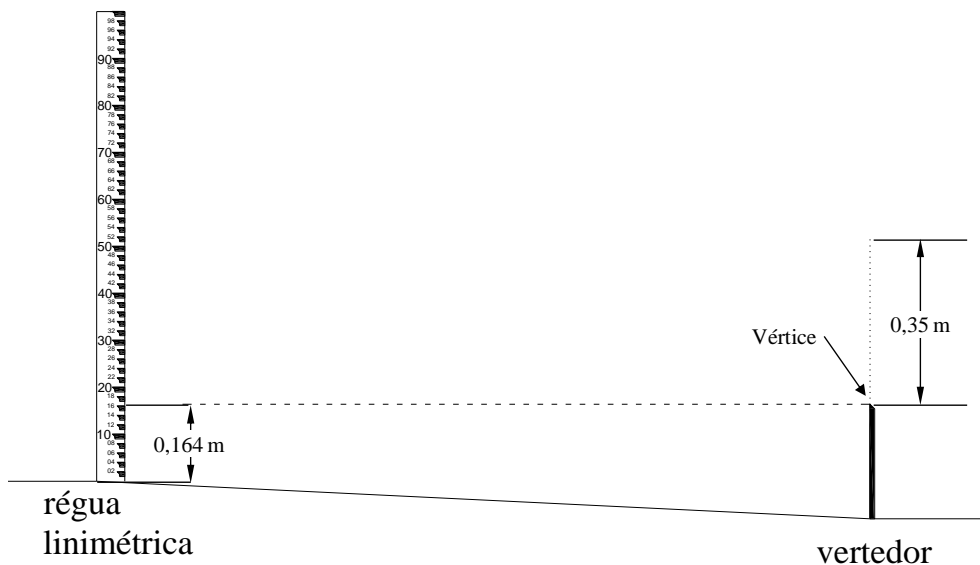


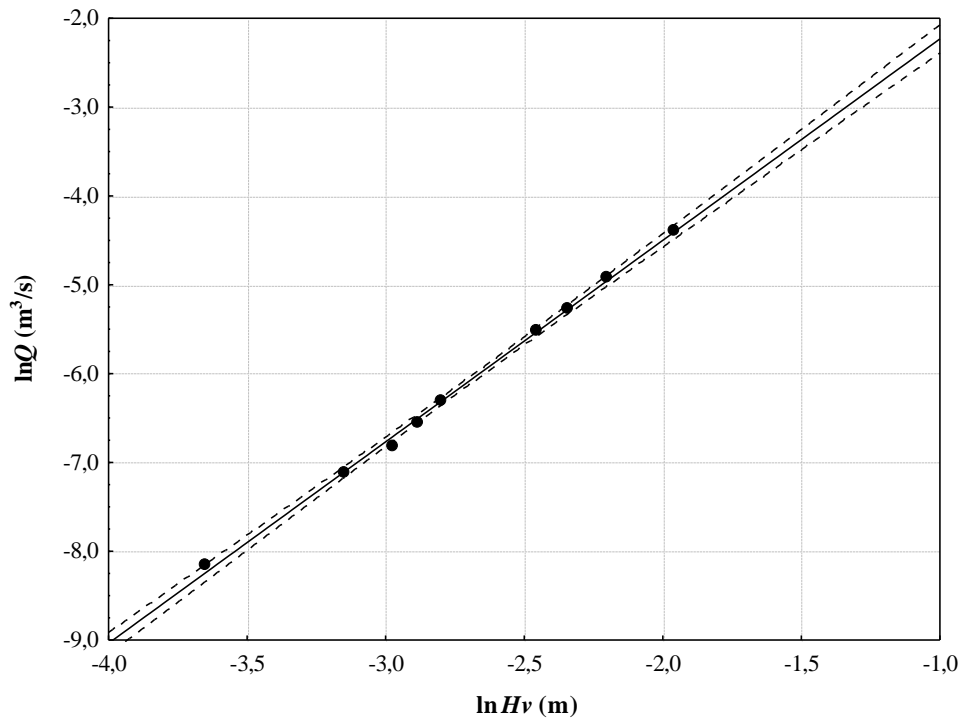
Figura 27 – Esquema de localização da régua linimétrica e vertedor, evidenciando o desnível entre o zero da régua e o vértice do vertedor.

Utilizando balde e cronômetro foram realizadas 9 medições de vazão (no intervalo de 0,29 a 12,40 L/s) que foram ajustadas à carga hidráulica do momento da medição para gerar a equação do vertedor (Equação 17), com R^2 de 0,99 (Figura 28).

$$Q = 1,0368 \cdot H_v^{2,2682} \quad (17)$$

onde Q é a vazão, em m^3/s ; e H_v é a carga hidráulica no vertedor ($= R\acute{e}gua - 0,164$), em metros.

(a)



(b)

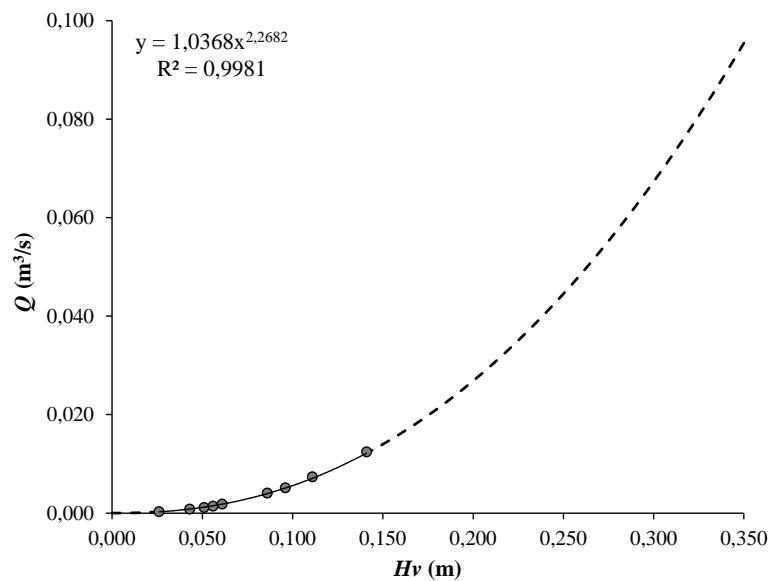


Figura 28 – Ajuste da equação do vertedor por meio das medições de vazão e a carga hidráulica. (a) Intervalo de confiança de 95% (linha tracejada); e (b) Curva de ajuste e extrapolação.

3.2.5 Temperatura

O parâmetro temperatura foi monitorado em diferentes parcelas e componentes do ciclo hidrológico. Na estação meteorológica FEIO, localizada a 3 km da ARA, foram monitorados: temperatura atmosférica, umidade, radiação incidente e refletida, direção e velocidade do vento. A temperatura da água da chuva não foi monitorada, porém, vários trabalhos tais como

Shanley & Peters (1988) mostraram que não existe diferença estatística entre as temperaturas do ar e da água da chuva.

A temperatura do solo e a umidade proveniente do escoamento subsuperficial (não-saturado) foram monitoradas nos mesmos pontos de monitoramento de tensão da água no solo. Sendo que em 3 pontos (A12, B12 e Z12), o sensor de temperatura está na profundidade de 20 cm, e em 6 pontos (A3, A4, B3, B4, Z3 e Z4) a 45 cm da superfície do solo (Figura 23).

O sensor de nível, instalado no exutório da ARA, também registra a temperatura da água do rio na mesma taxa de amostragem que é registrado o nível do rio (5 minutos).

3.3 SEPARAÇÃO DOS EVENTOS HIDROLÓGICOS

Foi possível delimitar manualmente por meio de inspeção visual 87 eventos hidrológicos (chuva-vazão) no período de 1125 dias analisados. Os eventos utilizados são aqueles que têm chuva e resposta de aumento da vazão associada. Além disso, foram considerados apenas eventos que apresentavam no mínimo 5 mm de chuva total.

Foram também delimitados outros 2 períodos nas séries temporais: antes (A) e depois (D) de cada evento hidrológico. Para isso considerou-se exatamente o mesmo período de duração do evento antes do seu tempo de início e depois do seu tempo de término (Figura 29). Esta separação foi utilizada nas análises subsequentes.

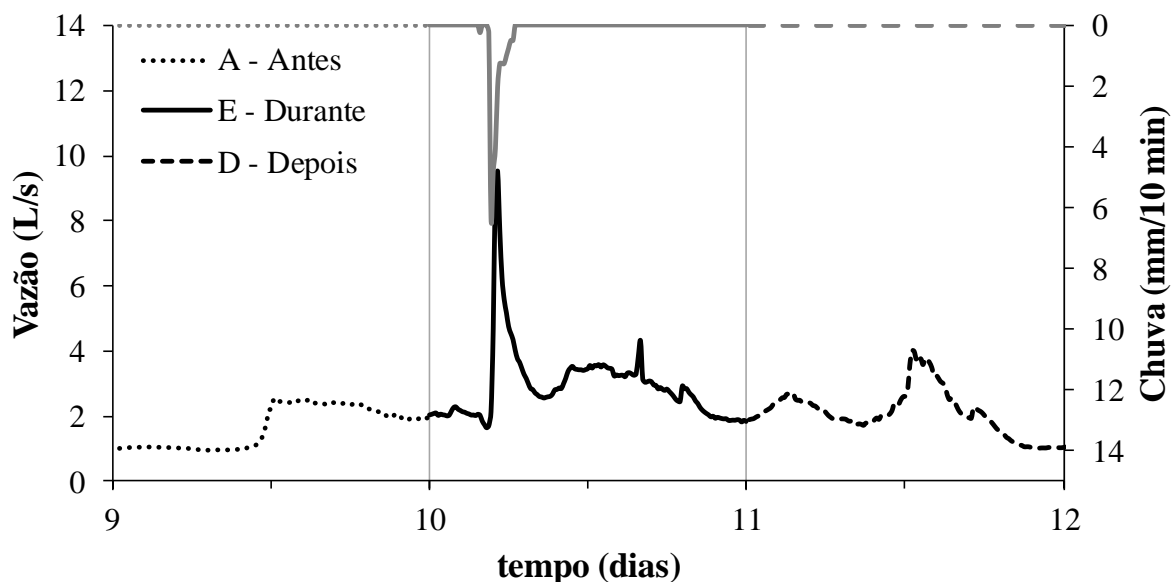


Figura 29 – Evento hidrológico n° 1 e identificação de seus períodos correspondentes antes (A), durante (E) e depois (D).

3.4 ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DA TEMPERATURA

Com as séries temporais de temperatura medida em todos os compartimentos (ar, solo e água) foram traçadas as senoides anuais para comparação conforme Walker & Lawson (1977) (Equação 18).

$$T = a[\text{sen}(bx + c)] + \bar{T} \quad (18)$$

onde T é a temperatura, em °C; a é a amplitude, em °C; $b = 360^\circ/365$ dias = 0,9863 %/dia; x é o número de dias a partir de 01/jan ($x = 1$, em 01/jan); c é o coeficiente de fase, em graus; e \bar{T} é a média aritmética da temperatura anual, em °C.

Além disso, seguindo a proposta de Mohseni & Stefan (1999), foi feito o ajuste entre as temperaturas do rio e atmosférica considerando médias diárias, semanais e mensais para verificar se era possível obter a curva em forma de S. Em seguida, com base na metodologia de Shanley & Peters (1988), avaliou-se o comportamento concomitante das variáveis monitoradas no momento de resposta da bacia a eventos de chuva e também nos períodos anteriores e posteriores a estes e o efeito da sazonalidade.

3.5 SIMULAÇÃO DE FLUXO DE ÁGUA NO SOLO

Utilizou-se o modelo HYDRUS-2D versão 1.12.0070 para simular o fluxo de água no solo. O limite superficial do domínio espacial de cada encosta foi obtido do próprio modelo digital de elevação (MDE) da bacia. A espessura de cada horizonte nas posições de base, meio e topo das encostas foi obtida na tradagem (Tabela 5) e considerou-se que a variação da espessura entre as posições é proporcional à distância para traçar os limites entre os horizontes e o inferior do domínio espacial (Figuras 30a, 31a e 32a).

Tabela 5 – Espessura dos horizontes em cada posição de medição de tensão da água no solo nas encostas.

Encosta	Posição com relação ao rio	Espessura (m)		
		Horizonte A	Horizonte B	Total
A	Base (A12)	0,150	0,815	0,965
	Meio encosta (A3)	0,250	1,150	1,400
	Topo (A4)	0,250	1,500	1,750
B	Base (B12)	0,200	0,730	0,930
	Meio encosta (B3)	0,170	1,255	1,425
	Topo (B4)	0,225	2,520	2,745
Z	Base (Z12)	0,120	0,815	0,935
	Meio encosta (Z3)	0,165	0,935	1,100
	Topo (Z4)	0,175	0,940	1,115

O domínio espacial foi dividido em elementos triangulares seguindo os limites de valor máximo do lado do triângulo de 15 cm no horizonte A e 60 no horizonte B (Figuras 30b, 30c e 30d; 31b, 31c e 31d; e 32b, 32c e 32d). Como a mudança brusca de dimensão dos elementos finitos pode causar instabilidade no cálculo, o próprio modelo suaviza a malha. Verificou-se que a discretização espacial influencia nos resultados da simulação, então, testou-se diversos valores limites para a dimensão máxima do lado da célula e utilizou-se a que apresentou melhor performance na simulação. Além disso, foi inserido um nó de observação na posição e profundidade onde estão instalados os sensores de tensão da água no solo.

Quanto às condições de contorno, na superfície adotou-se a condição de limite atmosférico, isto significa que este contorno está sob influência da chuva e da evapotranspiração. No limite inferior adotou-se condição impermeável, pois é onde ocorre o contato do solo com a camada rochosa que impede o fluxo vertical conforme verificou-se por meio de tradagem. O limite lateral à esquerda (topo da encosta) coincide com o divisor topográfico da bacia, onde adotou-se também condição impermeável. Nas proximidades do rio foi introduzida em todas as encostas uma superfície cuja condição de contorno é “*seepage face*”, pois observou-se frequentemente em campo o fluxo de água alimentando o rio mesmo em épocas de seca. Entende-se *seepage face* como a região da encosta através da qual a água da camada saturada flui (Scudeler et al., 2017) e poderia ser traduzido para português como “superfície de drenagem”. O modelo assume que a pressão é uniformemente nula na parte saturada da superfície de *seepage*. Como sua extensão varia de acordo com a espessura da camada saturada, quando não-saturada, essa superfície funciona com a condição de contorno de limite atmosférico. (Figuras 30e, 31e e 32e).

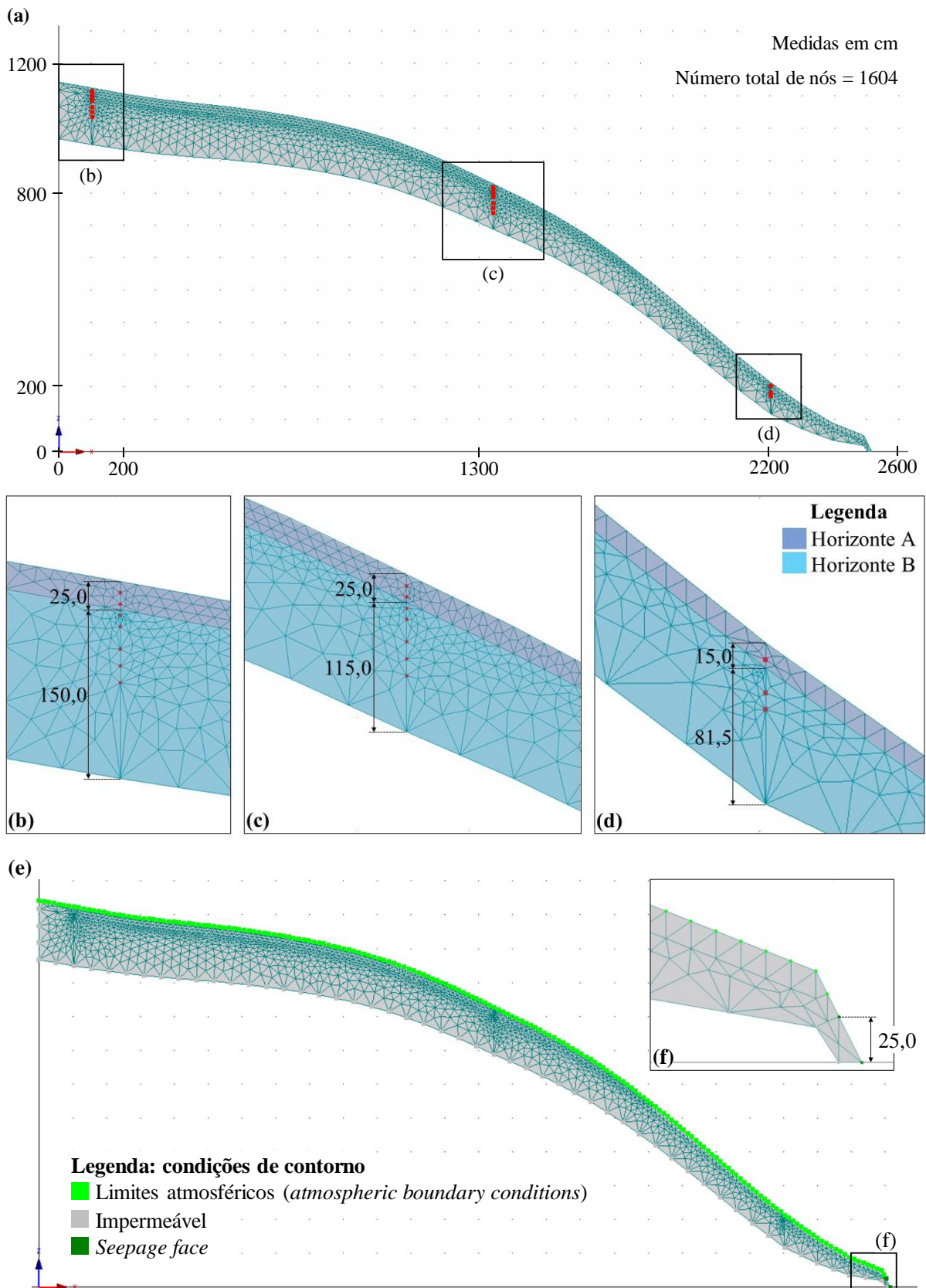


Figura 30 – Domínio espacial utilizado nas simulações com HYDRUS-2D da encosta A. (a) posição dos sensores de tensão da água no solo; (b), (c) e (d) detalhes dos nós de observação correspondentes aos conjuntos A4, A3 e A12, respectivamente; (e) condições de contorno; e (f) detalhe das condições de contorno nas proximidades do rio e da *seepage face*.

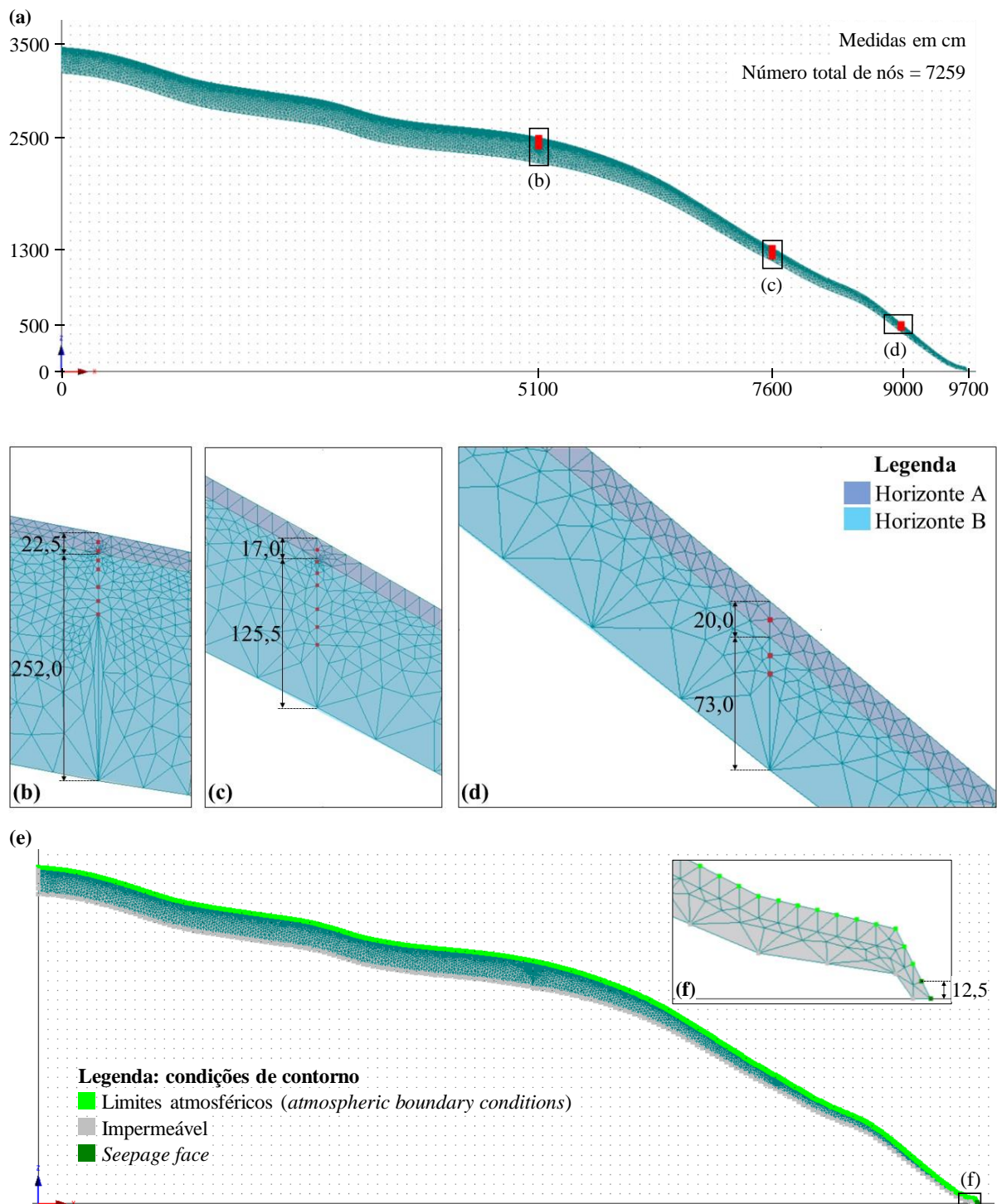


Figura 31 – Domínio espacial utilizado nas simulações com HYDRUS-2D da encosta B. (a) posição dos sensores de tensão da água no solo; (b), (c) e (d) detalhes dos nós de observação correspondentes aos conjuntos B4, B3 e B12, respectivamente; (e) Condições de contorno; e (f) detalhe das condições de contorno nas proximidades do rio e da *seepage face*.

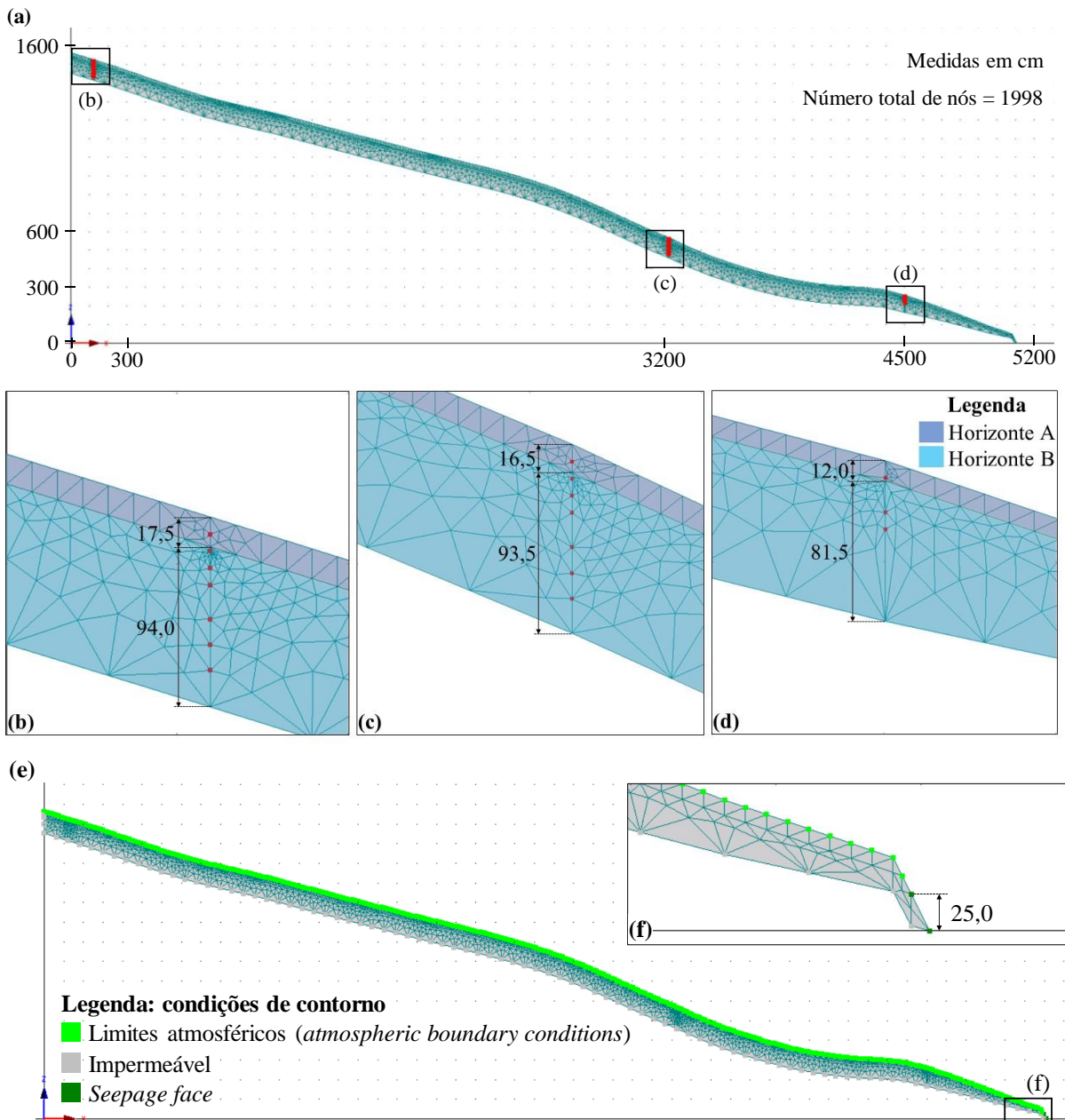


Figura 32 – Domínio espacial utilizado nas simulações com HYDRUS-2D da encosta Z. (a) posição dos sensores de tensão da água no solo; (b), (c) e (d) detalhes dos nós de observação correspondentes aos conjuntos Z4, Z3 e Z12, respectivamente; (e) condições de contorno; e (f) detalhe das condições de contorno nas proximidades do rio e da *seepage face*.

Como a condição de contorno adotada na superfície foi “limites atmosféricos”, foi necessário então especificar dados temporais de chuva, transpiração e evaporação. Giglio (2013) e Sá et al. (2015) mediram a interceptação da chuva pela floresta na ARA e chegaram a uma estimativa média de 20% da chuva total. Então, a chuva fornecida como dado de entrada corresponde à chuva interna, ou seja, 80% da chuva total a cada intervalo de 10 minutos.

Para calcular a absorção de água pelas raízes, adotou-se o modelo S-Shaped proposto por van Genuchten (1987) e disponível no HYDRUS-2D. Os parâmetros requeridos e seus respectivos valores adotados foram: $h_{50} = -1000$ cm; $p3 = 3$, que é o valor recomendado no manual do usuário do modelo HYDRUS-2D (ŠIMŮNEK et al., 1999) e $PW = -15000$ cm, que corresponde à pressão na condição de ponto de murcha permanente (ŠIMŮNEK & HOPMANS, 2008).

Quanto à distribuição espacial das raízes no perfil de solo, a partir da observação em campo utilizou-se no modelo a distribuição uniforme e máxima no horizonte A (0 – 20 cm). É importante ressaltar que se verificou por meio de testes que a sensibilidade do modelo aos parâmetros de absorção de água pelas raízes é muito pequena nas condições de simulação deste trabalho.

Utilizou-se o método de Penman modificado (DOORENBOS & PRUITT, 1977) para estimar a evapotranspiração diária de referência, a partir de dados médios diários de temperatura, umidade, velocidade do vento e radiação incidente monitorados na estação meteorológica Feio e do algoritmo desenvolvido por Oliveira (2015). Como já mencionado, o intervalo temporal utilizado para os dados foi de 10 minutos. Então, adotou-se a distribuição temporal da evapotranspiração ao longo do dia proposta por Chaffe (2009) para transformar a série de evapotranspiração diária em dados com resolução temporal de 10 minutos. A distribuição é a seguinte: 90% da evapotranspiração potencial diária ocorre das 06:00 h às 18:00 h período em que segue uma função senoidal e possui valor constante das 00:00 h às 06:00 h e das 18:00 h às 24:00 h.

O período total simulado foi de 1125 dias (de 15/10/2011 a 12/11/2014) dividido em 4 simulações, sendo uma para cada ano. Na primeira simulação, de 15/10/2011 a 31/12/2011, adotou-se condição inicial de simulação para todas as encostas de tensão uniforme igual a -100 cm, pois funcionou como aquecimento do modelo. Nas seguintes, sempre iniciando em 01/jan de cada ano, adotou-se como condição inicial o resultado do último intervalo de tempo da simulação anterior. Essa divisão foi necessária pois o HYDRUS-2D tem um limite máximo de 500 resultados das variáveis calculadas na encosta que podem ser visualizados por simulação.

Adotou-se as relações entre propriedades hidráulicas do solo propostas por van Genuchten (1980):

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha|\psi|^n)\right]^m} \quad (19)$$

onde θ é a umidade volumétrica do solo (cm^3/cm^3); θ_r é a umidade residual (cm^3/cm^3); θ_s é a umidade saturada (cm^3/cm^3); Ψ é o potencial matricial (cm); α (cm^{-1}), m e n são os parâmetros de ajuste sendo que ($m=1-(1/n)$ e $\lambda = 0,5$).

$$K(\psi) = K_s \cdot \frac{\left\{1 - (\alpha|\psi|)^{n-1} \cdot \left[1 + (\alpha|\psi|^n)\right]^m\right\}^2}{\left[1 + (\alpha|\psi|^n)\right]^{\frac{m}{2}}} \quad (20)$$

onde K_s é a condutividade hidráulica saturada (cm/s) e K é a condutividade hidráulica não saturada (cm/s).

No intuito de estimar os parâmetros das equações de van Genuchten (1980), foram coletadas 12 amostras de solo não-deformado (6 em 10 cm de profundidade e 6 em 50 cm profundidade) nos pontos indicados na Figura 14 (Amostra ND) que são próximos aos locais onde estão instalados os tensiômetros. Em seguida, essas amostras foram transferidas para os cilindros apropriados para serem submetidas a tensões pré-definidas (500, 1000, 3000, 6000 e 10000 cm) na Câmara de Richards até estabilizar a drenagem e em seguida foi determinada sua umidade volumétrica.

Com os pares de valores de tensão e umidade volumétrica foram estimados os parâmetros das equações de van Genuchten com o programa RETC (van GENUCHTEN et al., 1991), e calculada a curva característica de cada horizonte, denominada “RETC” na Figura 33 e Tabela 6.

Além da incerteza inerente ao procedimento de determinação dos pares de valores de tensão e umidade volumétrica, ocorreram alguns problemas durante este processo, especialmente nos ensaios com as amostras de 50 cm de profundidade, como paralização da bomba e rompimento da borracha diafragma da câmara de Richards. Inclusive, é possível perceber que a última medida de umidade volumétrica é maior, apesar de a tensão também ser maior (Figura 33). Tendo em vista esta constatação e o fato de que o modelo HYDRUS-2D estava apresentando resultados muito pouco adequados às medições de tensão, optou-se por aplicar o modelo *Rosetta Lite Version 1.1* que está inserido no HYDRUS-2D e implementa 5 funções de pedotransferência hierárquicas para estimar parâmetros de retenção de água, e condutividade hidráulica saturada e não-saturada do solo (SCHAAP et al., 2001). Os dados de entrada podem ser apenas classe textural, ou porcentagem de areia, silte e argila, densidade do solo, e um ou dois pontos da curva de retenção de água no solo. Neste trabalho, foram

utilizados os dados de porcentagem de areia, silte e argila especificados na Tabela 3, para estimar os parâmetros correspondentes à curva característica denominada “Rosetta” na Figura 33 e Tabela 6.

Para melhorar ainda mais o desempenho do modelo HYDRUS-2D realizou-se a adequação manual dos parâmetros hidráulicos de cada horizonte e obteve-se o modelo final que foi aplicado em todas as simulações. Este modelo é denominado “Ajustado” na Figura 33 e Tabela 6. Nesse procedimento, utilizaram-se os dados de tensão matricial medidos durante o período correspondente aos 78 dias do ano de 2011 para ajustar os parâmetros do modelo hidráulico de cada um dos horizontes. Todos os parâmetros foram variados, especialmente aqueles que apresentavam muita discrepância entre os modelos “RETc” e “Rosetta” (α no caso do horizonte A e n do horizonte B).

É importante ressaltar que tentou-se utilizar o módulo “*inverse solution*” do HYDRUS-2D para fazer a calibração automática, porém poucas foram as vezes que se obteve resultado e na maioria delas os parâmetros finais de saída eram os mesmos utilizados como iniciais do cálculo.

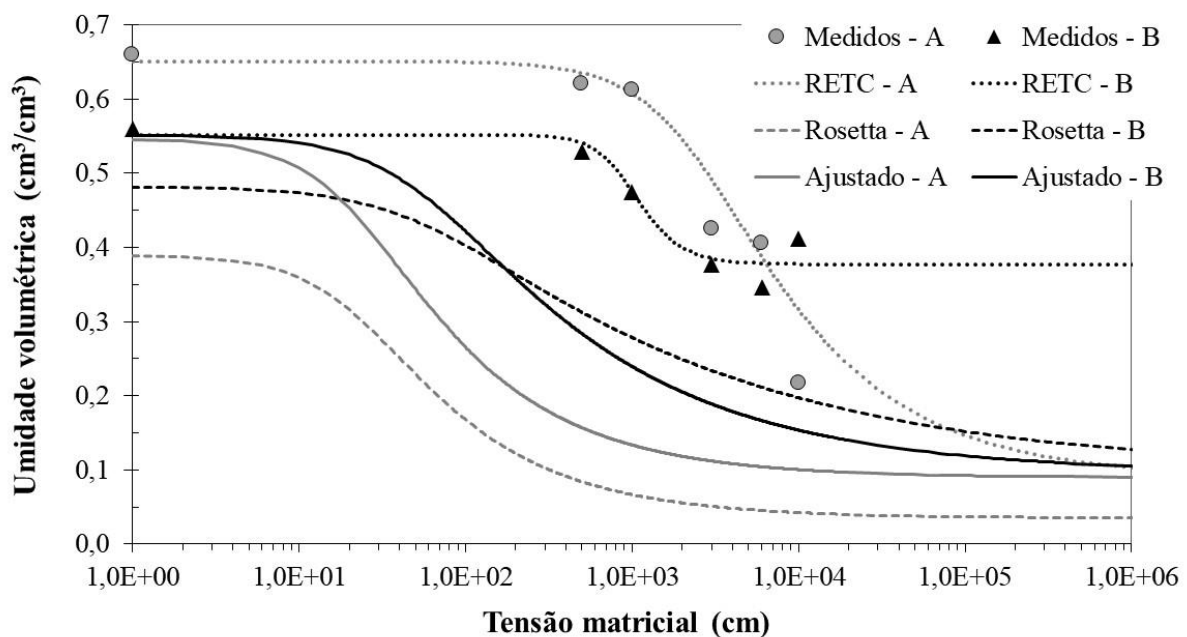


Figura 33 – Curvas de retenção da água no solo dos horizontes A e B e pares de valores de tensão matricial e umidade volumétrica. Nota-se que o “Ajustado” é que foi utilizado nas simulações.

Tabela 6 – Parâmetros hidráulicos dos 3 modelos apresentados, sendo que o “Ajustado” é que foi utilizado nas simulações.

		θ_r (cm ³ /cm ³)	θ_s (cm ³ /cm ³)	α (cm ⁻¹)	n (-)	m (-)	K_s (cm/s)
Horizonte A	RETC	0,0896	0,6511	0,0004	1,6165	0,3814	$3,18 \cdot 10^{-3}$ *
	Rosetta	0,0351	0,3903	0,0446	1,6375	0,3893	$1,06 \cdot 10^{-3}$
	Ajustado	0,0896	0,5468	0,0446	1,6165	0,3814	$4,05 \cdot 10^{-3}$
Horizonte B	RETC	0,3773	0,5518	0,0011	3,6782	0,7281	$9,34 \cdot 10^{-5}$ *
	Rosetta	0,0962	0,4819	0,0178	1,2585	0,2054	$2,09 \cdot 10^{-4}$
	Ajustado	0,0962	0,5518	0,0178	1,4000	0,2857	$4,63 \cdot 10^{-4}$

*Condutividade hidráulica saturada medida com o Permeâmetro de Guelph utilizando 2 cargas. θ_r é a umidade residual; θ_s é a umidade saturada; α , m e n são os parâmetros de ajuste sendo que $m=1-(1/n)$; e K_s é a condutividade hidráulica saturada (cm/s).

Para finalizar e resumir os materiais e métodos apresenta-se um fluxograma dos dois principais grupos de atividades nas quais se fundamenta este trabalho: levantamento e análise dos dados. Foram obtidos produtos intermediários, os quais analisados em conjunto possibilitaram o desenvolvimento do produto final que é o entendimento dos mecanismos de geração de vazão (Figura 34).

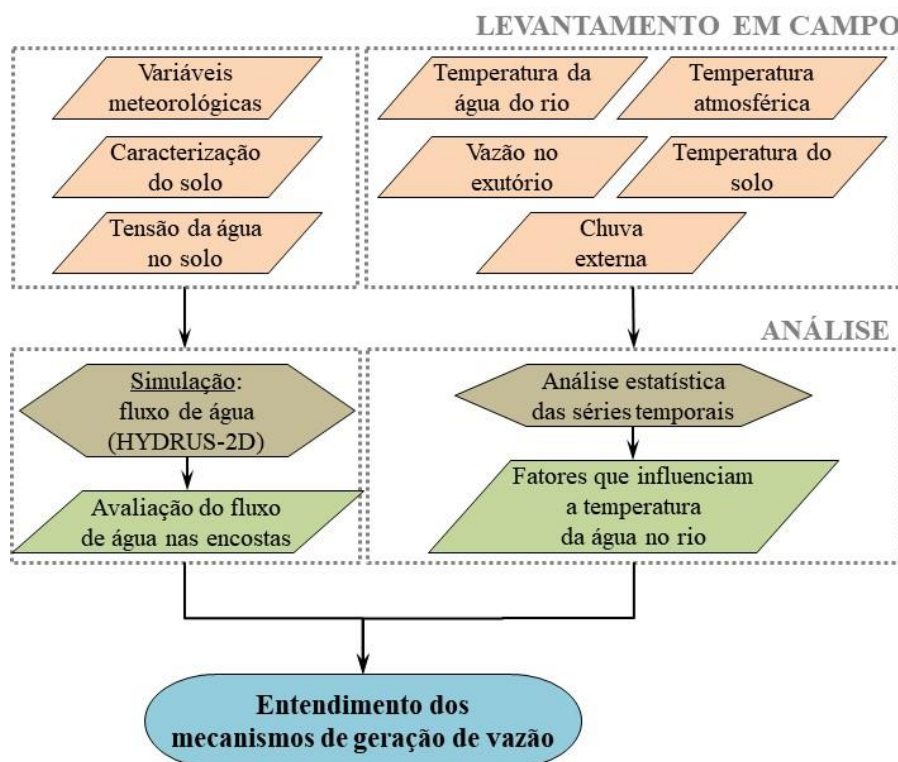


Figura 34 – Fluxograma resumido dos materiais e métodos.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 ANÁLISE EXPLORATÓRIA E CARACTERIZAÇÃO ESTATÍSTICA DAS SÉRIES TEMPORAIS

A série temporal analisada de todas as variáveis é de 1125 dias, no período de 15/10/2011 a 12/11/2014 (Figura 35). As séries de algumas variáveis apresentavam falhas de 1 ou 2 registros correspondentes ao momento de transferência dos dados do *datalogger* para o computador. Estas falhas foram preenchidas com zero no caso da chuva, pois nunca foi feita transferência de dados durante a chuva, e pela média aritmética dos dados imediatamente anterior e posterior à falha no caso das demais variáveis. Não foram preenchidas falhas mais longas devido a problemas nos equipamentos do sistema de monitoramento.

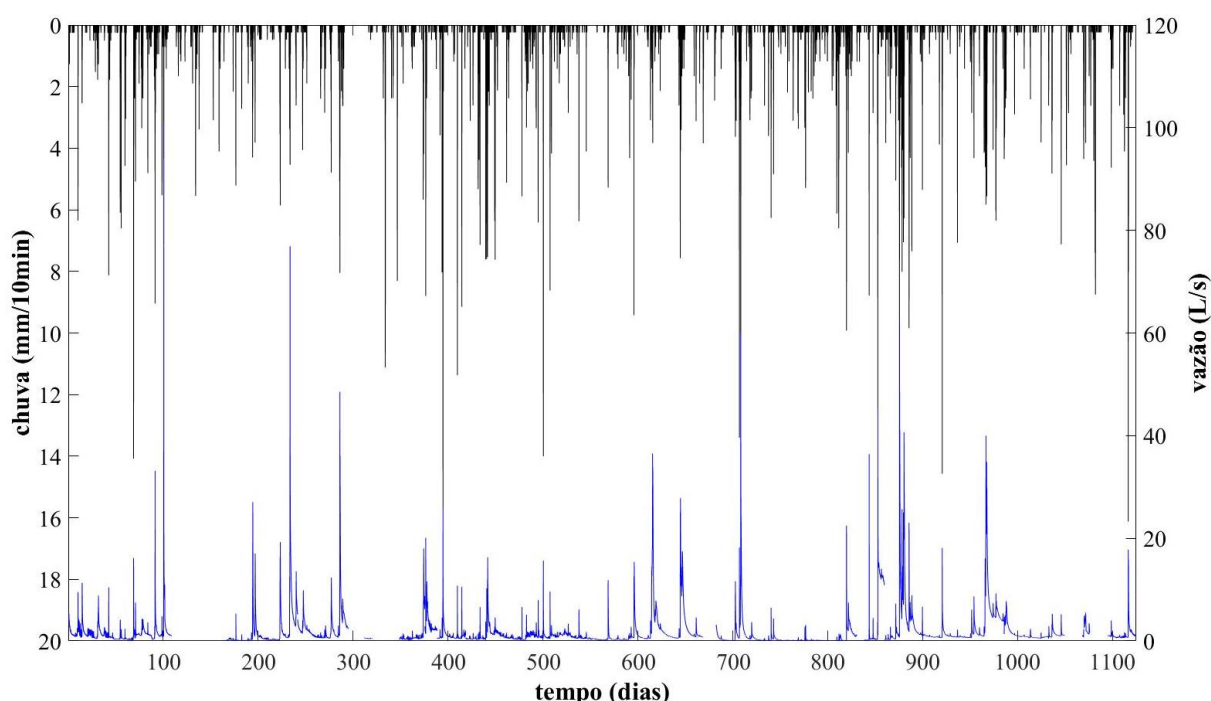


Figura 35 – Hietograma e hidrograma do período analisado (1125 dias - 15/10/2011 a 12/11/2014).

O total de chuva no período analisado foi de aproximadamente 5500 mm, uma média de aproximadamente 1800 mm/ano (Tabela 7), sendo que 2014 teve um total acima da média para a região que está entre 1500 e 1700 mm/ano de acordo com Pandolfo et al. (2002).

Tabela 7 – Total de chuva por ano do período analisado.

Ano	Período	Chuva (mm)
2011	15/10 - 31/12	358,27
2012	01/01 - 31/12	1651,94
2013	01/01 - 31/12	1637,43
2014	01/01 - 12/11	1920,33
Total		5567,97

Durante o período de monitoramento, junho se caracterizou como o mês com maior acumulado de chuva em todos os anos, com destaque para junho de 2014 quando choveu 492,61 mm. Mesmo assim, em geral, a chuva se distribuiu praticamente de maneira uniforme ao longo dos anos (Figura 36). Esta uniformidade se repete na análise da chuva por estação. As que se destacam como mais chuvosas são o verão e o inverno de 2014, associadas aos meses de março, junho e setembro de 2014 que foram mais chuvosos que os demais, e o inverno de 2013, associado ao mês de junho que também foi um dos que apresentou maior acumulado de chuva (Figuras 36 e 37).

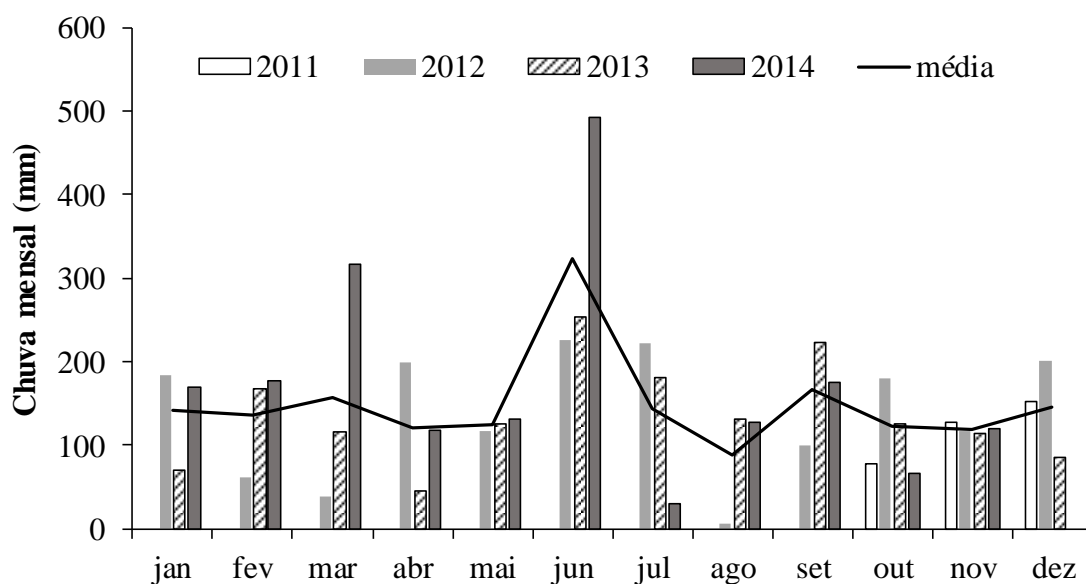


Figura 36 – Distribuição da chuva mensal.

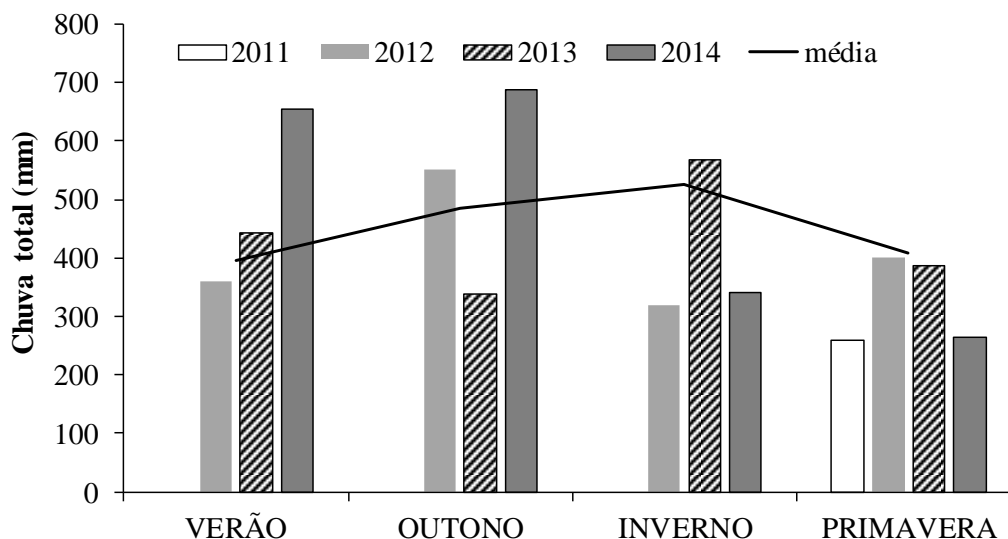


Figura 37 – Distribuição da chuva por estação.

A intensidade média nos dias com chuva repete o padrão apresentado pelo total de chuva mensal (Figura 38). Já quanto à intensidade máxima da chuva no mês verificou-se o padrão esperado de acordo com o clima da região, ou seja, em média os menores valores foram registrados no período de maio a agosto. Nota-se que os meses dez/2011, nov/2012, jun/2013 e nov/2014 apresentaram as maiores intensidades médias, porém não têm os maiores totais mensais. Isto pode indicar que nestes meses os eventos de chuva foram mais intensos (Figura 39).

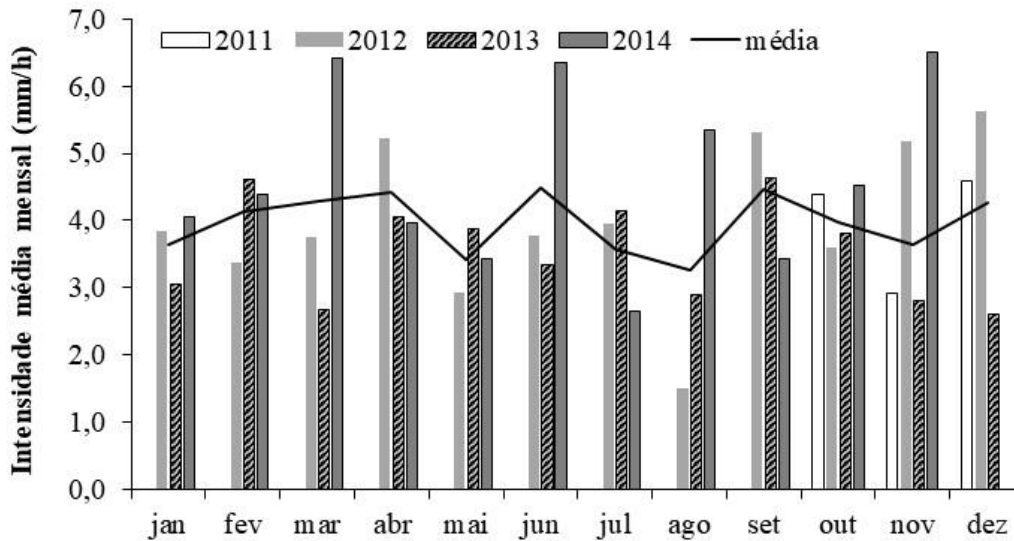


Figura 38 – Distribuição da intensidade média nos dias com chuva por mês.

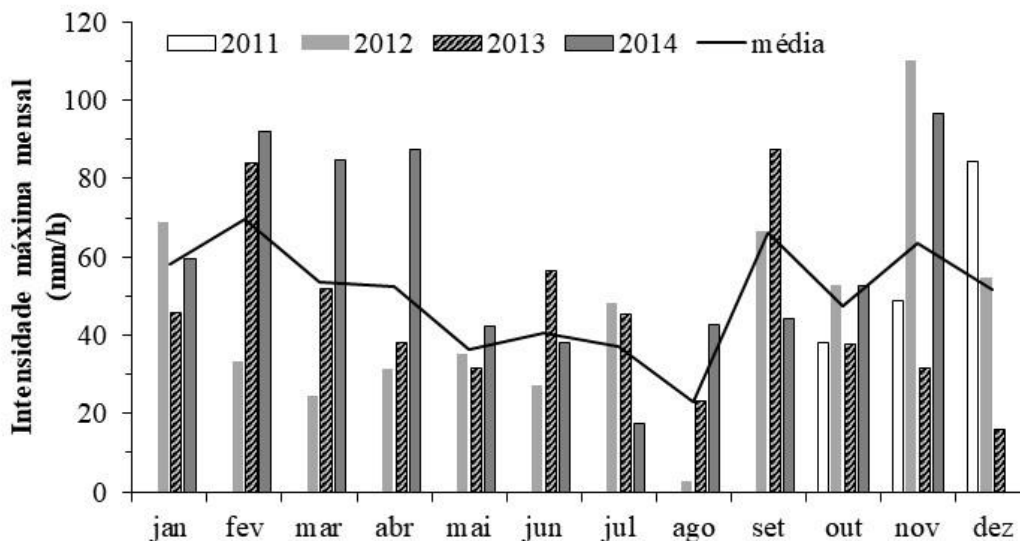


Figura 39 – Distribuição da intensidade máxima de chuva por mês.

A média de dias de chuva por mês é de aproximadamente 10 dias por mês, sendo que como esperado, agosto é o mês com menos dias de chuva, e de novembro a fevereiro é o período com mais dias de chuva por mês (Figura 40).

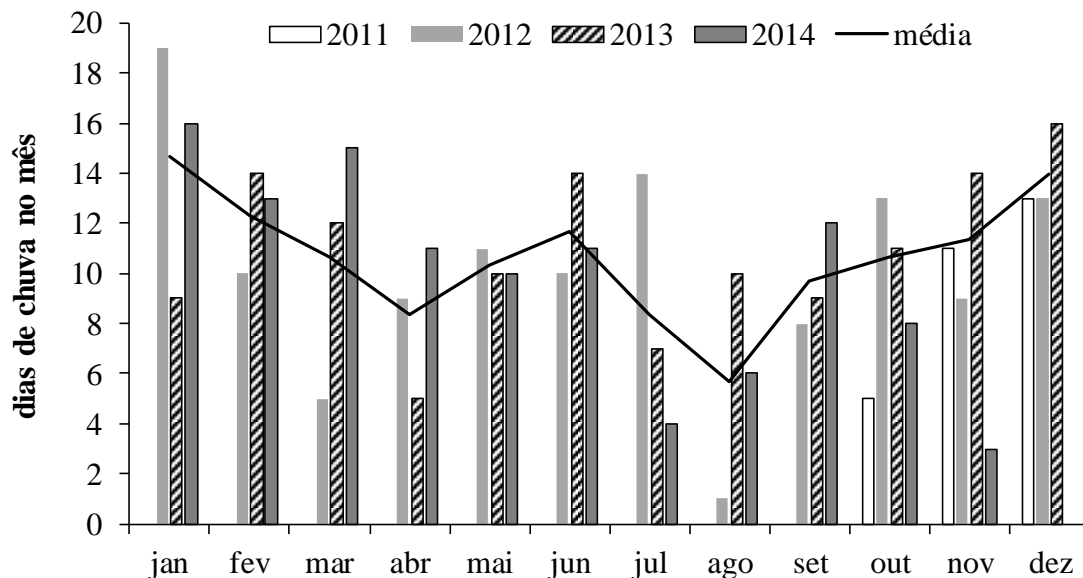


Figura 40 – Distribuição da quantidade de dias de chuva por mês. Nota: é necessário um acumulado de 1,2 mm no dia para ser considerado dia de chuva.

A curva de permanência de vazões do período analisado segue o padrão esperado para bacias hidrográficas com formação geológica sedimentar e uso do solo florestal. Isto significa que não se tem uma variação muito brusca da curva entre as probabilidades de excedência de 15 e 85%. O comportamento da vazão durante as estações do ano se mantém muito similar ao padrão do período todo (Figura 41).

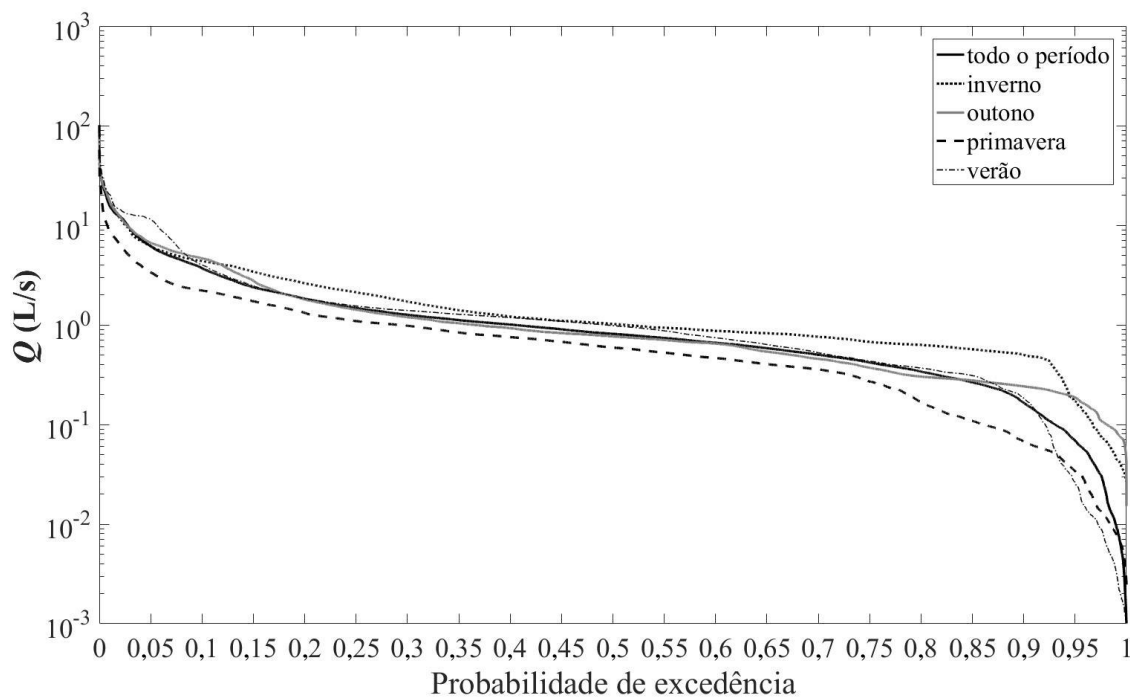


Figura 41 – Curva de permanência de vazões no exutório de todo o período analisado e de cada estação.

Destaca-se a curva de permanência da primavera que apresenta sempre vazões menores e o inverno e outono que apresentam vazões mínimas maiores em comparação com o período todo (Figura 41 e Tabela 8). Isso está relacionado ao tipo de eventos de chuva, que no outono e inverno se caracterizam por mais duradouros e de menor intensidade média, e à condição de umidade da bacia anterior ao evento, que nestas estações tende a ser maior.

Figura 8 – Resumo das vazões características das curvas de permanência.

Período	Vazão característica (L/s)			
	$Q_{95\%}$	$Q_{50\%}$	$Q_{10\%}$	$Q_{média}$
Todo o período	0,0641	0,8454	3,9262	1,6757
Inverno	0,1704	1,0222	4,3575	2,0189
Outono	0,1867	0,7664	4,6615	1,7663
Primavera	0,0338	0,5918	2,2114	1,0602
Verão	0,0256	0,9827	3,9856	2,0204

Os parâmetros estatísticos da variável temperatura medida nas diferentes posições da bacia, profundidade do solo, no rio e atmosférica diferem muito pouco, à exceção dos sensores A12m e Z12m. Ainda assim, como esperado, a menor média e mediana para o período são da temperatura da água do rio e a maior média da atmosférica. (Tabela 9).

Tabela 9 – Parâmetros estatísticos e das senoides representativas das séries de temperatura.

Local de medição	N válidos	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	CV	a^*	c^*
		(°C)				(%)	(°C)	(°)
A12	150840	15,5	16,0	7,0	21,0	17,1	7,0	62,3
B12	147809	15,2	15,0	7,0	20,0	15,3	6,5	62,3
Z12	155152	15,8	16,0	10,0	20,0	14,3	5,0	59,8
A3	151811	15,8	16,0	11,0	20,0	13,3	4,5	47,4
B3	149417	15,4	16,0	10,0	20,0	14,3	5,0	58,8
Z3	153010	15,7	16,0	11,0	19,0	11,8	4,0	52,0
A4	155155	15,7	16,0	11,0	20,0	13,9	4,5	51,9
B4	155169	15,8	16,0	11,0	23,0	13,4	4,5	53,1
Z4	145874	15,8	16,0	11,0	20,0	13,1	4,5	56,1
A12m*	32323	14,0	14,0	6,0	20,0	17,3	7,0	73,3
Z12m*	32315	14,2	14,0	7,0	20,0	14,9	6,5	70,4
M_20cm[▲]	158234	15,5	16,0	8,0	20,5	15,4	6,3	61,6
M_45cm[■]	155232	15,7	16,0	10,8	19,8	13,2	4,5	53,0
Rio	139562	15,1	15,3	8,2	20,7	13,4	5,1	60,5
Atmosférica	161852	15,9	16,0	-4,6	39,9	33,8	11,9	74,6

* Sensores de temperatura instalados a 3 cm de profundidade do solo e a 1 m de distância do rio. Período de monitoramento de aproximadamente 224 dias (do dia 01/07/2014 a 12/11/2014);

▲ Média entre as medições de temperatura em A12, B12 e Z12 (20 cm de profundidade);

■ Média entre as medições de temperatura em A3, A4, B3, B4, Z3 e Z4 (45 cm de profundidade).

CV é o coeficiente de variação.

* São parâmetros da Equação 18 ajustados aos dados medidos.

Dos sensores instalados a profundidade de 20 cm, o Z12 apresenta maior média, maior valor mínimo e menor amplitude (a) de senoide. Isso se deve à sua condição de maior umidade do que os demais, já que está localizado na base da encosta caracterizada por ordem zero (Tabela 9, Figuras 42 e 43). Esta tendência não ocorre nas outras posições na encosta (meio e topo).

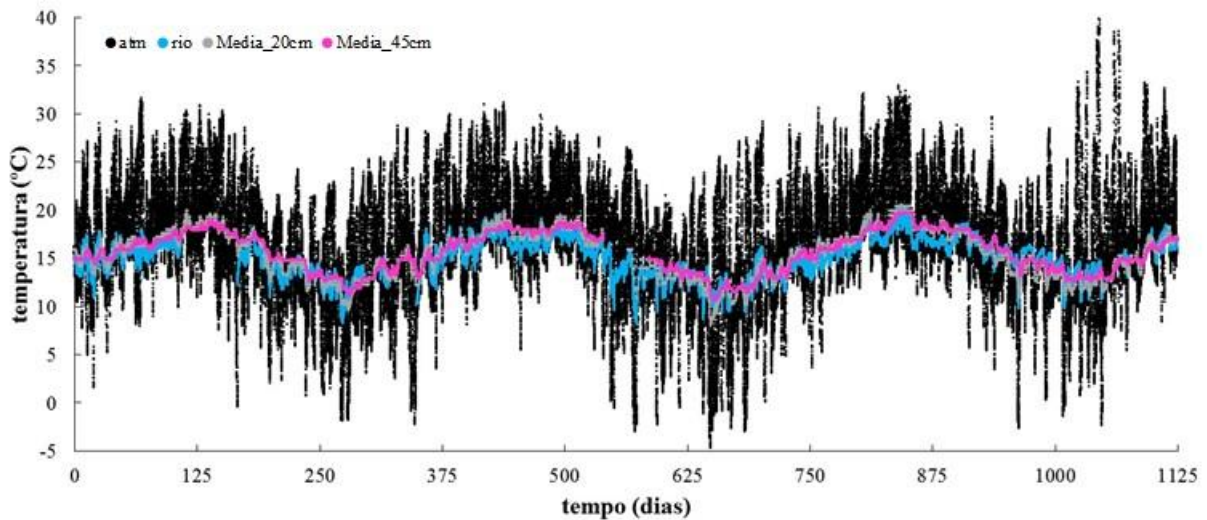


Figura 42 – Séries de temperatura atmosférica, da água do rio, e média do solo nas profundidades de 20 e 45 cm, Media_20cm e Media_45cm, respectivamente.

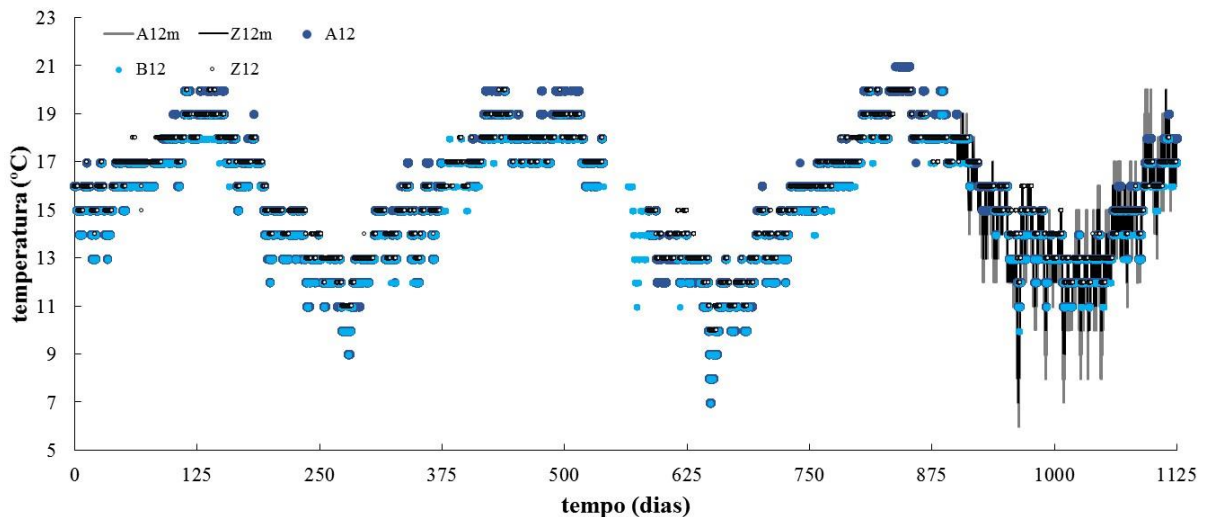


Figura 43 – Séries de temperatura do solo na profundidade de 20 cm nas encostas A, B e Z, e a 3 cm de profundidade do solo e a 1 m de distância do rio nas encostas A e Z (A12m e Z12m).

4.1.1 Caracterização dos eventos hidrológicos delimitados

O conjunto de eventos hidrológicos apresenta características bastante variáveis, o que pode ser evidenciado pelos altos valores de coeficiente de variação em todas as variáveis

calculadas (Tabela 10). Informações mais detalhadas para caracterização dos eventos hidrológicos são apresentadas no apêndice A (Tabela A1).

Tabela 10 – Estatísticas dos eventos analisados quanto à: chuva total, vazão de pico (Q_{pico}), vazão média ($Q_{\text{média}}$), intensidade média de chuva ($i_{\text{média}}$) e intensidade máxima de chuva ($i_{\text{máx}}$).

Variável	Número de eventos	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	SD	CV (%)
Chuva total (mm)	87	39,18	26,16	7,89	354,53	44,31	113,08
Q_{pico} (L/s)	87	13,32	7,85	1,07	76,89	14,68	110,26
$Q_{\text{média}}$ (L/s)	87	3,75	2,65	0,21	23,97	3,87	103,13
$i_{\text{média}}$ (mm/10 min)	87	0,16	0,15	0,04	0,49	0,08	50,50
$i_{\text{máx}}$ (mm/10 min)	87	5,96	5,08	1,18	18,36	3,68	61,68

Nota: SD é o desvio padrão e CV é o coeficiente de variação.

Os eventos hidrológicos ocorridos no verão se caracterizam em média pelas maiores vazões de pico, vazões e intensidades de chuva médias e intensidade máxima, mas apresentam os menores valores de chuva total. Isso evidencia o padrão dos eventos de chuva que ocorrem no verão que são mais intensos e de menor duração. Ao contrário, os eventos hidrológicos do outono e inverno são menos intensos e resultam em maior altura de chuva total (Figura 44).

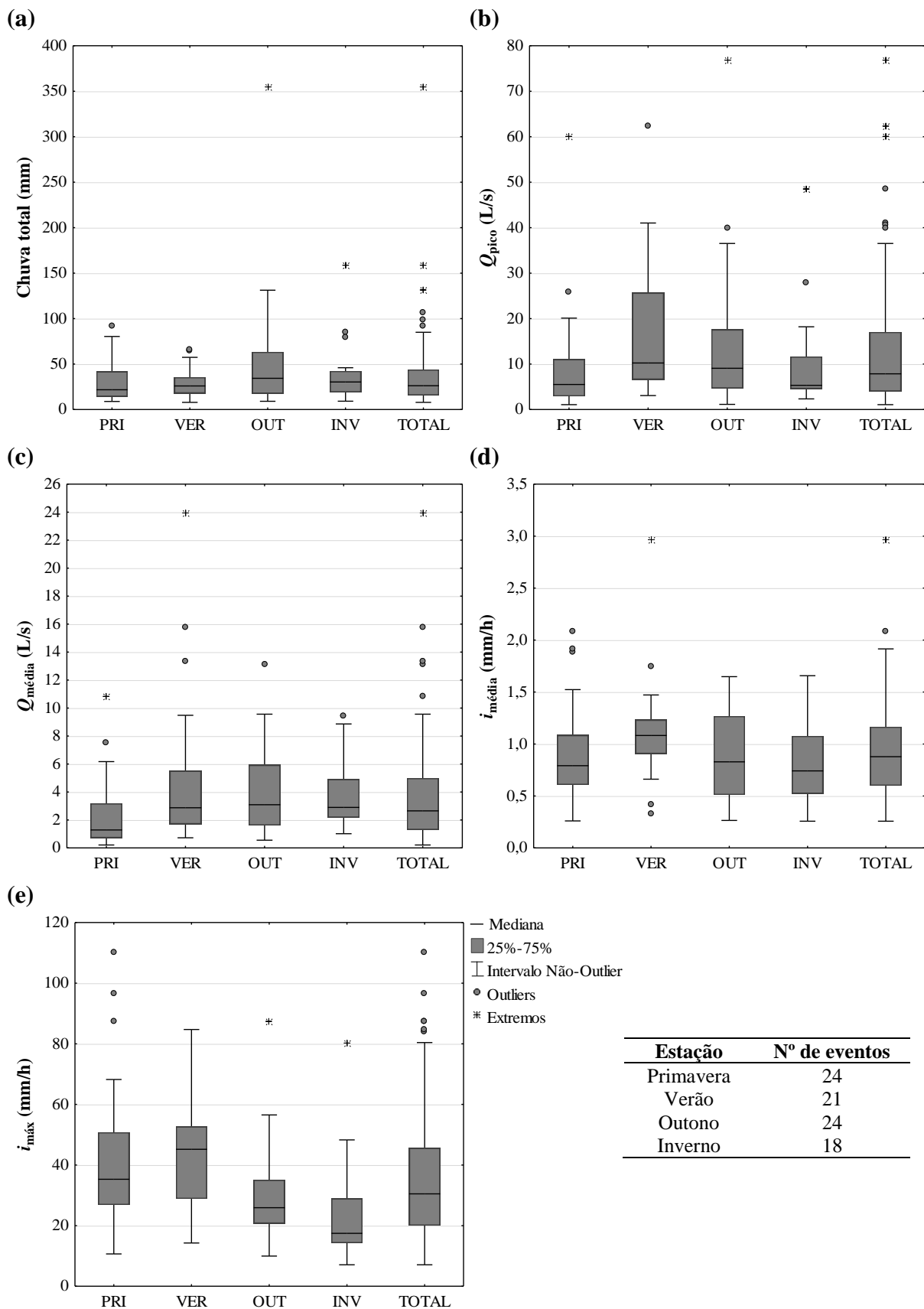


Figura 44 – Caracterização dos eventos hidrológicos analisados quanto à: (a) Chuva total; (b) Vazão de pico (maior vazão); (c) Vazão média; (d) Intensidade média de chuva; e (e) Intensidade máxima de chuva. Nota: TOTAL se refere a todos os 87 eventos hidrológicos.

4.2 RELAÇÃO ENTRE TEMPERATURA ATMOSFÉRICA, DO SOLO E DA ÁGUA DO RIO

O coeficiente de correlação entre a temperatura medida nos 9 pontos de medição no solo é maior do que 0,9. Mas quando considera-se apenas os grupos de sensores que estão instalados na mesma profundidade, os coeficientes tornam-se maiores do que 0,96. Isso porque a variabilidade da temperatura no solo é muito baixa, e considerando a série de maneira geral, os fatores que alteram a temperatura do solo nos 9 pontos são os mesmos (Tabela 11).

A correlação da temperatura da água do rio com a do solo nos 9 pontos também é forte, sendo maior com a temperatura do solo a 20 cm de profundidade.

É interessante observar que no caso dos sensores instalados nas encostas A e Z mais próximos da superfície do solo e do rio, o Z12m apresenta maior correlação com a temperatura da água do rio e menor com a temperatura atmosférica, e o contrário ocorre com o A12m, que é o que apresenta correlação mais forte com a temperatura atmosférica. É importante ressaltar que o A12m está instalado o sob a sombra de árvores e xaxins. Já o Z12m está em um local aberto, exposto à luz solar. Sendo assim, a maior correlação do Z12m com a temperatura do rio e do A12m com a temperatura atmosférica é um indício de que a encosta Z sofre mais influência da umidade oriunda do rio do que a encosta A.

Tabela 11 – Coeficiente de correlação de Pearson entre as variáveis de temperatura.

	A12	B12	Z12	A3	B3	Z3	A4	B4	Z4	A12m	Z12m	M_20cm	M_45cm	Rio	Atm
A12	1,000	0,98	0,97	0,92	0,96	0,93	0,93	0,92	0,94	0,89	0,93	0,99	0,95	0,92	0,59
B12		1,00	0,97	0,93	0,95	0,93	0,93	0,92	0,94	0,89	0,93	0,99	0,94	0,90	0,57
Z12			1,00	0,95	0,97	0,95	0,96	0,94	0,96	0,81	0,87	0,99	0,97	0,90	0,55
A3				1,00	0,96	0,98	0,98	0,96	0,98	0,70	0,77	0,94	0,99	0,86	0,51
B3					1,00	0,96	0,97	0,96	0,97	0,76	0,82	0,97	0,98	0,87	0,53
Z3						1,00	0,97	0,96	0,97	0,67	0,75	0,94	0,99	0,86	0,50
A4							1,00	0,97	0,98	0,70	0,77	0,95	0,99	0,86	0,51
B4								1,00	0,97	0,57	0,64	0,94	0,98	0,84	0,49
Z4									1,00	0,73	0,80	0,95	0,99	0,86	0,50
A12m*										1,00	0,97	0,88	0,71	0,92	0,65
Z12m*											1,00	0,93	0,78	0,94	0,59
M_20cm [▲]												1,00	0,96	0,92	0,58
M_45cm [■]													1,00	0,87	0,51
Rio														1,00	0,68
Atm															1,00

* Sensores de temperatura instalados a 3 cm de profundidade do solo e a 1 m de distância do rio. Período de monitoramento de aproximadamente 224 dias (do dia 01/07/2014 a 12/11/2014);

[▲] Média entre as medições de temperatura em A12, B12 e Z12;

[■] Média entre as medições de temperatura em A3, A4, B3, B4, Z3 e Z4.

Além disso, verificou-se que no caso da bacia ARA, a relação entre a temperatura do rio e a atmosférica considerando médias em intervalos de 10 minutos, diárias, semanais e mensais não segue o ajuste da curva em forma de S, conforme Mohseni & Stefan (1999) (Figura 45).

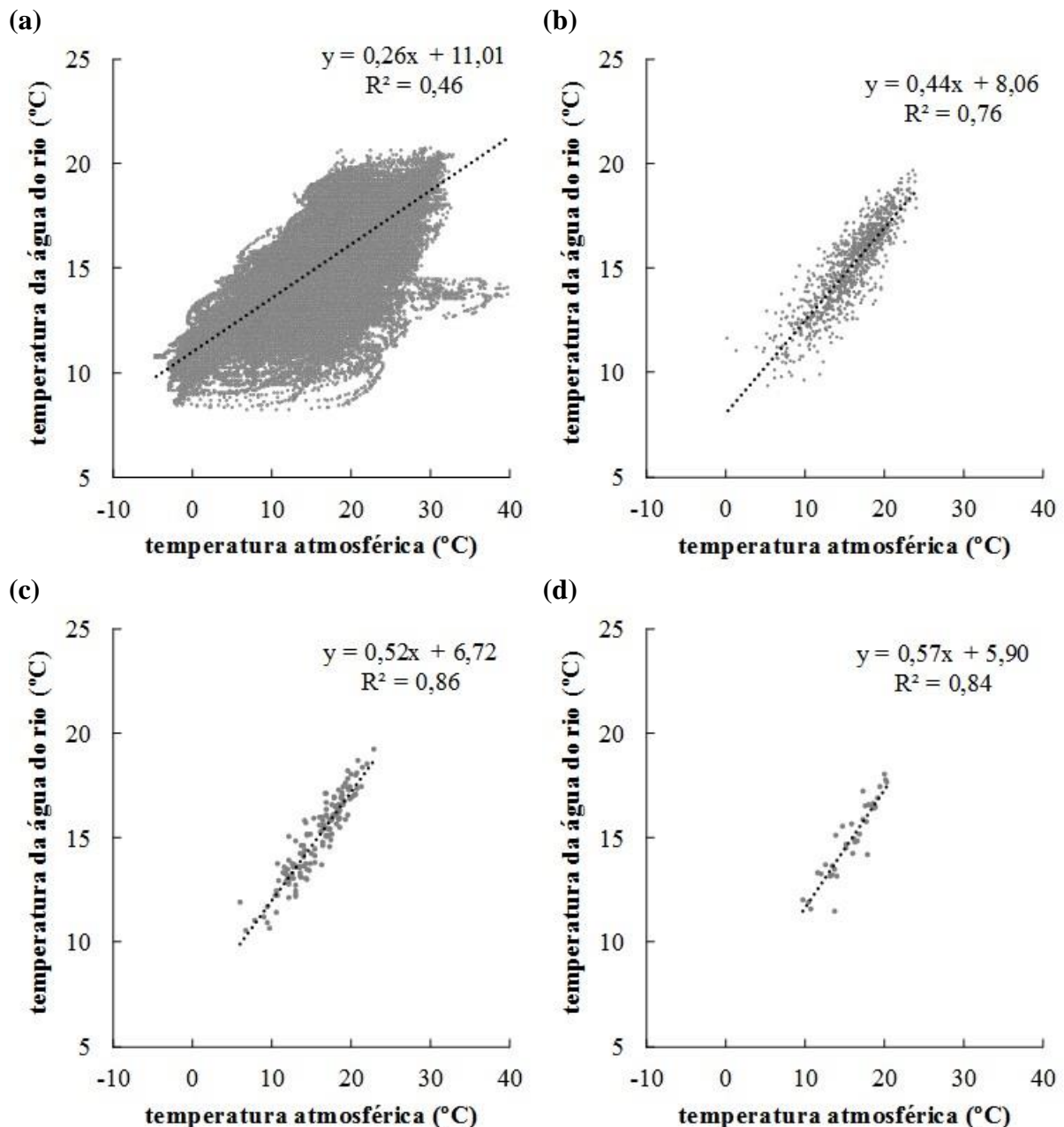


Figura 45 – Relação entre temperatura atmosférica e da água do rio médias no intervalo (a) 10 minutos; (b) diário; (c) semanal; e (d) mensal.

Isso pode ser explicado pelo fato de a bacia se localizar em região de clima subtropical, e por isso não apresenta a parte mais fria da curva, como no caso das bacias em regiões de clima temperado. Além disso, de acordo com Mohseni et al. (1998) este modelo não pode ser

aplicado em rios onde o fluxo subterrâneo tem influência significativa na composição da vazão. A partir do intervalo diário, o ajuste linear apresenta R^2 significativamente alto.

4.3 TEMPERATURA COMO INDICADOR DOS MECANISMOS DE GERAÇÃO DE VAZÃO

No intuito de verificar os principais fatores relacionados às variações na temperatura da água do rio foram considerados 3 períodos de análise: A – antes; E – durante; e D – depois do evento. A temperatura atmosférica apresenta tendência bem definida de diminuição da temperatura no sentido de antes até depois do evento em todas as estações do ano (Figura 46b).

A temperatura do solo apresenta comportamentos diferentes para as profundidades de 20 e 45 cm. No caso da maior profundidade, em média, a temperatura varia muito pouco entre os períodos, sendo interessante notar um leve aumento na primavera e leve diminuição no outono e inverno (Figura 46d). Na profundidade de 20 cm, a temperatura tende a aumentar durante o evento na primavera e inverno (Figura 46c). Uma possível explicação para isso poderia ser o próprio equilíbrio de temperatura influenciado pela temperatura atmosférica, que realmente é maior do que a temperatura do solo nesta profundidade. Isto é válido apenas na primavera (Figura 47a). Já no inverno, estes 2 compartimentos estão quase na mesma temperatura em média (Figura 47d). Como a temperatura do solo na profundidade de 45 cm é maior em todos os períodos, existe um indício de que a água infiltre nas posições mais distantes do rio na encosta (Meio encosta e Topo) e se movimente paralelamente à camada rochosa impermeável, que na posição mais próxima do rio (Base) tem profundidade média aproximada de 20 cm (Figura 47d) ocasionando o aumento da temperatura do solo.

A temperatura da água do rio também apresenta comportamento médio de aumento durante o evento em 2 estações: no inverno, como na profundidade de 20 cm e não na primavera, mas sim no outono (Figura 46a). Isto evidencia a contribuição da água armazenada em maiores profundidades na geração de vazão do rio, já que a temperatura do solo na profundidade de 45 cm é maior em todos os períodos na estação do outono (Figura 47c).

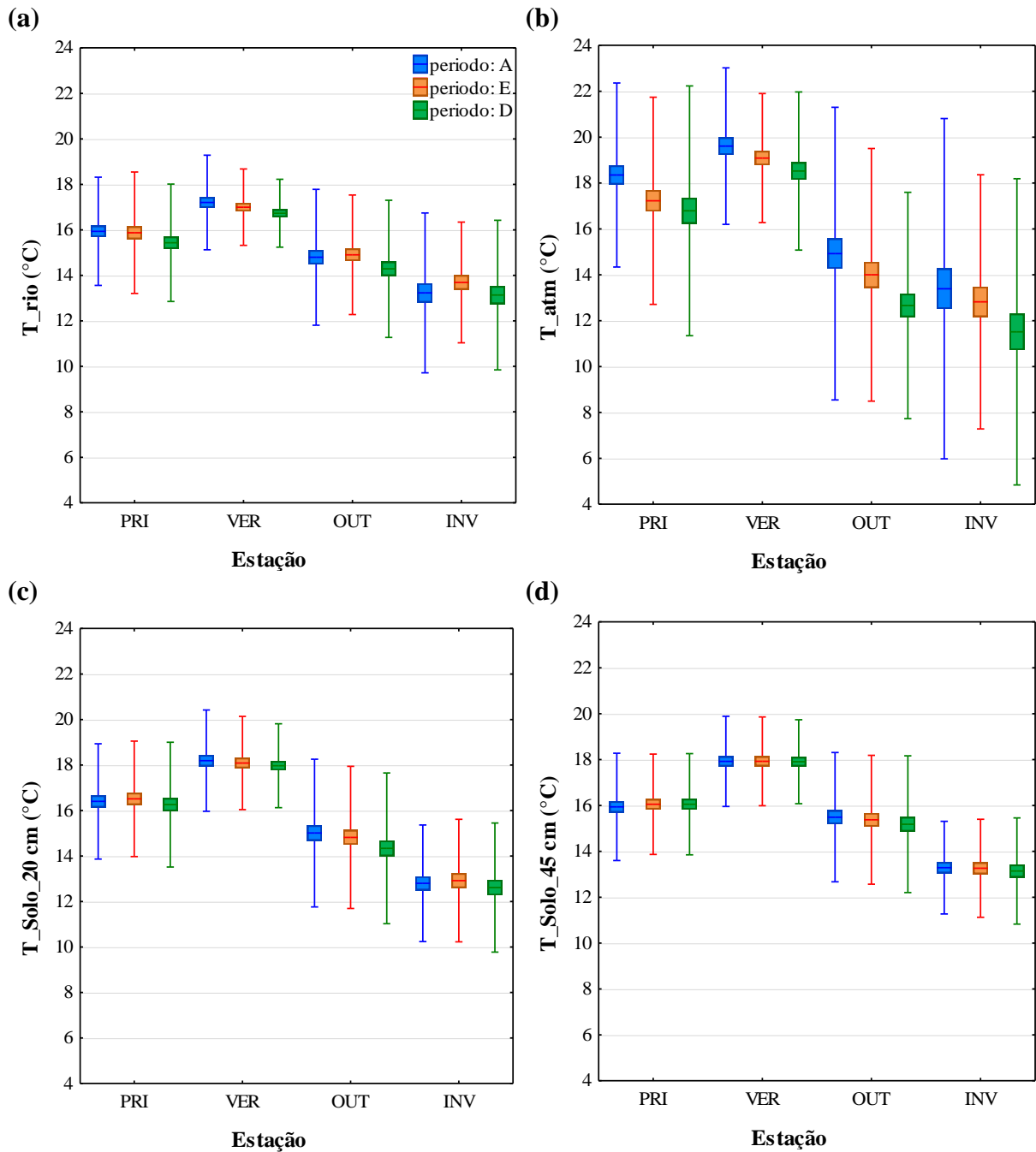
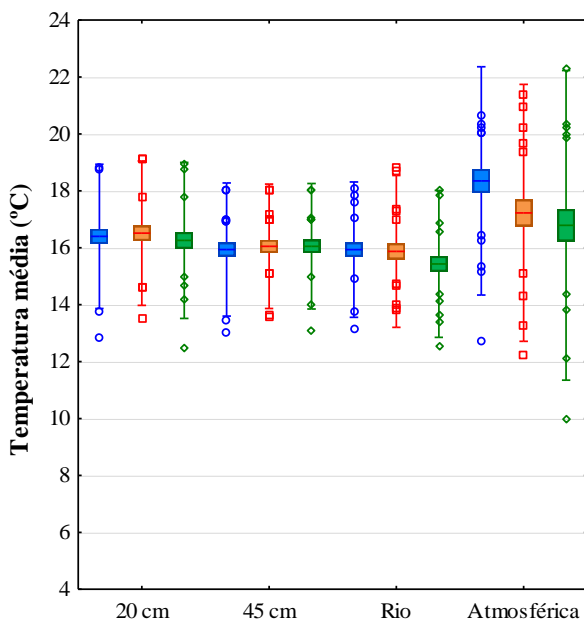
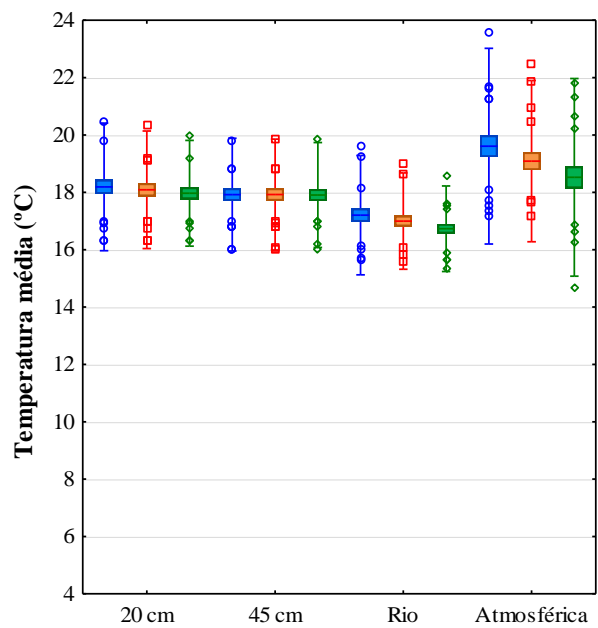


Figura 46 – Temperatura média nos períodos antes (A), durante (E) e depois (D) do evento hidrológico nas estações do ano (primavera, verão, outono e inverno) (a) da água do rio; (b) atmosférica; (c) do solo na profundidade de 20 cm; e (d) do solo na profundidade de 45 cm.

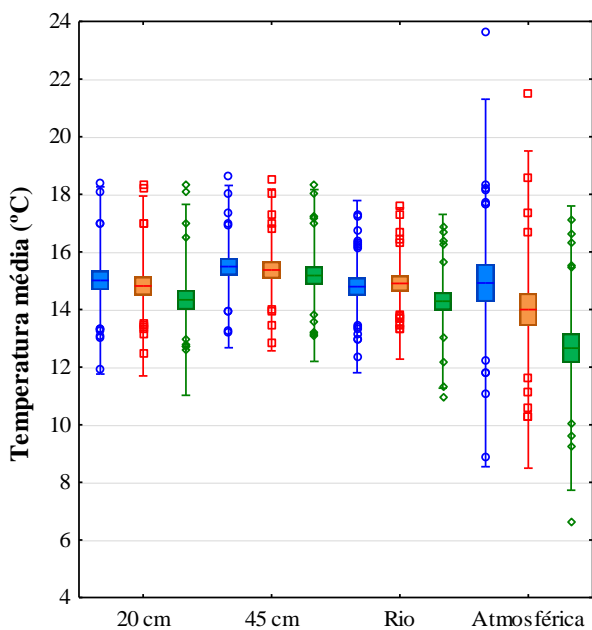
(a) Primavera



(b) Verão



(c) Outono



(d) Inverno

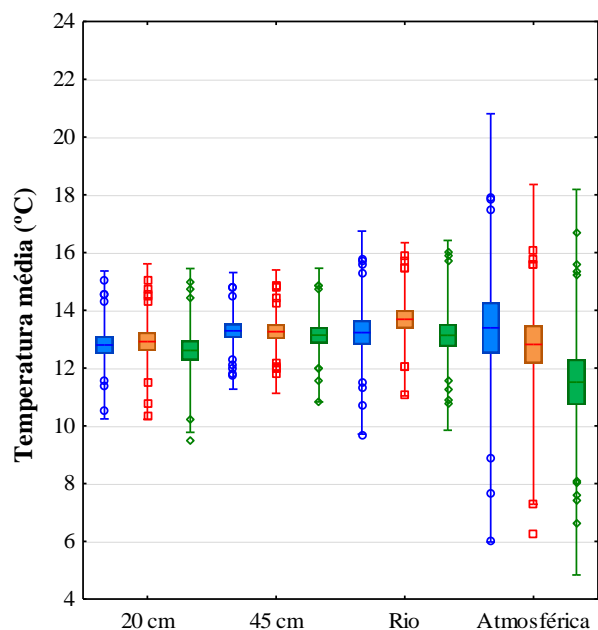


Figura 47 – Temperatura média nos períodos antes (A), durante (E) e depois (D) do evento hidrológico nas estações: (a) primavera; (b) verão; (c) outono; e (d) inverno.

Em termos de comportamento, a temperatura da água do rio se assemelha mais com a temperatura do solo na profundidade de 20 cm, em seguida com a profundidade de 45 cm, e por último com a atmosférica (Figura 48a).

Na Figura 48 são apresentadas 2 séries de dados para a estação de outono. Isso foi necessário, pois notou-se comportamento distinto dos demais para a série de outono (Outono_1). Ao buscar-se motivo para isso, identificou-se que o evento nº 75, por ser muito longo, descaracteriza a situação de durante do evento. Assim, quando se retira esse evento da

série (Outono_2), a tendência dos coeficientes se reestabelece como para as demais estações, isto é, com a correlação entre temperatura da água do rio e do solo na profundidade de 45 cm como o 2º maior valor.

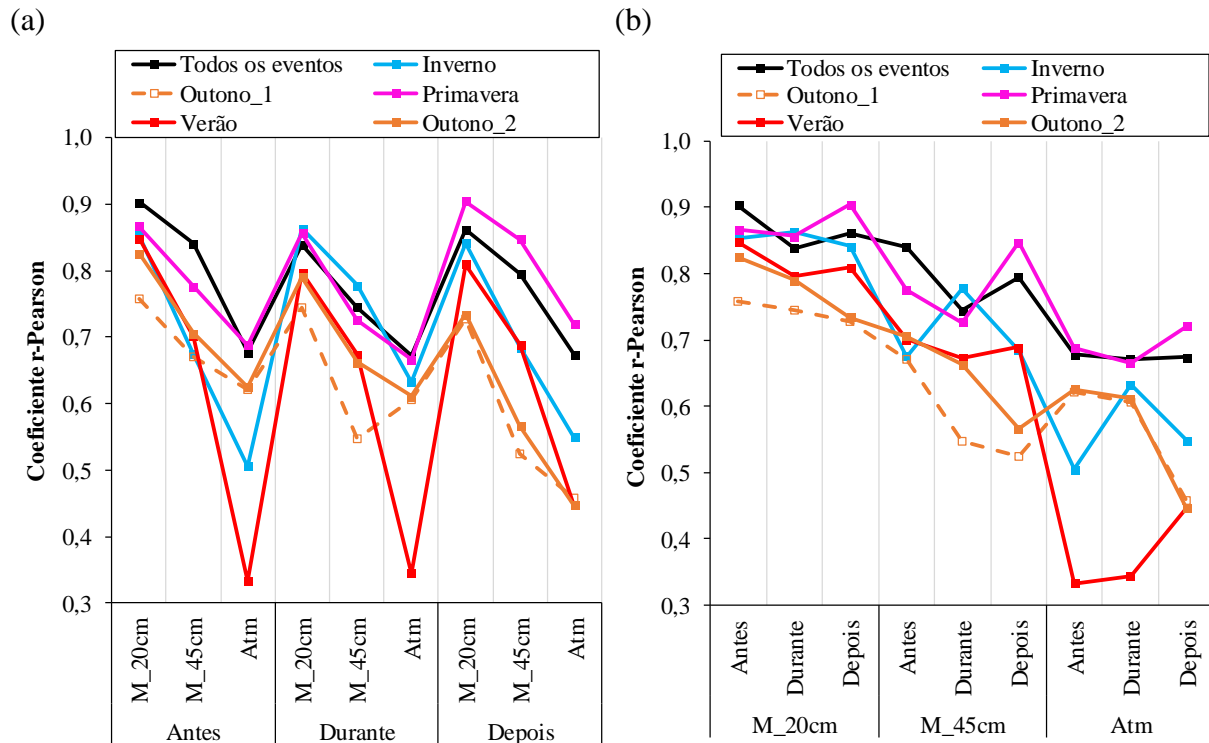


Figura 48 – Coeficientes r-Pearson entre a temperatura da água do rio e do solo nas profundidades de 20 e 45 cm e atmosférica nos períodos antes, durante e depois dos eventos hidrológicos em cada estação. Nota-se que Outono_1 inclui todos os eventos hidrológicos da estação, e Outono_2 foi excluído o evento n° 75 e a explicação se encontra no texto.

Em geral, os coeficientes da temperatura da água do rio em relação a do solo na profundidade de 20 cm se mantém estáveis para cada estação comparando os períodos antes, durante e depois dos eventos hidrológicos. Os coeficientes de correlação referentes à temperatura do solo na profundidade de 45 cm apresentam maior variação nas estações do inverno, primavera e outono. Durante o evento hidrológico, o coeficiente aumenta significativamente em relação ao período antes do evento, e depois volta a diminuir. No caso da primavera, ocorre o contrário, o coeficiente cai durante o evento. Isso poderia indicar que, no inverno, existe maior contribuição do fluxo oriundo do solo próximo à profundidade de 45 cm para a geração de vazão, porém no caso da temperatura atmosférica esse aumento do coeficiente de correlação também ocorre (Figura 48b). Isso dificulta a identificação da principal fonte de contribuição na geração de vazão, especialmente se verificarmos que esse também é o padrão de variação dos coeficientes de correlação entre a temperatura atmosférica e as do solo na estação do inverno (Tabela 12).

Em média, o coeficiente de correlação entre a temperatura atmosférica e da água do rio é 0,57, e os coeficientes de correlação da temperatura da água do rio com as do solo são maiores, e estão entre 0,6 e 0,9 (Figura 48 e Tabela 12). Além disso, os coeficientes entre a temperatura atmosférica e as do solo são bem menores (A: 0,12 a 0,59; E: 0,11 a 0,61; D: 0,13 a 0,61). Então, apenas com base nessas informações não é possível afirmar que a principal contribuição da vazão provém do escoamento subsuperficial, mas a correlação mais forte entre a temperatura do solo e da água do rio do que com a temperatura atmosférica é um indício para isso.

Tabela 12 – Coeficientes r-Pearson entre as temperaturas da água do rio, do solo nas profundidades de 20 e 45 cm e atmosférica nos períodos antes, durante e depois dos eventos hidrológicos em cada estação.

	Antes				Durante				Depois			
	M_20cm	M_45cm	Rio	Atm	M_20cm	M_45cm	Rio	Atm	M_20cm	M_45cm	Rio	Atm
Todos os eventos												
N	22568				19139				16942			
M_20cm	1,00	0,95	0,90	0,59	1,00	0,90	0,84	0,58	1,00	0,94	0,86	0,61
M_45cm	0,95	1,00	0,84	0,50	0,90	1,00	0,74	0,42	0,94	1,00	0,79	0,51
Rio	0,90	0,84	1,00	0,68	0,84	0,74	1,00	0,67	0,86	0,79	1,00	0,67
Atm	0,59	0,50	0,68	1,00	0,58	0,42	0,67	1,00	0,61	0,51	0,67	1,00
INVERNO												
N	5553				5562				5569			
M_20cm	1,00	0,85	0,85	0,34	1,00	0,85	0,86	0,61	1,00	0,87	0,84	0,35
M_45cm	0,85	1,00	0,67	0,23	0,85	1,00	0,78	0,40	0,87	1,00	0,68	0,19
Rio	0,85	0,67	1,00	0,51	0,86	0,78	1,00	0,63	0,84	0,68	1,00	0,55
Atm	0,34	0,23	0,51	1,00	0,61	0,40	0,63	1,00	0,35	0,19	0,55	1,00
OUTONO												
N	6929				6938				6943			
M_20cm	1,00	0,92	0,83	0,50	1,00	0,86	0,79	0,47	1,00	0,86	0,73	0,29
M_45cm	0,92	1,00	0,71	0,41	0,86	1,00	0,66	0,32	0,86	1,00	0,57	0,13
Rio	0,83	0,71	1,00	0,63	0,79	0,66	1,00	0,61	0,73	0,57	1,00	0,45
Atm	0,50	0,41	0,63	1,00	0,47	0,32	0,61	1,00	0,29	0,13	0,45	1,00
PRIMAVERA												
N	5196				5199				5109			
M_20cm	1,00	0,92	0,87	0,46	1,00	0,89	0,86	0,45	1,00	0,95	0,90	0,53
M_45cm	0,92	1,00	0,78	0,37	0,89	1,00	0,73	0,34	0,95	1,00	0,85	0,49
Rio	0,87	0,78	1,00	0,69	0,86	0,73	1,00	0,67	0,90	0,85	1,00	0,72
Atm	0,46	0,37	0,69	1,00	0,45	0,34	0,67	1,00	0,53	0,49	0,72	1,00
VERÃO												
N	3449				3447				3449			
M_20cm	1,00	0,91	0,85	0,13	1,00	0,91	0,80	0,12	1,00	0,88	0,81	0,25
M_45cm	0,91	1,00	0,70	0,12	0,91	1,00	0,67	0,11	0,88	1,00	0,69	0,17
Rio	0,85	0,70	1,00	0,33	0,80	0,67	1,00	0,34	0,81	0,69	1,00	0,45
Atm	0,13	0,12	0,33	1,00	0,12	0,11	0,34	1,00	0,25	0,17	0,45	1,00

Nota-se que utilizou-se Outono_2 para essas análises, ou seja, foi excluído o evento nº 75 e o motivo para isso foi explicado anteriormente e N denota o número de dados válidos.

Analisando cada evento hidrológico separadamente não é possível identificar um padrão de comportamento da temperatura da água do rio em relação às outras temperaturas (atmosférica e do solo) que faça com que a temperatura possa ser utilizada em todas as situações como traçador para a separação do escoamento. Porém, alguns eventos revelam comportamento interessante da temperatura de cada compartimento, um deles é o evento nº 50, cuja análise em detalhes é apresentada a seguir (Figura 49).

Este evento ocorreu entre os dias 14 e 31 de julho de 2013, quando houve um episódio de precipitação em forma de neve na região da ARA. É possível notar que a temperatura atmosférica atingiu valores negativos logo após o pico de vazão (Figura 49). Apesar de ter ocorrido essa queda brusca de temperatura atmosférica, a temperatura da água do rio se mantém praticamente estável e muito próxima da média de temperatura do solo na profundidade de 45 cm.

Em termos médios, no período antes do evento, a temperatura da água do rio é menor do que a temperatura do solo na profundidade de 20 cm. Após o pico de vazão, ocorre uma queda brusca da temperatura atmosférica, e a temperatura do solo na profundidade de 20 cm acompanha esse comportamento. Entretanto, a temperatura da água do rio tende a ficar em média mais próxima da temperatura do solo na profundidade de 45 cm (Tabela 13).

Tabela 13 – Temperatura média nos períodos antes, durante e depois do evento hidrológico nº 50 em cada um dos compartimentos.

Período	Temperatura (°C)			
	Média 20 cm	Média 45 cm	Água do rio	Atmosférica
Antes (638 – 644)	12,1	13,2	11,3	10,6
Durante (644 – 650)	10,7	12,4	12,1	6,3
Depois (650 – 656)	9,5	10,9	10,8	7,4

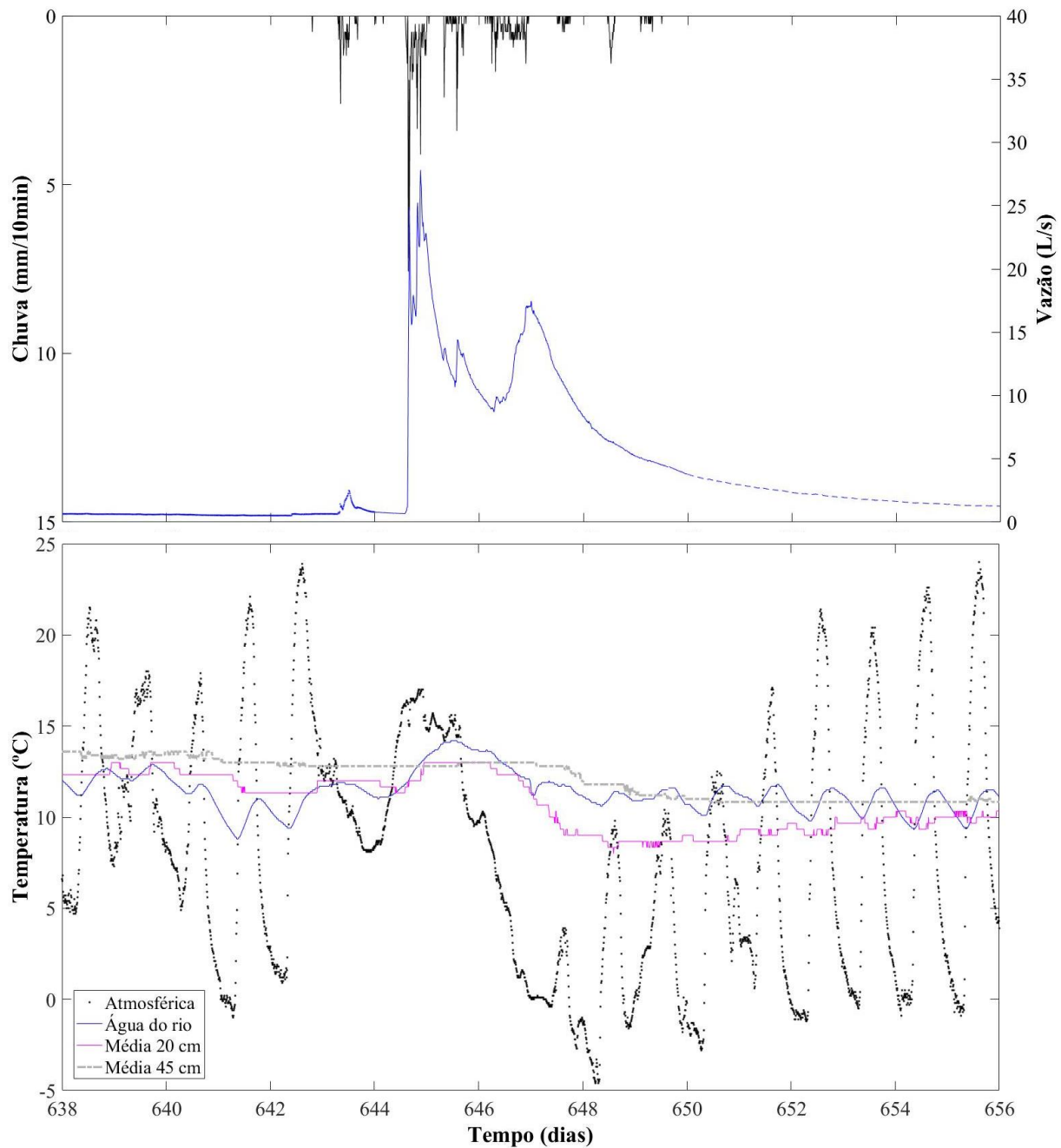


Figura 49 – Hietograma, hidrograma e temperatura atmosférica, da água do rio e média do solo nas profundidades de 20 e 45 cm do evento nº 50. Nota-se que o período considerado antes é do dia 638 a 644, durante é de 644 a 650 e depois do dia 650 a 656.

Também observou-se o padrão de alguns eventos que ocorrem no verão que se assemelham ao evento nº 8, em que se tem vazão antes do evento da ordem de 0,5 L/s, e chuva muito intensa e de curta duração, ocasionando o aumento brusco da vazão (Figura 50).

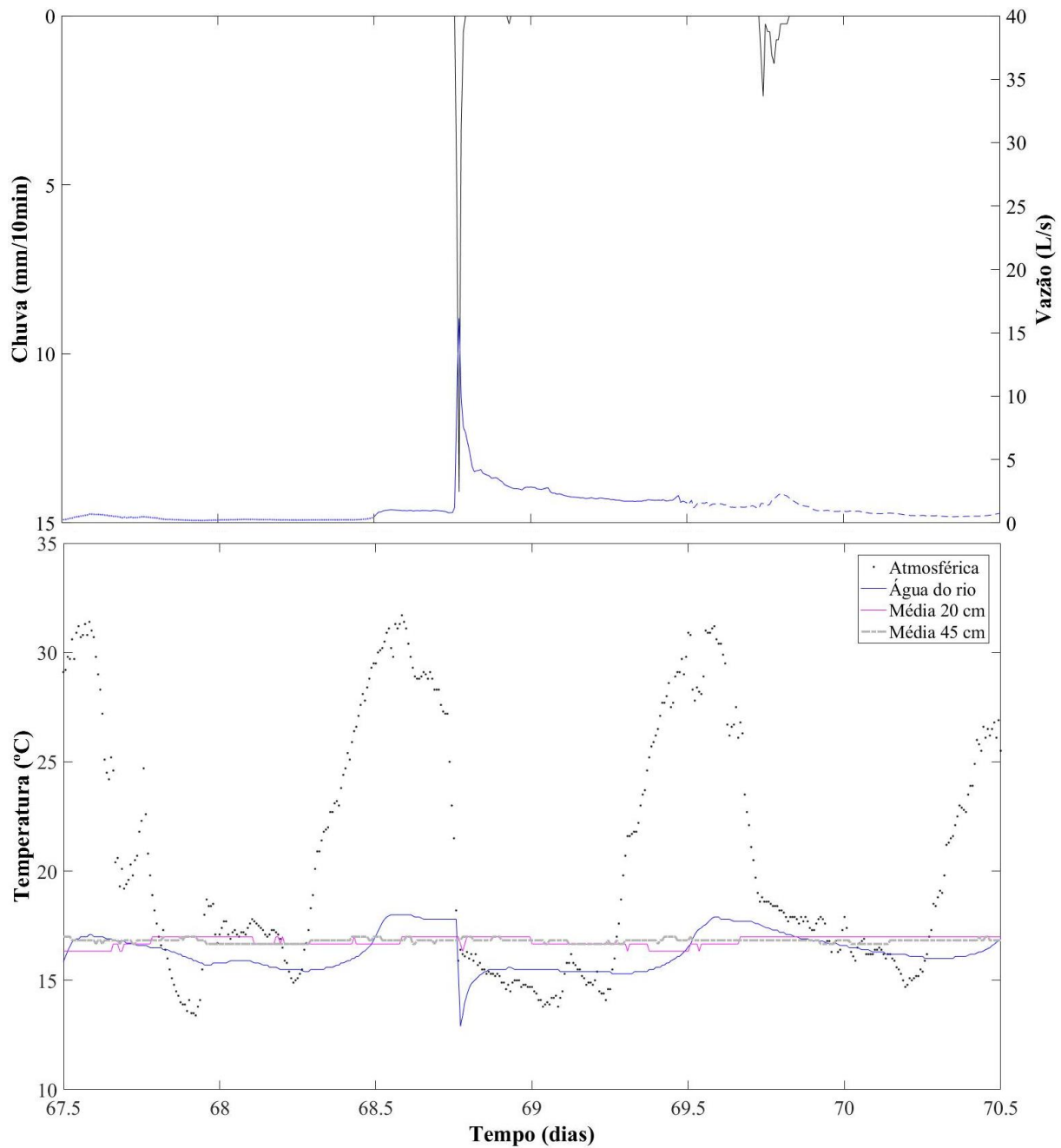


Figura 50 – Hietograma, hidrograma e temperatura atmosférica, da água do rio e média do solo nas profundidades de 20 e 45 cm de um evento nº 8. Nota-se que o período considerado antes é do dia 67,5 a 68,5, durante é de 68,5 a 69,5 e depois do dia 69,5 a 70,5.

A temperatura atmosférica, nestes casos apresenta uma queda brusca no momento do início da chuva devido ao próprio fenômeno de formação da chuva, e a temperatura da água do rio acompanha esse comportamento. A temperatura do solo não se altera significativamente. Isso deve ocorrer pelo próprio equilíbrio imediato da temperatura da água com a atmosférica (Figura 50 e Tabela 14).

Tabela 14 – Temperatura média nos períodos antes, durante e depois do evento hidrológico nº 8 em cada um dos compartimentos.

Período	Temperatura (°C)			
	Média 20 cm	Média 45 cm	Água do rio	Atmosférica
Antes (67,5 – 68,5)	16,7	16,8	16,1	20,7
Durante (68,5 – 69,5)	16,7	16,8	16,1	21,0
Depois (69,5 – 70,5)	16,9	16,8	16,8	20,6

4.4 MODELAGEM DO FLUXO DE ÁGUA NO SOLO

Os coeficientes de eficiência da simulação pelo HYDRUS-2D não apresentaram valores satisfatórios (Tabela B1). Entretanto, o comportamento de umedecimento e secagem do solo simulado é similar ao medido em campo (Figuras B1 a B9), principalmente na profundidade de 10 cm.

Apenas analisando os coeficientes r-Pearson entre umidade medida e simulada, em geral, os melhores ajustes foram encontrados para os tensiômetros da encosta A, e os das encostas B e Z apresentam valores próximos. As maiores médias de coeficiente r-Pearson foram nas profundidades 60 e 10 cm, e as piores em 20 e 75 cm (Figura 51). Uma possível explicação para isso é que na profundidade de 20 cm está a transição entre os horizontes A e B, então, os parâmetros hidráulicos não se adequam tão bem quanto para as outras profundidades.

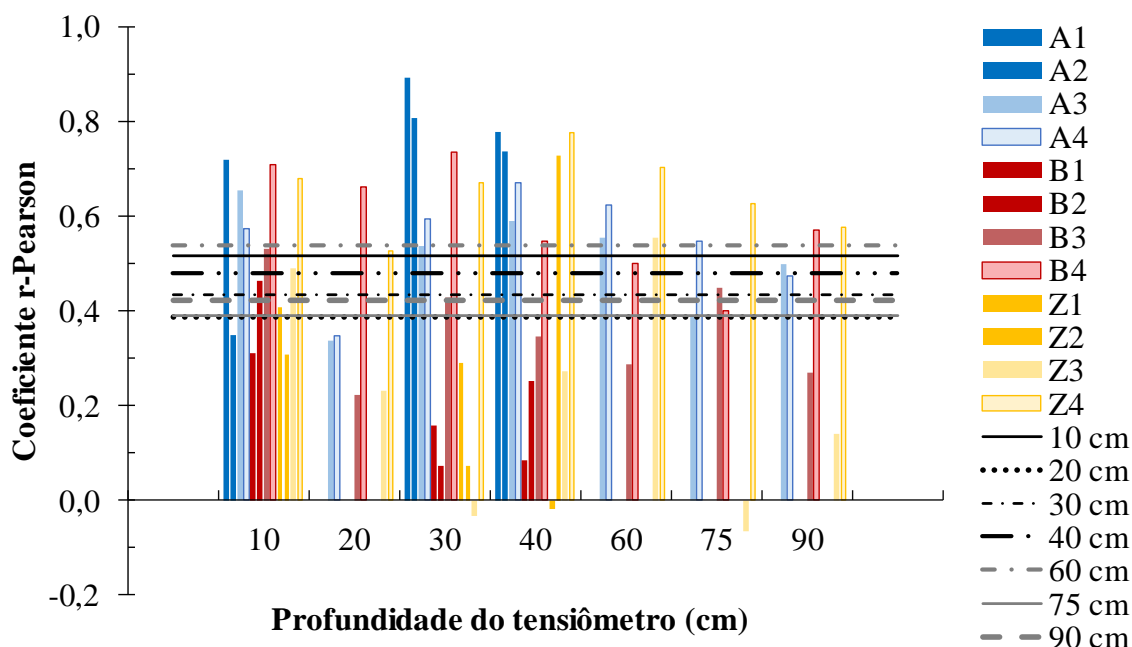


Figura 51 – Coeficientes r-Pearson entre os dados de umidade observados e simulados com o HYDRUS-2D. Nota-se que as linhas indicam a média de coeficientes de correlação em cada profundidade e os índices 1 e 2 referem-se às baterias de sensores instaladas na base da encosta, sendo 1 a mais próxima do rio (para detalhes ver Figura 23).

4.4.1 Análise do fluxo da água no solo no evento nº 50

Apesar de os coeficientes de avaliação do modelo não apresentarem valores satisfatórios, em termos de comportamento a umidade e o potencial simulados se adequaram razoavelmente aos medidos. Por isso, a seguir será analisado, em termos qualitativos, o resultado da simulação do fluxo da água em um evento hidrológico que representa o comportamento observado na maioria dos eventos.

Antes do evento de chuva (em $t = 644$ dias), a umidade volumétrica em todas as encostas na simulação com HYDRUS-2D é decrescente no sentido de aumento da altitude. Em seguida, após a chuva, em $t = 645$ dias, a frente de molhamento se movimenta no sentido da base para o topo da encosta em ambas as encostas, notando-se alterações de acordo com o relevo da encosta (Figuras 52, 53 e 54). Por exemplo, na encosta B se forma uma cunha saturada próximo ao B4. As Figuras 52 a 54 exemplificam o padrão de evolução da frente de molhamento nas 3 encostas em praticamente todos os eventos de chuva.

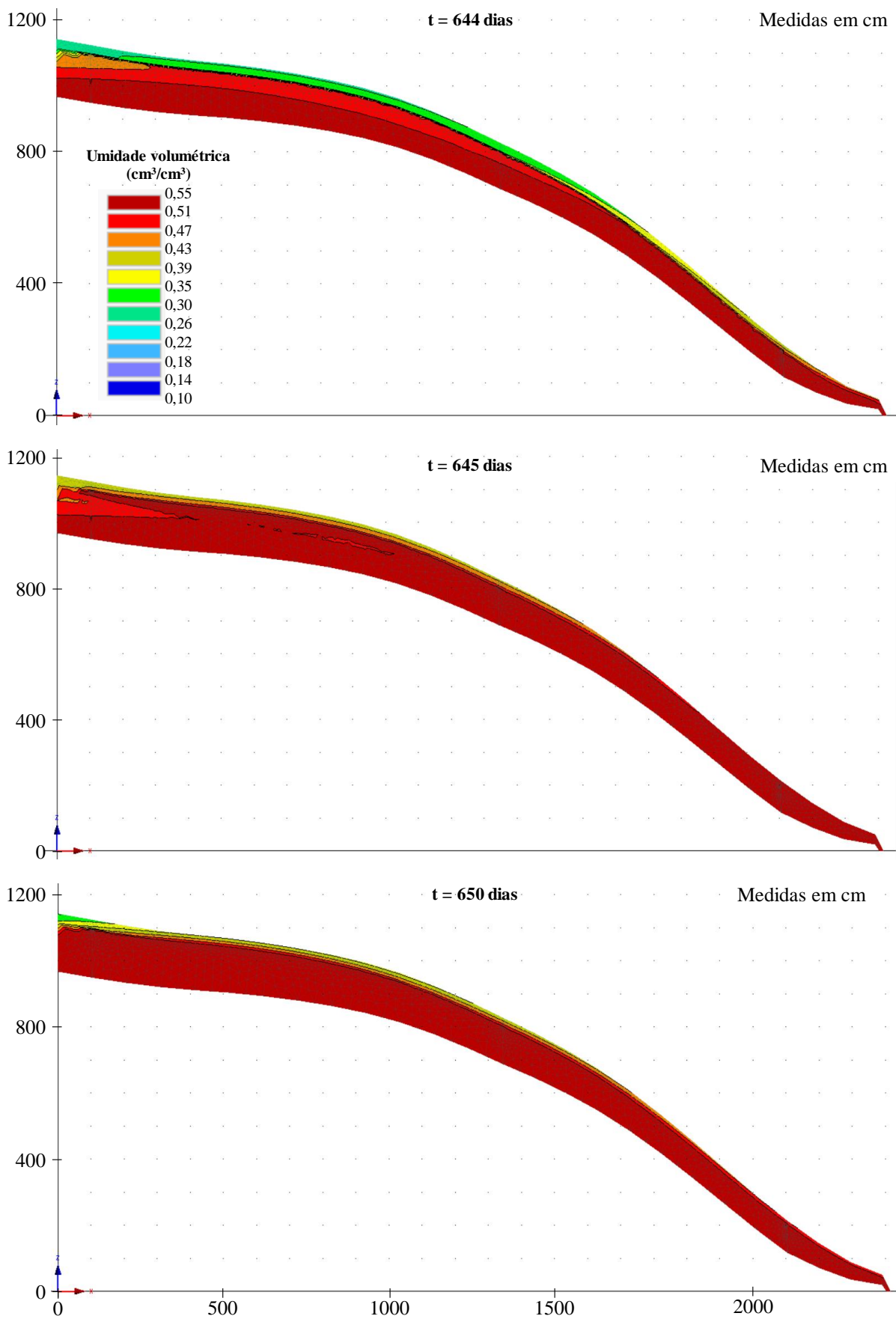


Figura 52 – Umidade volumétrica simulada do evento hidrológico nº 50 na encosta A.

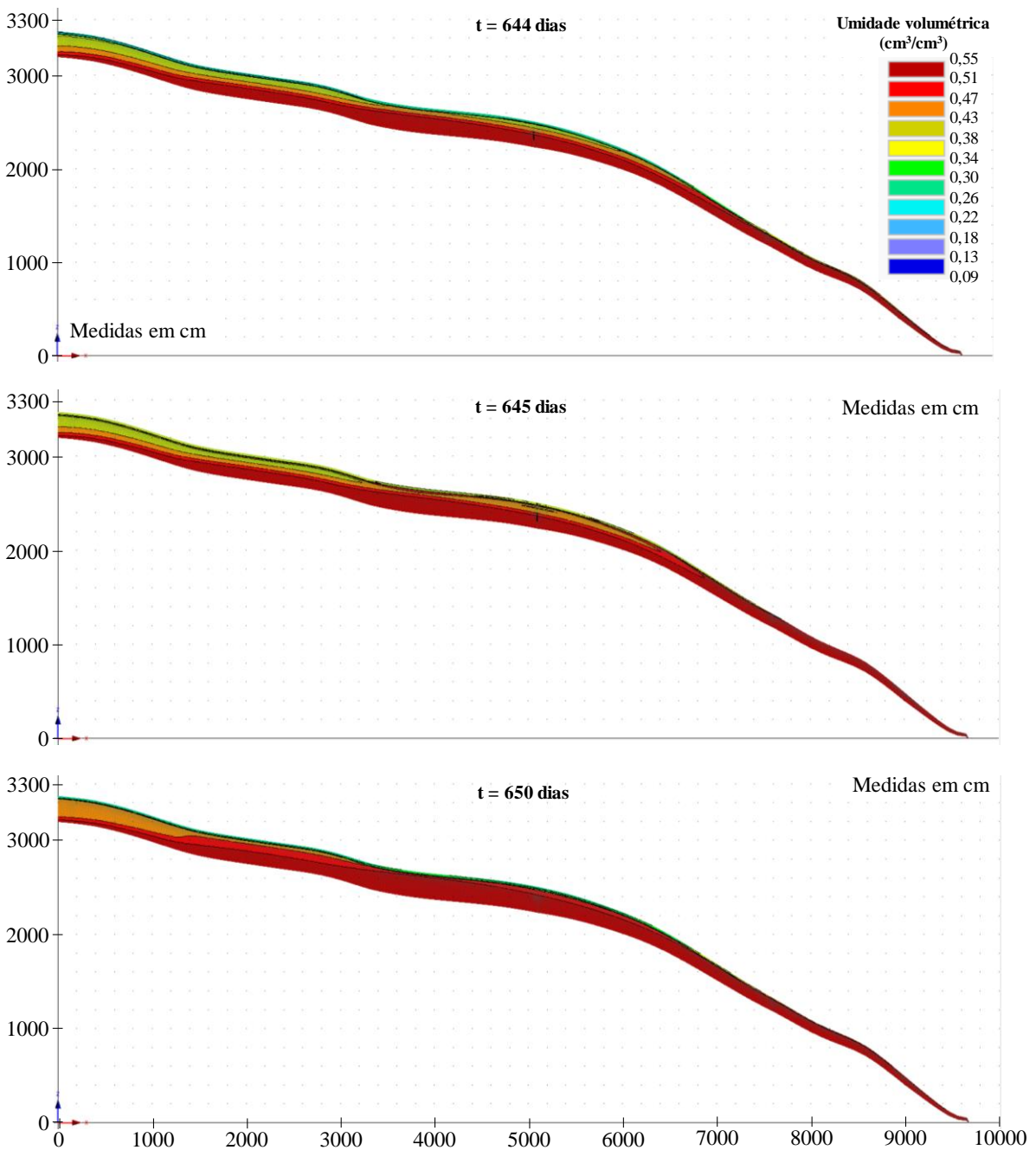


Figura 53 – Umidade volumétrica simulada do evento hidrológico nº 50 na encosta B.

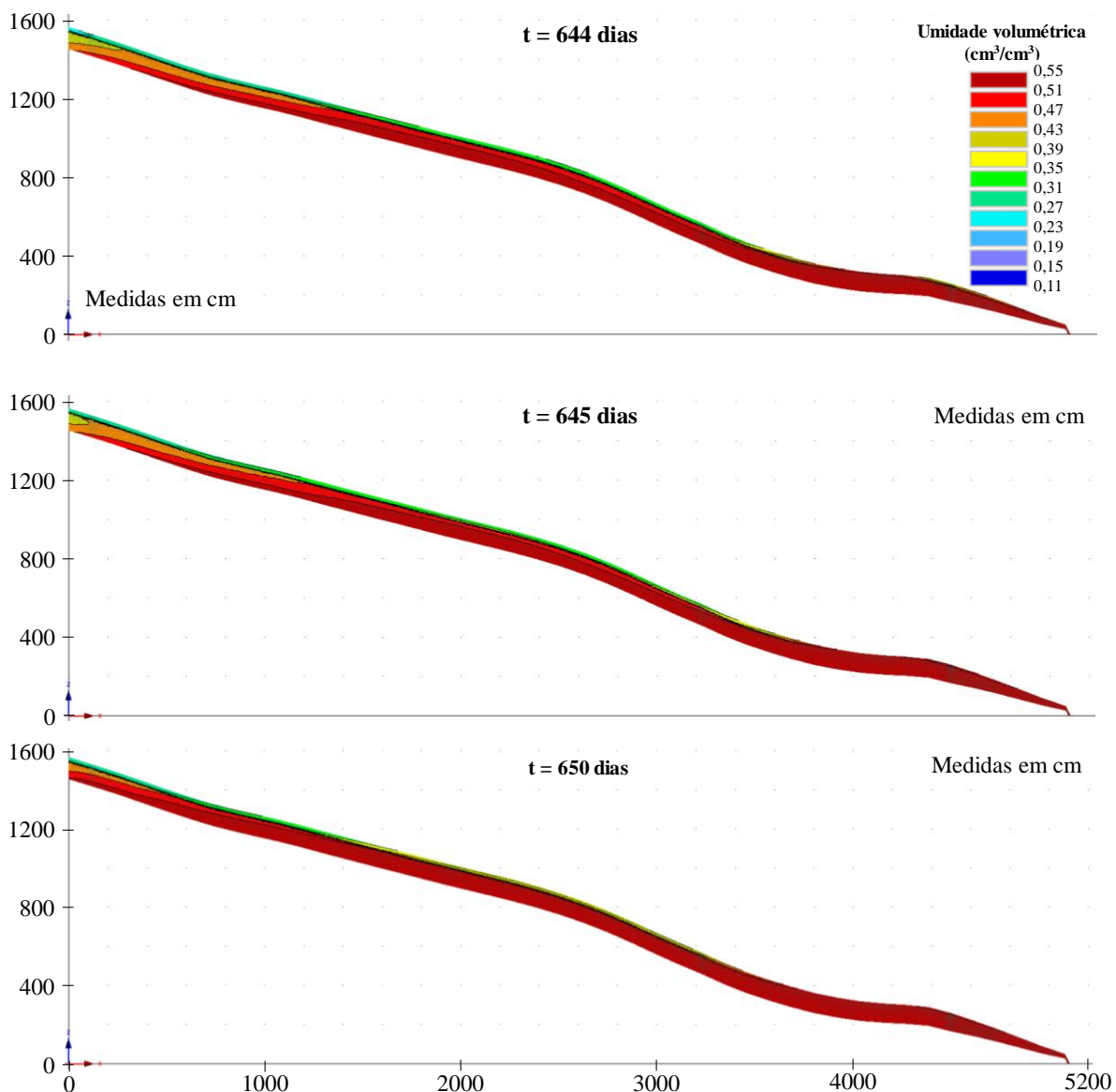


Figura 54 – Umidade volumétrica simulada do evento hidrológico nº 50 na encosta Z.

Nas Figuras de 55 a 59 pode-se observar que o fluxo na metade da encosta mais próxima do rio é sempre vertical de acordo com a superfície do solo, e mais distante é para baixo. É importante notar que vetor de fluxo na superfície do solo para cima representa evapotranspiração e não escoamento superficial. No tempo de 2 dias depois do pico de vazão é que se tem os valores máximos de fluxo ocorrendo exatamente na interface entre as camadas de solo A e B. A zona de fluxo com maior velocidade ocorre em todas as encostas, com comprimento aproximado a partir do rio de 2,0 m, 2,2 m e 1,7 m, na encosta A, B e Z, respectivamente. Assim, quanto menor a umidade da encosta, maior a área de infiltração distante do rio, e conforme a umidade aumenta, devido à chuva, o escoamento tende a ser lateral no sentido do rio desde a superfície do solo, com maior intensidade na interface entre as camadas A e B.

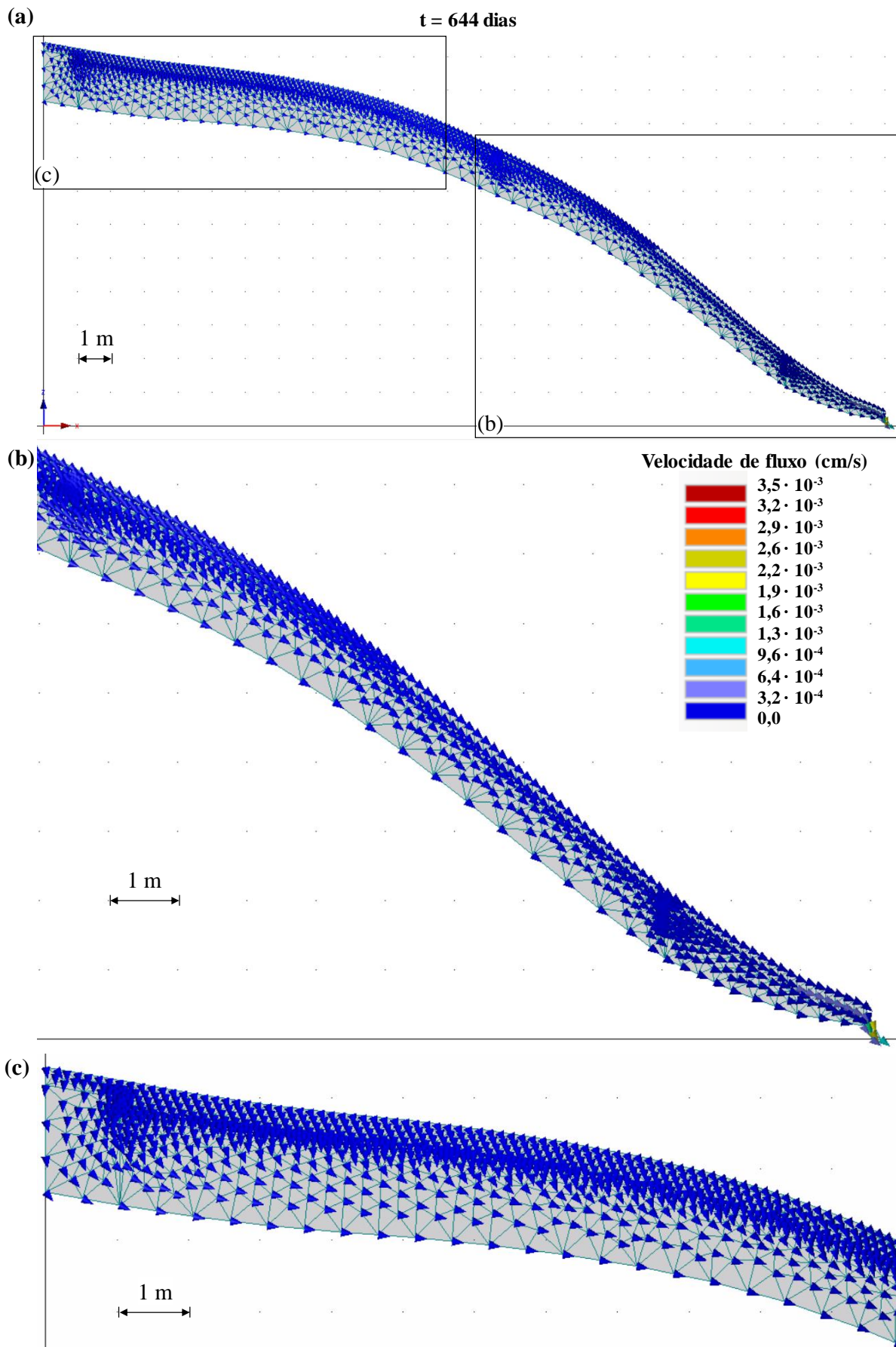


Figura 55 – Vetores de fluxo da água na encosta A antes do evento hidrológico nº 50.

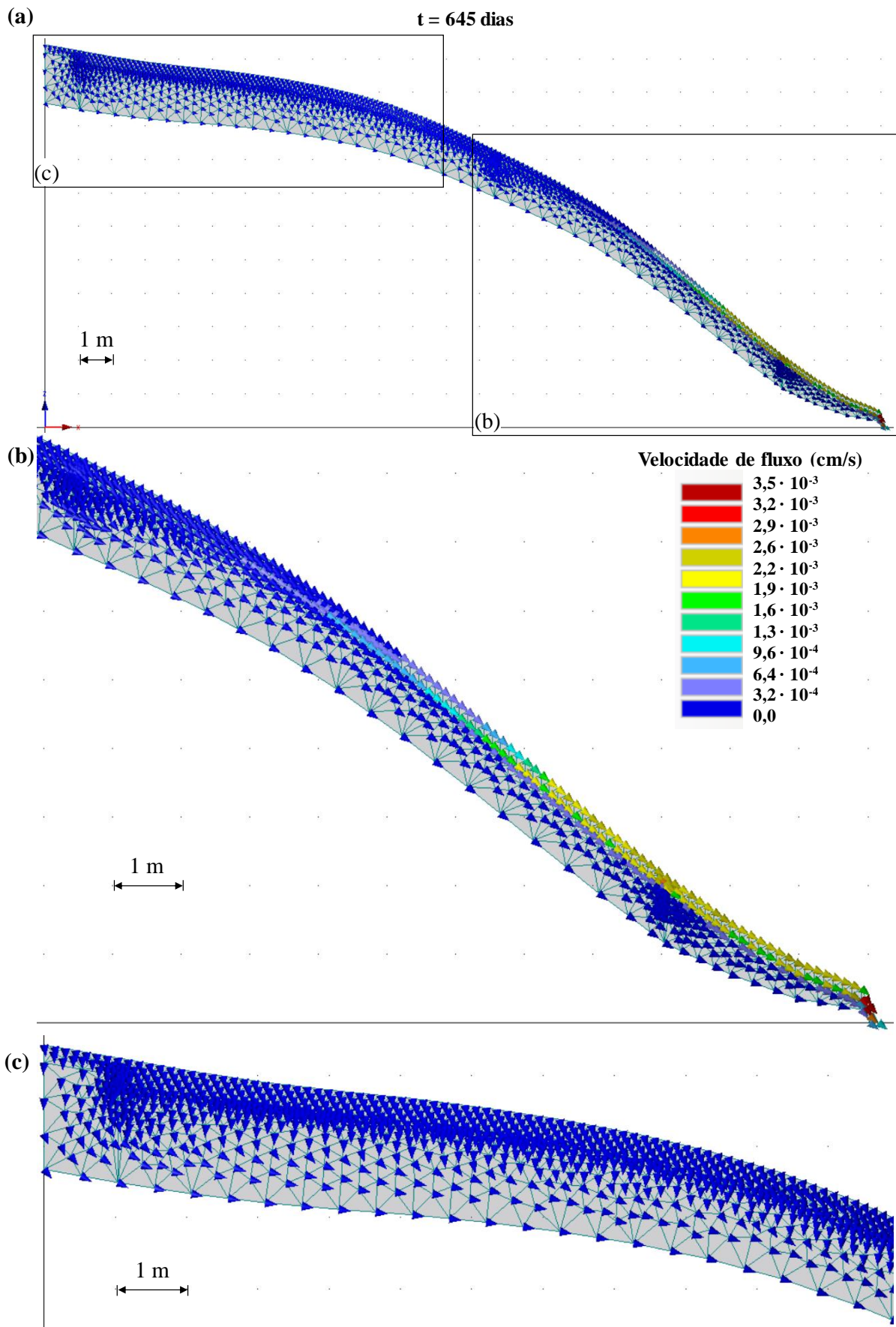


Figura 56 – Vetores de fluxo da água na encosta A no momento do pico de chuva e vazão do evento hidrológico nº 50.

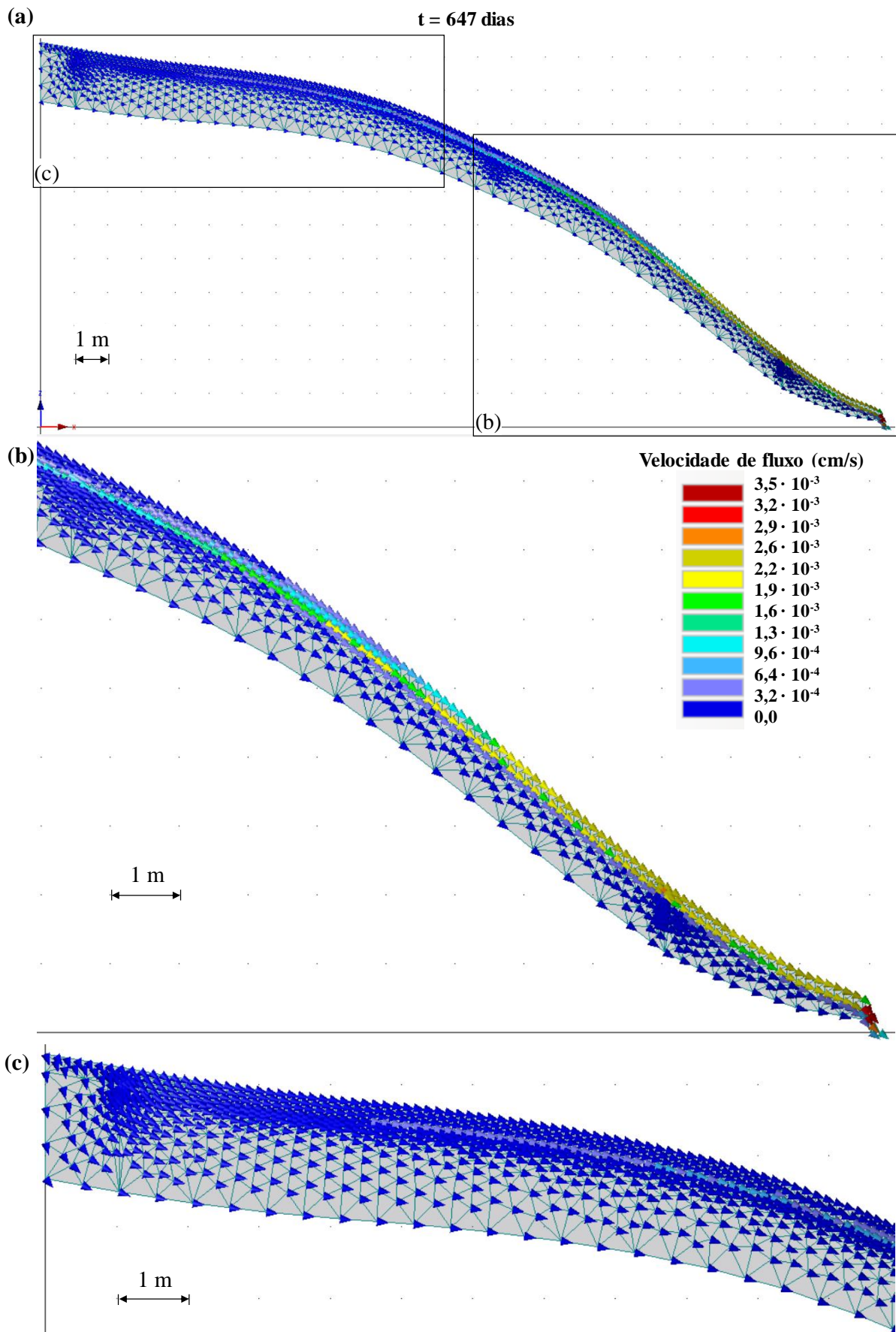


Figura 57 – Vetores de fluxo da água na encosta A 2 dias depois do pico de chuva e vazão do evento hidrológico nº 50.

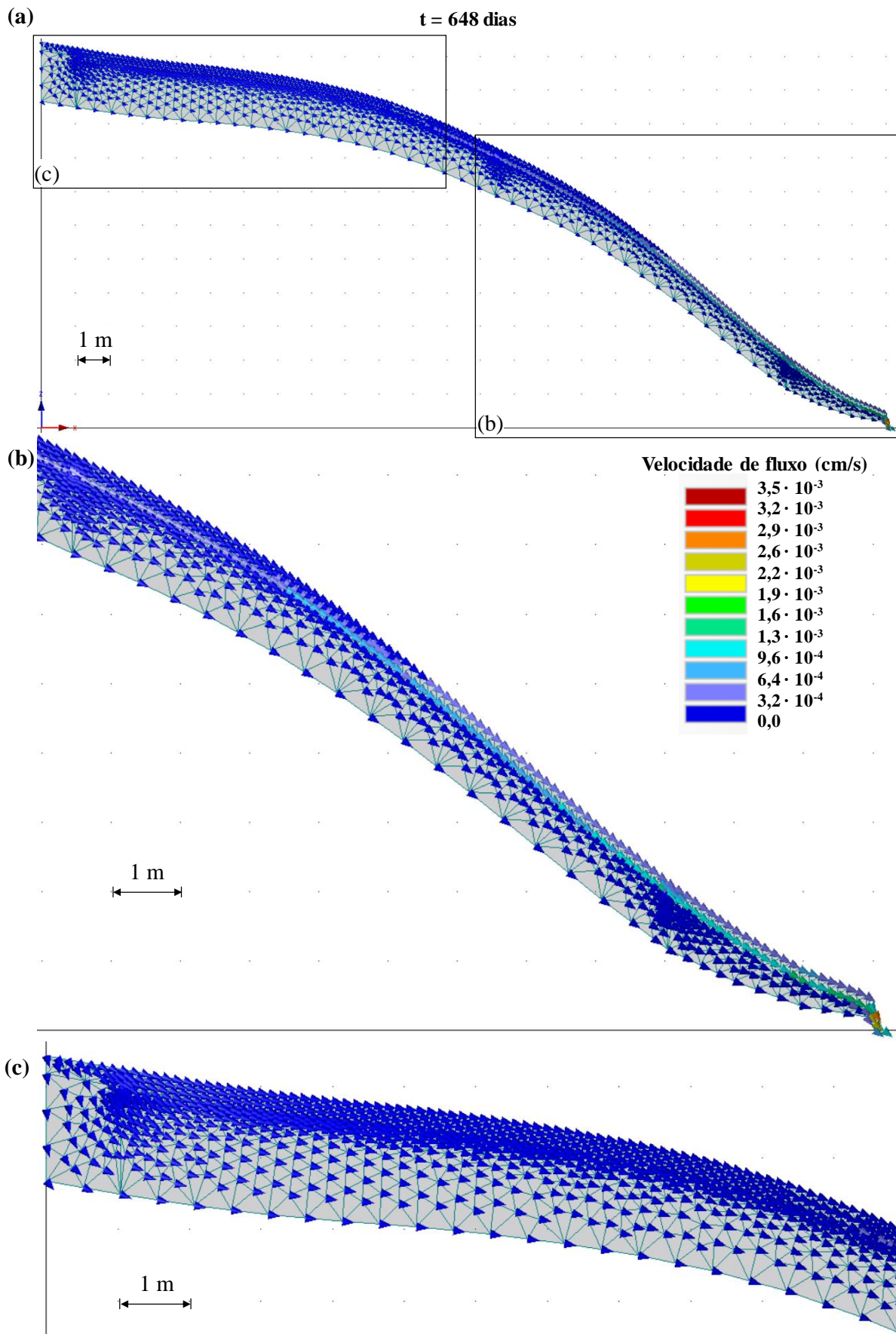


Figura 58 – Vetores de fluxo da água na encosta A 3 dias depois do pico de chuva e vazão do evento hidrológico nº 50.

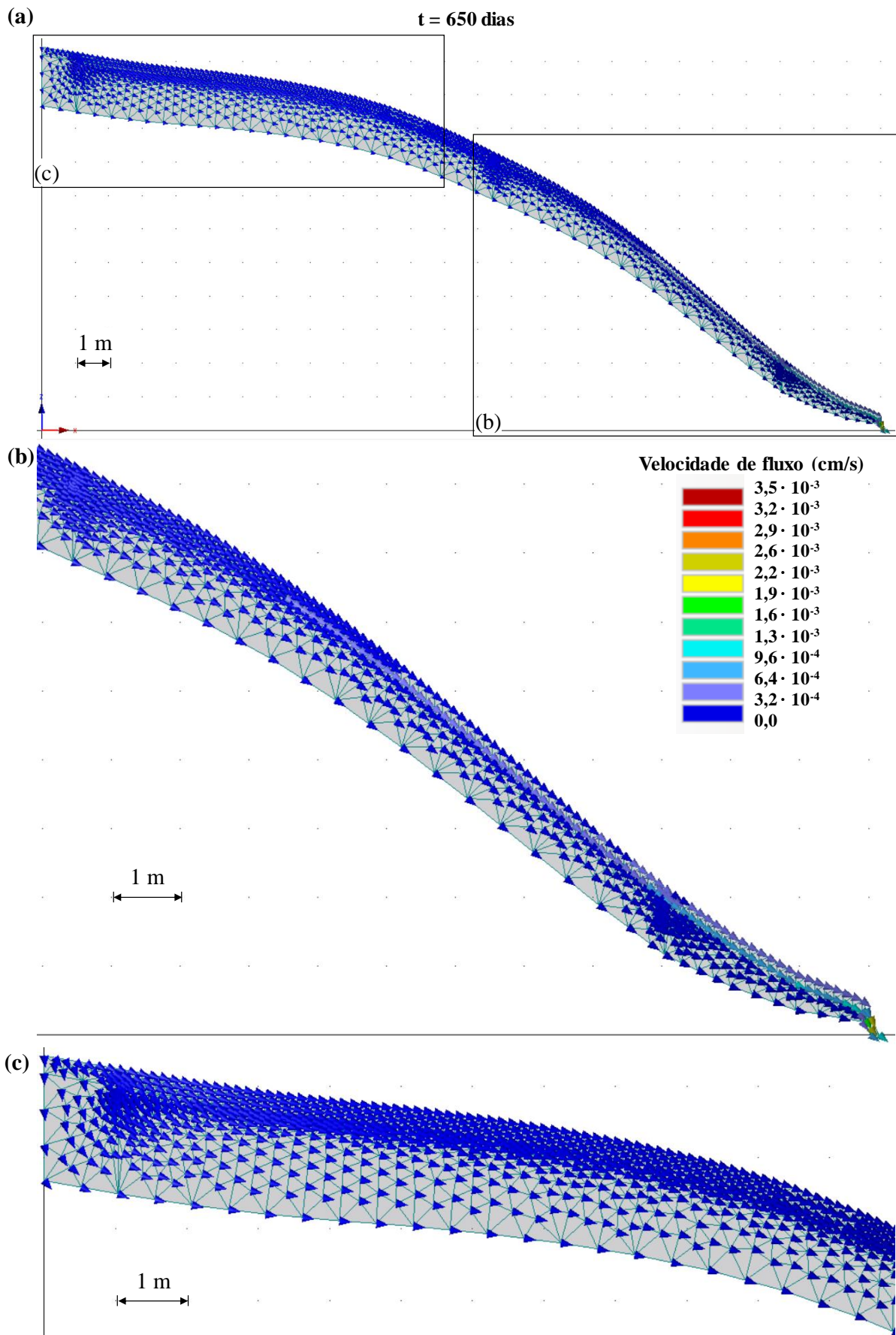


Figura 59 – Vetores de fluxo da água na encosta A 4 dias depois do pico de chuva e vazão do evento hidrológico nº 50, reestabelecendo a condição de fluxo antes do evento.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O monitoramento hidrológico e da temperatura atmosférica, da água do rio e do solo em 2 profundidades distintas e a simulação do fluxo de água nas encostas da bacia hidrográfica permitiram ampliar o entendimento sobre a geração de vazão em pequena bacia florestal.

Comprovou-se com as medições que a amplitude da temperatura atmosférica é mais que o dobro da amplitude da temperatura da água do rio e do solo.

No caso da bacia experimental Araponga, a relação entre a temperatura do rio e a atmosférica considerando médias em diversos intervalos de tempo não segue o ajuste da curva em forma de S. Possivelmente, isso se deve ao fato de a bacia se localizar em região de clima subtropical, e por isso não apresenta a parte mais fria da curva, como no caso das bacias em regiões de clima temperado. Além disso, de acordo com Mohseni et al. (1998) este modelo não pode ser aplicado em rios onde o fluxo subterrâneo tem influência significativa na composição da vazão. Por isso, o uso da temperatura nos diversos compartimentos permitiu inferir sobre os principais fatores que influenciam na geração de vazão na bacia apenas em algumas estações do ano.

A análise das temperaturas médias nos compartimentos (atmosférica, água do rio e solo) nos 3 períodos considerados (antes, durante e depois do evento hidrológico) permitiu verificar uma diferença em sua dinâmica de acordo com a estação do ano.

No caso da primavera e verão, não é possível identificar uma influência clara do escoamento subsuperficial ou subterrâneo. Em geral, existe uma tendência de queda da temperatura média atmosférica e da água do rio no sentido do período antes do evento para depois do mesmo.

Nos eventos ocorridos no inverno e outono, em média a temperatura da água do rio aumenta durante o evento e depois tende a diminuir. Este aumento pode ser interpretado como uma influência da temperatura da água que está no solo e chegou ao rio, pois a temperatura do solo é ainda maior que a temperatura atmosférica e da água do rio. Este aumento da temperatura da água do rio poderia ser interpretado como aquecimento pela radiação, mas nessas estações a temperatura atmosférica é menor que a da água do rio em todos os períodos.

Sendo assim, como o uso da temperatura como traçador em estudos de geração de vazão teve início em estudos de eventos hidrológicos gerados por degelo, ou seja, em regiões de baixa temperatura, neste trabalho, as principais conclusões a partir de seu uso foram obtidas em eventos com temperatura atmosférica mais baixa (inverno e outono).

Os coeficientes de desempenho das simulações com o HYDRUS-2D não apresentaram valores satisfatórios. Então, não foi possível obter conclusões quantitativas. Porém, em termos qualitativos, as simulações apresentaram resultados similares aos medidos, e então foi possível utilizar as simulações para verificar a dinâmica da água nas encostas durante os eventos hidrológicos.

A camada de solo B está praticamente o tempo todo saturada e com fluxo lateral no sentido do rio. Também, em geral, na profundidade de 20 a 25 cm ocorre a formação de uma cunha saturada devido principalmente a descontinuidade de características hidráulicas das duas camadas de solo.

O potencial do uso da temperatura como traçador ainda deve ser mais explorado. Para os próximos trabalhos recomenda-se realizar o balanço de calor a partir da simulação do fluxo de calor no solo.

Além disso, a disposição dos sensores de temperatura no solo deve ser mais uniformemente distribuída, posicionando sensores nas menores profundidades também nas porções mais altas da encosta. Isso para poder garantir que realmente foi a umidade que influenciou na temperatura dos sensores mais próximos do rio.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDER, R.B.; BOYER, E.W.; SMITH, R.A.; SCHWARZ, G.E.; MOORE, R.B. The role of headwater streams in downstream water quality. **Journal of the American Water Resources Association.**, v. 43, n. 1, p. 41-59, 2007.
- AMERMAN, C.R. The use of unit-source watershed data for runoff prediction. **Water Resour. Res.**, v. 1, n. 4, p. 499-508, 1965.
- ANDERSON, M.P. Heat as a ground water tracer. **Ground Water.**, v.43, n.6, p. 951-968, 2005.
- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, v. 291, n. 1–2, p. 1-27, 2004.
- ARAMPATZIS, G.; TZIMOPOULOS, C.; SAKELLARIOU-MAKRANTONAKI, M.; YANNOPOULOS, S. Estimation of unsaturated flow in layered soils with the finite control volume method. **Irrigation and Drainage**, v. 50, n. 4, p. 349–358, 2001.
- BARNES, B.S. Discussion of “Analysis of runoff characteristics”. **Trans. ASCE**, v.105, p. 106, 1940.
- BAZEMORE, D.E.; ESHLEMAN, K.N.; HOLLENBECK, K.J. The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence. **J. Hydrol.**, v.162, p. 47-75, 1994.
- BEADLE C.L. Dynamics of leaf and canopy development. In: NAMBIAR, E.K.S.; BROWN A.G. (eds) **Management of soil, nutrients and water in tropical plantation forests**. Canberra: Australian Centre for International Agricultural Research, 1997, p. 169-212.
- BESCHTA, R.L.; BILBY, R.E.; BROWN, G.W.; HOLTBY, L.B.; HOFSTRA, T.D. Stream temperature and aquatic habitat: fisheries and forestry interactions. In: SALO, E.O.; CUNDY, T.W. (Eds.) **Streamside management: Forestry and fishery**. Contribution n. 57, 1987, p. 191-232.
- BETSON, R.P. What is watershed runoff? **J. Geophys. Res.**, Washington, v.69, n.8, p. 1541-1552, 1964.
- BEVEN, K.J. **Streamflow generation processes**. Benchmark papers in hydrology, 1. Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 2006. 431p.
- BINKLEY, D.; BROWN, T.C. Forest practices as nonpoint sources of pollution in North America. **Water Resour. Bull.**, v. 29, p. 729–740, 1993.
- BIRKINSHAW, S.J.; WEBB, B. Flow pathways in the Slapton Wood catchment using temperature as a tracer. **J. Hydrol.**, v.383, n.3-4, p. 269-279, 2010.
- BLÖSCHL, G.; SIVAPALAN, M. Scale issues in hydrological modelling: a review. **Hydrol. Process.**, v.9, n.3-4, p. 251-290, 1995.
- BOGAN, T.; MOHSENI, O.; STEFAN, H.G. Stream temperature-equilibrium temperature relationship. **Water Resources Research**, v. 39, n. 9, p. 7-1 – 7-12, 2003.
- BOGAN, T.; STEFAN, H.G.; MOHSENI, O. Imprints of secondary heat sources on the stream temperature/equilibrium temperature relationship. **Water Resources Research**, v. 40, p. 1-16, 2004.
- BOIVIN, A.; ŠIMŮNEK, J.; SCHIAVON, M.; van GENUCHTEN, M.Th. Comparison of pesticide transport processes in three tile-drained field soils using Hydrus-2D, **Vadose Zone Journal**, v. 5, n. 3, p. 838–849, 2006.
- BOLSTAD, P.V.; SWANK, W.T. Cumulative impacts of landuse on water quality in a southern Appalachian watershed. **Journal of the American Water Resources**, v. 33, n. 3, p. 519 – 533, 1997.

- BOSCH, J.M.; HEWLETT, J.D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **J. Hydrol.**, v.55, p.3–23, 1982.
- BRASIL. Lei n. 11.428, de 22 de dezembro de 2006. Dispõe sobre a utilização e proteção da vegetação nativa do Bioma Mata Atlântica, e dá outras providências. **Diário Oficial da União**, n.246, p. 1, 2006.
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. Cria um Grupo de Trabalho para elaborar estudo e apresentar propostas de preservação dos remanescentes e de recuperação de áreas degradadas com o objetivo de promover a conservação do ecossistema da Floresta Ombrófila Mista no estado de Santa Catarina. Portaria n. 49, de 06 de fevereiro de 2002. **Diário Oficial da União**, n.27, p. 63, 2002.
- BRAZIER, J.R.; BROWN, G.W. **Buffer strips for stream temperature control**. Paper 865. Oregon: Forest Research Laboratory, 1973, 9p.
- BROWN, G.W. Predicting temperatures small streams. **Water Resources Research**, v.5, n.1, p 68 - 75, 1969.
- BROWN, L.E.; HANNAH, D.M. Alpine stream temperature response to storm events. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 952–967, 2007.
- BUCKINGHAM, E. **Studies on the movement of soil moisture**. Bulletin 38. USDA Bureau of Soils, Washington, DC. 1907, 61 p.
- BUFFINGTON, J.M.; TONINA, D. Discussion of ‘evaluating vertical velocities between the stream and the hyporheic zone from temperature data’ by I. Seydell, B.E. Wawra and U.C.E. Zanke. In: HABERSACK, H.; PIEGAY, H.; RINALDI, M. (Eds) **Gravel-bed rivers VI: From process understanding to river restoration**. Amsterdam: Elsevier, 2008, p. 128 – 131.
- BUFON, V.B.; LASCANO, R.J.; BEDNARZ, C.; BOOKER, J.D.; GITZ, D.C. Soil water content on drip irrigated cotton: comparison of measured and simulated values obtained with the Hydrus 2-D model. **Irrigation Science**, v. 30, n. 4, p. 259-273, 2012.
- CAISSIE, D. The thermal regime of rivers: a review. **Freshwater Biology**, v. 51, p. 1389-1406, 2006.
- CHAFFE, P.L.B. **Monitoramento e modelagem do processo chuva-vazão de uma pequena bacia florestal com ênfase em interceptação**. Florianópolis: UFSC/CTC, 2009. 100f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.
- CHANG, M. **Forest hydrology: an introduction to water and forests**. Boca Raton: CRC Press LLC, 2003, 373 p.
- CHRISTOPHERSEN, N.; NEAL, C.; HOOPER, R.P.; VOGT, R.D.; ANDERSEN, S. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - a step towards second-generation acidification models. **J. Hydrol.**, v.116, n.1-4, p. 307-320, 1990.
- CLEMENT, T.P.; WISE, W.R.; MOLZ, F.J. A physically based, two-dimensional, finite-difference algorithm for modeling variably saturated flow. **Journal of Hydrology**, v. 161, n. 1–4, 1994, p. 71-90.
- CONSTANTZ, J. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. **Water Resources Research**, v.44, n.4, p. 1-20, 2008.
- CONSTANTZ, J. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. **Water Resources Research**, v. 34, p. 1609-1616, 1998.
- CONSTANTZ, J.; COX, M.H.; SU, G.W. Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams. **Ground Water**, v.41, n.5, p. 647 – 656, 2003.

- CONSTANTZ, J.; STONESTROM, D.; STEWART, A.E.; NISWONGER, R.; SMITH, T.R. Analysis of streambed temperatures in ephemeral channels to determine streamflow frequency and duration. **Water Resources Research**, v.37, n.2, p. 317 – 328, 2001.
- CONSTANTZ, J.; THOMAS, C.L. Streambed temperature profiles as indicators of percolation characteristics beneath arroyos in the Middle Rio Grande Basin, USA. **Hydrological Processes**, v.11, n.12, p. 1621 – 1634, 1997.
- CONSTANTZ, J.; THOMAS, C.L. The use of streambed temperatures profiles to estimate depth, duration, and rate of percolation beneath arroyos. **Water Resources Research**, v.32, n.12, p. 3597– 3602, 1996.
- CONSTANTZ, J.; THOMAS, C.L.; ZELLWEGER, G. Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. **Water Resources Research**, v.30, n.12, p. 3253 – 3264, 1994.
- COZZETTO, K.; McKNIGHT, D.; NYLEN T.; FOUNTAIN, A. Experimental investigations into processes controlling stream and hyporheic temperatures, Fryxell Basin, Antarctica. **Advances in Water Resources**, 29, p. 130-153, 2006.
- CRANSWICK, R.H.; COOK, P.G.; LAMONTAGNE, S. Hyporheic zone exchange fluxes and residence times inferred from riverbed temperature and radon data. **Journal of Hydrology**, 519, p. 1870-1881, 2014.
- DASBERG, S.; OR, D. **Drip irrigation**. Berlin, GER: Springer-Verlag, 1999, 162 p.
- DAVIS, S.N.; THOMPSON, G.M.; BENTLEY, H.W.; STILES, G. Ground-Water Tracers - A Short Review. **Ground Water**, v.18, n.1, p. 14–23, 1980.
- DEWALLE, D.R.; SWISTOCK, B.R.; SHARPE, W.E. Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. **J. Hydrol.**, v.104, n.1-4, p. 301-310, 1988.
- DINCER, T.; PAYNE, B.R.; FLORKOWSKI, T.; MARTINEC, J.; TONGIORGI, E. Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen-18. **Water Resour. Res.**, v.6, n.1, p. 110-124, 1970.
- DINGMAN, S.L. **Physical Hydrology**. 2. ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2002. 646p.
- DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. **Crop water requirement**. Roma: FAO, 1977. 144p.
- DUNNE, T.; BLACK, R.D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resour. Res.**, v.6, n.2, p.478-490, 1970a.
- DUNNE, T.; BLACK, R.D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. **Water Resour. Res.**, Washington, v.6, n.5, p.1296-1311, 1970b.
- DYKES, A.P.; THORNES, J.B. Hillslope hydrology in tropical rainforest steeplands in Brunei. **Hydrol. Process.**, v.14, n.2, p.215-235, 2000.
- EBERSOLE, J.L.; LISS, W.J.; FRISSELL, C.A. Relationship between stream temperature, thermal refugia and rainbow trout *Oncorhynchus mykiss* abundance in arid-land streams in the northwestern United States. **Ecology of Freshwater Fish**. v.10, n. 1, p. 1-10, 2001.
- EDINGER, J.E.; DUTTWEILER, D.W.; GEYER, J.C. The response of water temperatures to meteorological conditions. **Water Resour. Res.**, v.4, n.5, p. 1137-1143, 1968.
- EMBRAPA. Solos do Estado de Santa Catarina. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**, n. 46. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2004.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Súmula da 10. Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Rio de Janeiro: 1979. 83p.

- ESCHNER, A.R.; LARMOYEUX, J. Logging and trout: four experimental forest practices and their effect on water quality, **Progressive Fish-Culturist**, v. 25, n. 2, p. 59-67, 1963.
- FARES, A.; PARSONS, L.R.; WHEATON, T.A.; MORGAN, K.T.; ŠIMŮNEK, J.; van GENUCHTEN, M.Th. Simulated drip irrigation with different types of soils. **Proc Fla State Hort Sci**, v. 114, p. 22–24, 2001.
- FAROUKI, O.T. **Thermal properties of soils**. CRREL Monograph 81-1. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, 1981, 151 p.
- FARRELL, D. Experimental watersheds: A historical perspective. **J. Soil Water Conserv.**, v.50, n.5, p. 432-437, 1995.
- FAYER, M.J. **UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model. theory**, User Manual, and Examples. Pacific Northwest National Laboratory 13249, 2000.
- FEDERER, C.A.; VÖRÖSMARTY, C.; FEKETE, B. Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global water balance models. **Water Resources Research**, v. 32, n. 7, p. 2315-2321, 1996.
- FERRÉ, T.P.A.; WARRICK, A.W. Hydrodynamics in soils. In: HILLEL, D.; HATFIELD, J.L.; POWLSON, D.S.; ROSENZWEIG, C.; SCOW, K.M.; SINGER, M.J.; SPARKS, D.L. (Eds.) **Encyclopedia of soils in the environment**. Oxford, UK: Elsevier/Academic Press., 2005, v. 2, p. 227-230.
- FLERCHINGER, G.N.; HANSON, C.L.; WIGHT, J.R. Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed. **Water Resources Research**, v.32, p. 2539–2548, 1996.
- FREEZE, R.A. Streamflow generation, **Rev. Geophys.**, v.12, n.4, p. 627-647, 1974.
- FREEZE, R.A. Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. **Water Resources Research**, v. 7, n. 2, p. 347-366, 1971.
- GHAHRAMANI, A.; ISHIKAWA, Y. Water flux and sediment transport within a forested landscape: the role of connectivity, subsurface flow, and slope length scale on transport mechanism. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 26, p. 4091–4102, 2013.
- GIGLIO, J.N. **Interceptação da chuva em pequena bacia experimental coberta por Floresta ombrófila mista**. Florianópolis: UFSC/CTC, 2013. 194f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.
- GOLDENFUM, J.A. Pequenas bacias hidrológicas: Conceitos básicos. In: PAIVA, J.B.D.; PAIVA, E.M.C.D. (orgs.) **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas**. Porto Alegre: Editora ABRH, 2001. p. 3-13.
- GOMI, T.; ASANO, Y.; UCHIDA, T.; ONDA, Y.; SIDLE, R.C.; MIYATA, S.; KOSUGI, K.; MIZUGAKI, S.; FUKUYAMA, T.; FUKUSHIMA, T. Evaluation of storm runoff pathways in steep nested catchments draining a Japanese cypress forest in central Japan: a geochemical approach. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 550–566, 2010.
- HANSEN, S.; JENSEN, H.E.; NIELSEN, N.E.; SVENDSEN, H. **DAISY: Soil Plant Atmosphere System Model**, The National Agency for Environmental Protection, Copenhagen, Nr. A10, 1990, 272 p.
- HAWKINS, C.P.; HOGUE, J.N.; DECKER, L.M.; FEMINELLA, J.W. Channel morphology, water temperature, and assemblage structure of stream insects. **Journal of the North American Benthological Society**, v. 16, n. 4, p. 728–749, 1997.
- HEWLETT, J.D. Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds. USDA - Forest Service. **Station Paper**, n.132, p.1-11, 1961a.

- HEWLETT, J.D. Watershed management. USDA - Forest Service **Relatório**. Southern Forest Experiment Station, Asheville, p.61-66, 1961b.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: SOPPER, W.E.; LULL, H.W. (eds), International Symposium on Forest Hydrology. New York: Pergamon, 1967. p. 275-290.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Increases in water yield after several types of forest cutting. **Quart. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.**, v.6, n.3, p. 5-17, 1961.
- HEWLETT, J.D.; LULL, H.W.; REINHART, K.G. In defense of experimental watersheds. **Water Resour. Res.**, v.5, n.1, p. 306-316, 1969.
- HILLEL, D. **Introduction to environmental soil physics**. California, EUA: Elsevier Academic Press, 2004, 494 p.
- HILLEL, D. **Introduction to soil physics**. Orlando, FL: Academic Press, 1982, 364 p.
- HILLEL, D. Thermal properties and processes. In: HILLEL, D.; HATFIELD, J.L.; POWLSON, D.S.; ROSENZWEIG, C.; SCOW, K.M.; SINGER, M.J.; SPARKS, D.L. (Eds.) **Encyclopedia of soils in the environment**. Oxford, UK: Elsevier/Academic Press., 2005, v. 4, p. 156-163.
- HOOPER, R.P.; CHRISTOPHERSEN, N.; PETERS, N.E. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - an application to the Panola Mountain catchment, Georgia, U.S.A. **J. Hydrol.**, v.116, n.1-4, p. 321-343, 1990.
- HORTON, R.; GLOBUS, A. Heat and moisture transport. In: HILLEL, D.; HATFIELD, J.L.; POWLSON, D.S.; ROSENZWEIG, C.; SCOW, K.M.; SINGER, M.J.; SPARKS, D.L. (Eds.) **Encyclopedia of soils in the environment**. Oxford, UK: Elsevier/Academic Press., 2005, v. 2, p. 169-175.
- HORTON, R.E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Trans. Am. Geophys. Union**, v.14, p. 446-460, 1933.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Manuais Técnicos em Geociências no. 1. Rio de Janeiro: RJ, 92 p. 1992.
- IRROMETER. **WATERMARK Soil Moisture Sensor — MODEL 200SS**, 2p. Disponível em <http://www.irrometer.com/pdf/sensors/403%20WATERMARK%20Sensor-WEB.pdf>. Acesso em 7 jan 2013.
- JANSSON, P-E.; KARLBERG, L. **Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems**. Royal Institute of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering: Stockholm, 2001, 321 p.
- JOHNSON, S.L.; JONES, J.A. Stream temperature responses to forest harvest and debris flows in western Cascades, Oregon. **Can. J. Fish. Aquat. Sci.**, v.57, n.2, p. 30-39, 2000.
- JONES, J.A.; SWANSON, F.J. Hydrologic inferences from comparisons among small basin experiments. **Hydrol. Process.**, v.15, n.12, p. 2363-2366, 2001.
- JU, S.H.; KUNG, K.J.S. Mass types, element orders and solution schemes for Richards equation. **Computers & Geosciences**, v. 23, n. 2, p. 175-187, 1997.
- KANDELOUS, M.M.; ŠIMŮNEK J. Comparison of numerical, analytical and empirical models to estimate wetting pattern for surface and subsurface drip irrigation. **Irrigation Science**, v. 28, n. 5, p. 435-444, 2010.
- KAVETSKI, D.; BINNING, P.; SLOAN, S.W. Non-iterative time stepping schemes with adaptive truncation error control for the solution of Richards equation. **Water Resources Research**, v. 38, n. 10, p. 1211-1220, 2002.
- KEIM, R.F.; SKAUGSET, A.E.; WEILER, M. Temporal persistence of spatial patterns in throughfall. **J. Hydrol.**, v. 314, p. 263-274, 2005.
- KENNEDY, V.C.; KENDALL, C.; ZELLWEGER, G.W.; WYERMAN, T.A.; AVANZINO, R.J. Determination of the components of stormflow using water

- chemistry and environmental isotopes, Mattole River basin, California. **J. Hydrol.**, v.84, n.1-2, p. 107-140, 1986.
- KERSTEN, M.S. **Thermal properties of soils**. Engineering Experiment Station, Bulletin 28, University of Minnesota, 1949, 227 p.
- KHALIL, M.; SEKI, K.; MIYAZAKI, T.; MIZOGUCHI, M.; SAKAI, M. Analysis of zero flux plane behavior under periodical water supply. **Transactions of Japanese Society of Irrigation, Drainage and Reclamation Engineering**, v. 2006, n. 246, p. 841-848, 2006.
- KIRCHNER, J.W.; FENG, X.; NEAL, C. Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations. **J. Hydrol.**, v.254, n.1-4, p. 82-101, 2001.
- KLEIN, R.M. **Mapa Fitogeográfico do Estado de Santa Catarina**. Flora Ilustrada Catarinense. V Parte. Itajaí: P. Raulino Reitz, 1978, 24 p.
- KLOS, P.Z.; CHAIN-GUADARRAMA, A.; LINK, T.E.; FINEGAN, B.; VIERTLING, L.A.; CHAZDON, R. Throughfall heterogeneity in tropical forested landscapes as a focal mechanism for deep percolation. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 2180-2188, 2014.
- KOBAYASHI, D. Separation of the snowmelt hydrograph by stream temperatures. **J. Hydrol.**, 76, p. 155-165, 1985.
- KOBAYASHI, D.; ISHII, Y.; KODAMA, Y. Stream temperature, specific conductance and runoff process in mountain watersheds. **Hydrol. Process.**, v.13, n.6, p. 865-876, 1999.
- KOBIYAMA, M.; MOTA, A.A.; CORSEUIL, C.W. **Recursos hídricos e saneamento**. 1. ed. Curitiba: Organic Trading, 2008, 160 p.
- KULANDAISWAMY, V.C; SEETHARAMAN, S. A note on Barnes' method of hydrograph separation. **J. Hydrol.**, v.9, n.2, p. 222-229, 1969.
- LAI, W.; OGDEN, F.L. A mass-conservative finite volume predictor-corrector solution of the 1D Richards' equation. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 119-127, 2015.
- LEIBUNDGUT, C.; MALOSZEWSKI, P.; KÜLLS, C. **Tracers in hydrology**. Sussex: Wiley-Blackwell, 2009, 415 p.
- LIBARDI, P.L. Água no solo. In: JONG van LIER, Q. de (Ed.) **Física do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010, p. 103-152.
- LIMA, P.R.A.; LEOPOLDO, P.L. Quantificação de componentes hidrológica de uma mata ciliar, através do modelo de balanço de massas. **Revista Árvore**, v. 24, n. 3, p. 241-252, 2000.
- LINSLEY, R.K.; ACKERMANN, W.C. Method of predicting the runoff from rainfall. **Trans. ASCE.**, v.107, n.1, p. 825-846, 1942.
- LISCHEID, G.; KOLB, A.; ALEWELL, C. Apparent translatory flow in groundwater recharge and runoff generation. **Journal of Hydrology**, v. 265, p. 195-211, 2002.
- LOWE, W.H.; HAUER, F.R. Ecology of two net-spinning caddisflies in a mountain stream: distribution, abundance and metabolic response to a thermal gradient. **Canadian Journal of Zoology**, v. 77, n. 10, p. 1637-1644, 1999.
- MANSELL, R.S.; LIWANG, Ma.; AHUJA, L.R.; BLOOM, S.A. Adaptive grid refinement in numerical models for water flow and chemical transport in soil: a review. **Vadose Zone Journal**, v. 1, n. 2, p. 222-238, 2002.
- McDONNELL, J.J. Classics in Physical Geography Revisited: Hewlett JD, Hibbert AR. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. **Prog. in Phys. Geogr.**, v.33, n.2, p. 288-293, 2009.

- McGLYNN, B.L.; McDONNEL, J.J.; BRAMMER, D.D. A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand. **Journal of Hydrology**, v. 257, n. 1–4, p. 1-26, 2002.
- MOHSENI, O.; STEFAN, H.G. Stream temperature air temperature relationship: a physical interpretation. **Journal of Hydrology**. v. 218, p. 128–141, 1999.
- MOHSENI, O.; STEFAN, H.G.; ERICKSON, T.R. A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. **Water Resources Research**, v.34, n.10, p. 2685 – 2692, 1998.
- MONTEITH, J.L.; UNSWORTH, M.H. **Principles of environmental physics: plants, animals, and the atmosphere**. 4a ed. Oxford, UK: Elsevier/Academic Press., 2013, 401 p.
- MOTA, A.A. **Tempo de concentração em pequena bacia experimental**. Florianópolis: UFSC/CTC, 2012. 131f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.
- MOTA, A.A.; GRISON, F.; GIGLIO, J.N.; KOBAYAMA, M. Instalação de uma pequena bacia experimental florestal: estudo de caso da bacia do Rio Araponga. **Engenharia Sanitária e Ambiental**. v. 22, n.1, p. 73–80, 2017.
- MOTA, A.A.; KOBAYAMA, M.; GOERL, R.F.; GRISON, F.; GIGLIO, J.N.; CARDOSO, A.T.; MICHEL, G.P. Efeito da escala na obtenção de parâmetros morfométricos em pequena bacia experimental. **In: XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Bento Gonçalves/RS, 2013.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resour. Res.** v. 12, n. 3, p. 513-522, 1976.
- NACE, R.L. General evolution of the concept of the hydrological cycle. **In: Three Centuries of Scientific Hydrology**. UNESCO-World Meteorological Organization-International Association of Hydrological Sciences, Paris, p. 40-51, 1974.
- NAKHAEI, M.; ŠIMŮNEK, J. Parameter estimation of soil hydraulic and thermal property functions for unsaturated porous media using the HYDRUS-2D code. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v. 62, n. 1, p. 7-15, 2014.
- NARASIMHAN, T.N.; WITHERSPOON, P.A. An integrated finite differences method for analyzing fluid flow in porous media. **Water Resources Research**, v. 12, n. 1, p. 57–64, 1976.
- NASERI, A.A.; HOSEINI, Y.; MOAZED, H.; ABBASI, F.; SAMANI, H.M.V.; SAKEBI, S.A. Phosphorus transport through a saturated soil column: comparison between physical modeling and HYDRUS-3D outputs. **Journal of Applied Sciences**, v. 11, n. 5, p. 815-823, 2011.
- NRC. **Challenges and Opportunities in the Hydrologic Sciences**. National Research Council. Washington, DC: The National Academies Press. 2012. 200 p.
- OGUNKOYA, O.O.; JENKINS, A. Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model. **J. Hydrol.**, v.142, n1-4, p. 71-88, 1993.
- OLIVEIRA, D.Y. **Identificação dos parâmetros de um modelo de interceptação utilizando um algoritmo de calibração automática**. Florianópolis: UFSC/CTC, 2015. 96f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina.
- OYARZÚN, C.E.; GODOY, R.; STAELENS, J.; DONOSO, P.J.; VERHOEST, N.E.C. Seasonal and annual throughfall and stemflow in Andean temperate rainforests. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 4, p. 623–633, 2011.

- PAIVA, J.B.D.; PAIVA, E.M.C.D. **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas**. Porto Alegre: Editora ABRH, 2001. 628 p.
- PANDOLFO, C.; BRAGA, H.J.; SILVA JÚNIOR, V.P.; MASSIGNAN, A.M.; PEREIRA, E.S.; THOMÉ, V.M.R; VALCI, F.V. **Atlas climatológico do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis: Epagri, 2002. CD-ROM.
- PERSICANI, D. Atrazine leaching into groundwater: comparison of five simulation models. **Ecological Modelling**, v.70, n. 3-4, p. 239-261, 1993.
- PONCE, V.M. **Engineering hydrology, principles and practices**. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, 1989. 640 p.
- PORTO, R.M. **Hidráulica básica**. São Carlos: EDUSP. 4ª Edição, 2006, 519 p.
- PREVEDELLO, C.L. Energia térmica do solo. In: JONG van LIER, Q. de (Ed.) **Física do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010, p. 177-211.
- PRUESS, K. **TOUGH2 – a general-purpose numerical simulator for multiphase fluid and heat flow**, Report LBL-29400, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, 1991.
- PULLAN, A.J.; COLLINS, I.F. Two- and three-dimensional steady quasi-linear infiltration from buried and surface cavities using boundary element techniques. **Water Resources Research**, v. 23, n. 8, p. 1633–1644, 1987.
- RAGAN, R.M. An experimental investigation of partial area contributions, Int. Ass. Sci. Hydrol. **In: Proc. Berne Symposium**, 1967. p. 241-251.
- RATHFELDER, K.; ABRIOLA, L.M. Mass conservative numerical solutions of the head-based Richards equation. **Water Resources Research**, v. 30, n. 9, p. 2579-2586, 1994.
- REID, L.M.; LEWIS, J. Rates, timing, and mechanisms of rainfall interception loss in a coastal redwood forest. **Journal of Hydrology**, v. 375, n. 3-4, p. 459-470, 2009.
- RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. **Physics**, v.1, n.5, p. 318-333, 1931.
- ROBSON, A. & NEAL, C. Hydrograph separation using chemical techniques: an application to catchments in Mid-Wales. **J. Hydrol.**, v.116, n.1-4, p. 345-363, 1990.
- ROCHA, J.S.M.; KURTZ, S.M.J.M. **Manual de manejo integrado de bacias hidrográficas**. 4. ed. Santa Maria: Edições UFSM CCR/UFSM, 2001. 302 p.
- ROTH, T.R.; WESTHOFF, M.C.; HUWALD, H.; HUFF, J. A.; RUBIN, J.F.; BARRENETXEA, G.; VETTERLI, M.; PARRIAUX, A.; SELKER, J. S.; PARLANGE, M. B. Stream temperature response to three riparian vegetation scenarios by use of a distributed temperature validated model. **Environ. Sci. Technol.**, v. 44, n. 6, p. 2072-2078, 2010.
- ROTHACHER, J. Increases in water yield following clear-cut logging in the Pacific Northwest. **Water Resources Research**, v. 6, n. 2, p. 653-658, 1970
- SÁ, J.H.M.; CHAFFE, P.L.B.; OLIVEIRA, D.Y. Análise comparativa dos modelos de Gash e de Rutter para a estimativa da interceptação por Floresta Ombrófila Mista. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 4, p. 1008-1018, 2015.
- SANTA CATARINA. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. **Atlas de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 1986. 173 p.
- SANTOS, I. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: Mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica**. Florianópolis: UFSC/CFH/GCN, 2009. 167f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- SCANLON, B.R.; CHRISTMAN, M.; REEDY, R.C.; PORRO, I.; ŠIMŮNEK, J.; FLERCHINGER, G.N. Intercode comparisons for simulating water balance of

- surficial sediments in semiarid regions. **Water Resources Research**, v. 38, n. 12, p. 59-1 – 59-16, 2002.
- SCARIOT, E.C. **Caracterização ambiental de uma fazenda produtora de madeira em Rio Negrinho, SC: subsídios para a restauração ambiental**. Florianópolis: UFSC/CCA, 2008. 102f. Dissertação (Mestrado em ciências) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Genéticos Vegetais, Universidade Federal de Santa Catarina.
- SCHAAP, M.G.; LEIJ, F.J.; VAN GENUCHTEN, M.Th. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic properties with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**, v.251, n.3-4, p. 163 – 176, 2001.
- SCUDELER, C.; PANICONI, C.; PASETTO, D.; PUTTI, M. Examination of the seepage face boundary condition in subsurface and coupled surface/subsurface hydrological models. **Water Resources Research**, v.53, n.3, p. 1799 – 1819, 2017.
- SHANLEY, J.B.; PETERS, N.E. Preliminary observations of streamflow generation during storms in a forested piedmont watershed using temperature as a tracer. **J. Contam. Hydrol.**, v.3, n.2-4, p. 349-365, 1988.
- SICK, H. **Ornitologia brasileira**. 2. ed. Rio de Janeiro: Nova Fronteira, 1997. 912 p.
- SIDLE, R.C.; TSUBOYAMA, Y.; NOGUCHI, S.; HOSODA, I.; FUJIEDA, M.; SHIMIZU, T. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. **Hydrol. Process**, v. 14, p. 369-385, 2000.
- SILVA, L.L.; DONNICI, C.L.; AYALA, J.D.; FREITAS, C.H.; MOREIRA, R.M.; PINTO, A.M.F. Traçadores: o uso de agentes químicos para estudos hidrológicos, ambientais, petroquímicos e biológicos. **Química nova**, v.32, n.6, p. 1576-1585, 2009.
- ŠIMŮNEK, J. Models of water flow and solute transport in the unsaturated zone. In: ANDERSON, M.G. (ed) **Encyclopedia of hydrological sciences**. West Sussex, England: John Wiley & Sons, 2005, p. 1171–1180.
- ŠIMŮNEK, J.; HOPMANS, J.W. Modeling compensated root water and nutrient uptake. **Ecol. Model.**, v.220, n.4, p. 505-521, 2008.
- ŠIMŮNEK, J.; ŠEJNA, M.; van GENUCHTEN, M.Th. **The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, version 2.0**. IGWMC – TPS-70, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines: Golden, 1998, 202 p.
- ŠIMŮNEK, J.; SEJNA, M.; van GENUCHTEN, M.Th. **The Hydrus-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media**. Version 2.0, IGWMC - TPS - 53, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 1999, 251 p.
- ŠIMŮNEK, J.; van GENUCHTEN, M.Th. **The CHAIN-2D code for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated porous media**. Research Report 136. Riverside, Cal.: USDA-ARS, George E. Brown Jr. Salinity Laboratory, 1994, 194 p.
- ŠIMŮNEK, J.; van GENUCHTEN, M.Th.; ŠEJNA, M. Modeling Subsurface Water Flow and Solute Transport with HYDRUS and Related Numerical Software Packages, In: GARCIA-NAVARRO, P.; PLAYÁN, E. (eds.), **Numerical Modelling of Hydrodynamics for Water Resources**, An International Workshop, Centro Politecnico Superior, University of Zaragoza Spain, June 18-21 2007. London: Taylor & Francis Group, 2007, p. 95-114.
- ŠIMŮNEK, J.; VOGEL, T.; van GENUCHTEN, M.Th. **The SWMS_2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably**

- saturated media, Version 1.21.** Research Report No. 132 , U. S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA, 1994, 197 p.
- SKAGGS, T.H.; TROUT, T.J.; ŠIMŮNEK, J.; SHOUSE, P.J. Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE**, v. 130, n. 4, p. 304-310, 2004.
- SKLASH, M.G. Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. In: ANDERSON, M.G.; BURT, T.P., (Eds). **Process Studies in Hillslope Hydrology**. Chichester, 1990, p. 401-435.
- SKLASH, M.G.; FARVOLDEN, R.N. The role of groundwater in storm runoff. In: W. Back & D.A. Stephenson (Guest-Editors), *Contemporary Hydrogeology – The George Burke Maxey Memorial Volume*. **J. Hydrol.**, v.43, p 45-65, 1979.
- SOULSBY C.; TETZLAFF, D.; RODGERS, P.; DUNN, S.; WALDRON, S. Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: An initial evaluation. **J. Hydrol.**, v.325, n.1-4, p. 197-221, 2006.
- STEFAN, H.G.; PREUD'HOMME, E.B. Stream temperature estimation from air temperature. **Water Resour. Res.**, v.29, n.1, 27–45, 1993.
- SUBBAIAH, R. A review of models for predicting soil water dynamics during trickle irrigation. **Irrigation Science**, v. 31, n. 3, p. 225-258, 2013.
- SUBEHI, L.; FUKUSHIMA, T.; ONDA, Y.; MIZUGAKI, S. Analysis of stream water temperature changes on different forest type watersheds; cases study at field measurements in Kochi region and comparing with other regions in Japan. **Limnotek**, v. 17, n. 2, p. 128-137, 2010a.
- SUBEHI, L.; FUKUSHIMA, T.; ONDA, Y.; MIZUGAKI, S.; GOMI, T.; KOSUGI, K.; HIRAMATSU, S.; KITAHARA, H.; KURAJI, K.; TERAJIMA, T. Analysis of stream water temperature changes during rainfall events in forested watersheds. **Limnology**, v. 11, n. 2, p. 115-124, 2010b.
- SUBEHI, L.; FUKUSHIMA, T.; ONDA, Y.; MIZUGAKI, S.; GOMI, T.; TERAJIMA, T.; KOSUGI, K.; HIRAMATSU, S.; KITAHARA, H.; KURAJI, K.; OZAKI, N. Influences of forested watershed conditions on fluctuations in stream water temperature with special reference to watershed area and forest type. **Limnology**, v.10, n.1, p. 33-45, 2009.
- THERRIEN, R.; SUDICKY, E.A. Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 23, n. 1, p. 1-44, 1996.
- TOEBES, C.; OURYVAEV, V. **Representative and experimental basins, an international guide for research and practice**. Paris: UNESCO, 1970. 348 p.
- TRACY, F.T. Three-dimensional analytical solutions of Richards' equation for a box-shaped soil sample with piecewise-constant head boundary conditions on the top. **Journal of Hydrology**, v. 336, p. 391– 400, 2007.
- TRES, D.R. **Abordagem sistêmica para restauração da paisagem**. Florianópolis: UFSC/CCA, 2010. 297f. Tese (Doutorado em ciências) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Genéticos Vegetais, Universidade Federal de Santa Catarina.
- TSIKO, C.T.; MAKURIRA, H.; GERRITS, A.M.J.; SAVENJE, H.H.G. Measuring forest floor and canopy interception in a savannah ecosystem. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 47-48, p. 122-127, 2012.
- TSUBOYAMA, Y.; SIDLE, R.C.; NOGUCHI, S.; MURAKAMI, S.; SHIMIZU, T. A zero-order basin - its contribution to catchment hydrology and internal hydrological processes. **Hydrol. Process.**, v.14, p.387–401, 2000.

- TSUKAMOTO, Y. Storm discharge from an experimental watershed. **J. Jap. Soc. Forestry**, v.45, p.186-190, 1963.
- TSUKAMOTO, Y.; OHTA, T. Runoff process on a steep forested slope. **J. Hydrol.**, v.102, n.1-4, p. 165-178, 1988.
- UHLENBROOK, S.; STEFAN, R.; TILCH, N. Hydrological process representation at the meso-scale: the potential of a distributed, conceptual catchment model. **J. Hydrol.**, v.291, n.3-4, p. 278-296, 2004.
- UK ENVIRONMENT AGENCY. **The hyporheic handbook: a handbook on the groundwater–surface water interface and hyporheic zone for environment managers.** Bristol: UK Environmental Agency. 2009. 264p.
- USGS. **Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams.** USGS Circular 1260. Reston, VA, EUA. 2003. 105 p.
- van DAM, J.C.; HUYGEN, J.; WESSELING, J.G.; FEDDES, R.A.; KABAT, P.; van WALSUM, P.E.V.; GROENENDIJK, P.; van DIEPEN, C.A. **Theory of SWAP, Version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the soil- water-atmosphere- plant environment.** Wageningen University and Alterra. Technical Document 45, 1997.
- van GENUCHTEN, M.TH. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.44, n.5, p.892-898, 1980.
- van GENUCHTEN, M.Th.; LEIJ, F.J.; YATES, S.R. **The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils**, Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California, 1991, 85 p.
- VOGEL, T. **SWMII - Numerical model of two-dimensional flow in a variably saturated porous medium**, Research Rep. No. 87, Dept. of Hydraulics and Catchment Hydrology, Agricultural Univ., Wageningen, The Netherlands, 1987, 152 p.
- WAGNER, M.J.; BLADON, K.D.; SILINS, U.; WILLIAMS, C.H.S.; MARTENS, A.M.; BOON, S.; MacDONALD, R.J.; STONE, M.; EMELKO, M.B.; ANDERSON, A. Catchment-scale stream temperature response to land disturbance by wildfire governed by surface–subsurface energy exchange and atmospheric controls. **Journal of Hydrology**, v. 517, p. 328–338, 2014.
- WALKER, J.H.; LAWSON, J.D. Natural stream temperature variations in a catchment. **Water Research**, v. 11, n. 4, p. 373-377, 1977.
- WANG, J.; GONG, S.; XU, D.; JUAN, S.; MU, J. Numerical simulations and validation of water flow and heat transport in a subsurface drip irrigation system using HYDRUS-2D. **Irrigation and Drainage**, v. 62, n. 1, p. 97-106, 2013.
- WEBB, B.W.; CLACK, P.D.; WALLING, D.E. Water–air temperature relationships in a Devon river system and the role of flow. **Hydrological Processes**, v. 17, p. 3069–3084, 2003.
- WEBB, B.W.; HANNAH, D.M.; MOORE, R.D.; BROWN, L.E.; NOBILIS, F. Recent advances in stream and river temperature research. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 902–918, 2008.
- WHIPKEY, R.Z. Subsurface stormflow from forested slopes. **Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology**, n. 10, p. 74-85, 1965.
- WHITEHEAD, P.G.; ROBINSON, M. Experimental basin studies - an international and historical perspective of forest impacts. **J. Hydrol.**, v.145, n.3-4, p. 217-230, 1993.
- ZEKTSER, I.S. Role of artesian water in feeding large rivers exemplified by the middle and lower reaches of the Neman River. **Sov. Hydrol.**, v.1, p. 94. 1963.

APÊNDICE A – CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS HIDROLÓGICOS

Tabela A1 – Características dos 87 eventos hidrológicos delimitados e analisados (continua).

n°	Estação	Período (dia)		Duração do evento (dias)	Chuva total (mm)	Q _{pico} (L/s)	Q _{média} (L/s)	i _{média} (mm/h)	i _{máx} (mm/h)
		Início	Fim						
1	PRI	10,0	11,0	1,0	24,38	9,54	2,94	1,01	38,10
2	PRI	14,0	16,0	2,0	43,94	11,32	3,42	0,91	15,24
3	PRI	30,0	34,0	4,0	67,56	8,85	2,79	0,70	10,67
4	PRI	42,5	43,0	0,5	25,40	10,43	1,90	2,09	48,77
5	PRI	54,5	55,5	1,0	19,05	4,14	0,96	0,79	36,58
6	PRI	55,5	56,5	1,0	13,97	2,31	0,87	0,58	39,62
7	PRI	59,5	60,0	0,5	12,70	2,36	0,59	1,04	27,43
8	VER	68,5	69,5	1,0	23,64	16,15	2,31	0,98	84,48
9	VER	70,5	71,5	1,0	29,62	7,46	2,12	1,23	30,48
10	VER	77,6	78,0	0,4	25,92	4,34	3,13	1,23	14,28
11	VER	78,5	79,5	1,0	9,97	4,24	2,90	0,41	14,28
12	VER	83,5	84,0	0,5	11,22	3,63	1,70	0,92	28,86
13	VER	90,5	93,0	2,5	65,10	33,17	3,85	1,08	54,24
14	OUT	176,3	176,8	0,5	18,99	5,31	0,65	1,56	31,26
15	OUT	193,5	196,0	2,5	99,14	27,04	5,24	1,65	25,80
16	OUT	196,0	200,0	4,0	40,84	17,04	3,15	0,42	22,92
17	OUT	222,5	224,5	2,0	71,81	19,25	6,54	1,49	35,16
18	OUT	232,0	238,0	6,0	131,25	76,89	9,21	0,91	27,24
19	OUT	239,5	241,5	2,0	39,49	13,57	6,79	0,82	15,66
20	OUT	246,5	250,0	3,5	42,16	9,87	3,98	0,50	24,36
21	INV	251,0	252,0	1,0	9,75	3,11	2,43	0,40	11,40
22	INV	275,5	278,5	3,0	46,00	12,34	3,35	0,64	28,74
23	INV	284,0	285,0	1,0	19,05	3,00	1,31	0,79	7,08
24	INV	285,0	288,5	3,5	84,94	48,54	8,86	1,01	48,30
25	INV	288,5	291,0	2,5	31,45	8,24	5,39	0,52	15,78
26	PRI	373,5	375,3	1,8	64,23	18,00	7,55	1,52	34,02
27	PRI	376,2	379,0	2,8	53,46	20,11	6,17	0,79	52,80
28	PRI	393,0	394,0	1,0	14,49	4,53	0,93	0,60	48,18
29	PRI	394,5	397,0	2,5	39,68	25,83	3,43	0,66	110,16
30	PRI	409,6	410,2	0,6	27,69	10,78	1,61	1,89	68,22
31	PRI	414,0	415,0	1,0	25,62	10,52	1,30	1,06	54,90
32	PRI	431,5	432,0	0,5	10,82	1,38	0,51	0,89	31,98
33	PRI	432,5	433,0	0,5	8,90	1,73	0,63	0,73	26,28
34	VER	433,5	434,0	0,5	17,91	6,59	1,37	1,47	42,84
35	VER	439,5	440,5	1,0	22,88	3,77	0,92	0,95	45,66
36	VER	440,5	441,5	1,0	26,72	10,24	2,87	1,11	45,60
37	VER	441,5	444,0	2,5	49,94	16,29	5,51	0,83	45,18
38	VER	477,5	478,5	1,0	24,38	6,60	0,72	1,01	33,36
39	VER	500,0	501,0	1,0	28,15	15,66	2,22	1,16	84,00
40	VER	507,0	508,0	1,0	29,10	9,61	1,63	1,20	51,72
41	VER	508,5	509,5	1,0	7,89	3,08	1,39	0,33	25,02
42	OUT	568,0	570,0	2,0	60,85	11,84	2,10	1,26	31,68
43	OUT	590,0	591,0	1,0	12,58	1,14	0,55	0,52	9,96
44	OUT	591,0	592,0	1,0	9,10	1,53	0,78	0,38	25,92
45	OUT	592,5	594,0	1,5	9,56	2,78	1,06	0,26	14,52
46	OUT	595,0	600,0	5,0	50,18	15,40	3,26	0,42	56,52
47	OUT	613,0	614,0	1,0	21,62	4,01	2,05	0,89	18,54
48	OUT	614,0	617,5	3,5	107,13	36,52	13,10	1,27	22,98
49	INV	617,5	622,0	4,5	42,28	7,85	4,92	0,39	7,08
50	INV	644,0	650,0	6,0	158,18	27,81	9,43	1,10	45,42
51	INV	661,0	662,0	1,0	26,16	4,57	2,17	1,08	18,72
52	INV	702,0	704,0	2,0	79,82	11,63	3,00	1,66	21,78
53	INV	706,5	707,5	1,0	26,02	18,20	2,65	1,08	80,40
54	PRI	708,0	711,0	3,0	80,34	60,00	10,85	1,11	87,36

Tabela A1 – (cont.).

nº	Estação	Período (dia)		Duração do evento (dias)	Chuva total (mm)	Q_{pico} (L/s)	$Q_{\text{média}}$ (L/s)	$i_{\text{média}}$ (mm/h)	$i_{\text{máx}}$ (mm/h)
		Início	Fim						
55	PRI	719,7	721,5	1,8	15,40	3,65	1,35	0,36	12,84
56	PRI	737,0	738,5	1,5	18,89	1,07	0,21	0,52	21,60
57	PRI	740,0	742,0	2,0	29,62	6,48	0,80	0,61	37,56
58	PRI	742,5	745,0	2,5	15,66	4,36	0,88	0,26	29,04
59	PRI	775,5	776,5	1,0	18,56	2,75	0,34	0,77	20,04
60	PRI	776,5	777,5	1,0	12,19	3,10	0,57	0,50	31,74
61	VER	843,0	844,0	1,0	35,52	36,40	1,82	1,47	52,68
62	VER	875,0	875,8	0,8	57,41	62,27	13,37	2,97	84,72
63	VER	875,8	876,6	0,8	15,47	41,02	23,97	0,80	21,54
64	VER	878,0	878,7	0,7	23,72	25,68	9,48	1,40	48,06
65	VER	879,0	882,0	3,0	65,38	40,68	15,78	0,91	42,30
66	VER	885,5	886,5	1,0	42,15	23,02	6,35	1,74	59,04
67	VER	886,5	887,5	1,0	15,99	7,57	4,98	0,66	25,92
68	OUT	888,0	889,0	1,0	21,21	8,90	5,11	0,88	44,10
69	OUT	899,6	900,0	0,4	11,30	6,69	1,77	1,15	32,10
70	OUT	920,0	922,0	2,0	65,81	18,13	3,01	1,37	87,42
71	OUT	936,0	938,0	2,0	13,27	2,21	0,86	0,28	42,42
72	OUT	951,0	953,0	2,0	33,71	6,12	1,85	0,70	17,10
73	OUT	953,5	956,0	2,5	35,03	8,69	3,02	0,58	25,92
74	OUT	959,5	960,5	1,0	16,21	2,66	1,45	0,67	9,96
75	OUT	964,0	974,0	10,0	354,53	39,99	9,56	1,48	34,98
76	OUT	974,0	975,0	1,0	20,21	7,37	5,45	0,84	24,30
77	OUT	977,0	979,0	2,0	30,80	9,26	6,41	0,64	38,10
78	INV	984,0	985,0	1,0	14,52	5,38	4,20	0,60	8,52
79	INV	985,5	986,5	1,0	30,32	4,73	2,79	1,25	26,10
80	INV	986,5	987,5	1,0	9,13	5,05	3,47	0,38	16,20
81	INV	987,5	990,0	2,5	32,14	7,78	4,91	0,53	14,28
82	INV	1013,0	1015,0	2,0	12,39	2,34	1,02	0,26	14,46
83	INV	1032,6	1034,0	1,4	23,48	2,87	1,12	0,69	15,72
84	INV	1036,0	1038,0	2,0	39,75	5,28	2,49	0,83	28,92
85	INV	1045,5	1047,0	1,5	30,22	5,19	1,58	0,84	42,72
86	PRI	1098,5	1099,0	0,5	13,50	3,98	1,27	1,11	27,78
87	PRI	1116,0	1118,0	2,0	92,25	17,78	4,22	1,92	96,72

Nota: Q_{pico} = Vazão de pico (maior vazão do evento); $Q_{\text{média}}$ = Vazão média; $i_{\text{média}}$ = Intensidade média de chuva; $i_{\text{máx}}$ = Intensidade máxima de chuva.

APÊNDICE B – SIMULAÇÃO COM O HYDRUS-2D

A seguir são apresentados os resultados da simulação com o HYDRUS-2D em todas as encostas (Figuras B1 a B9)

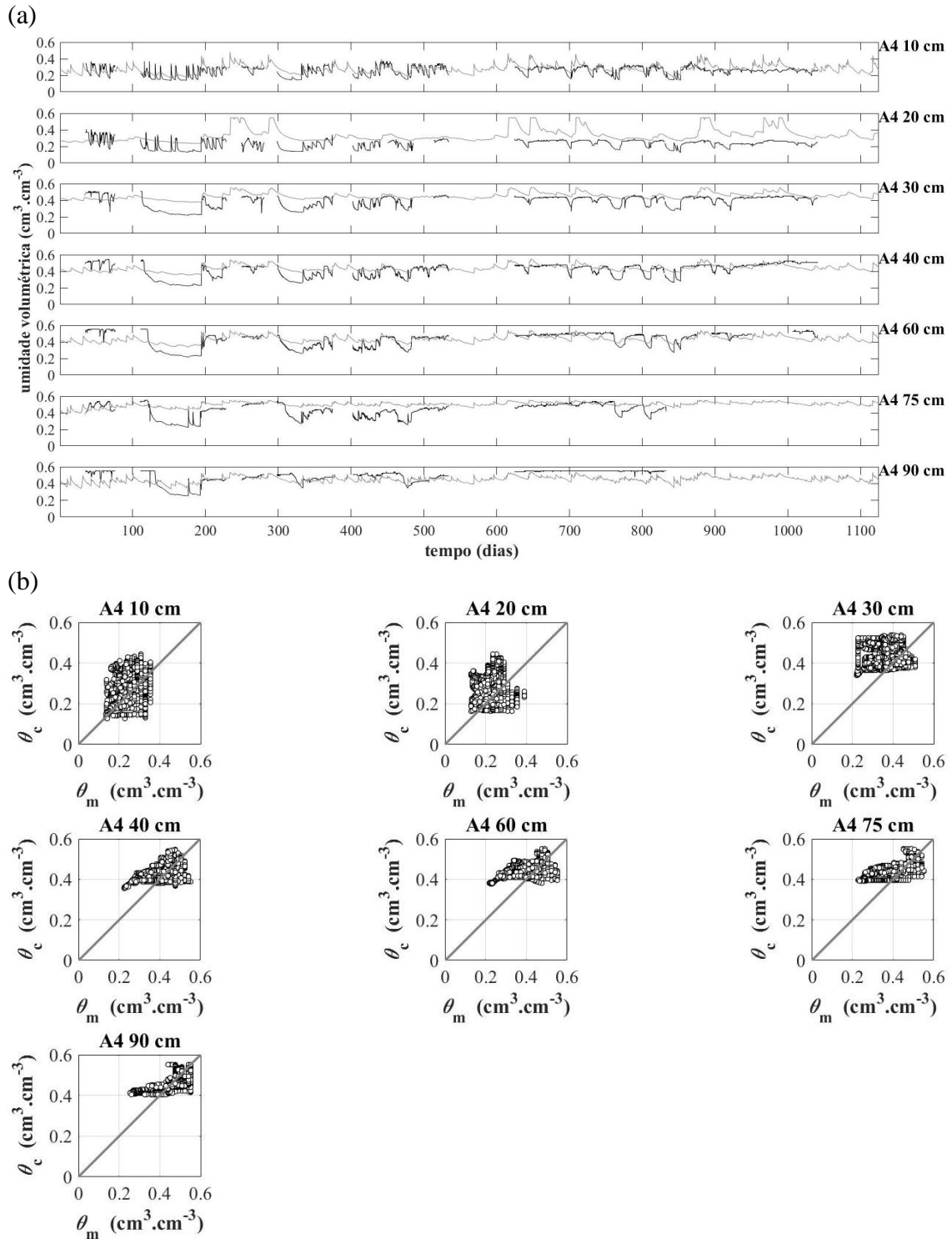


Figura B1 – Umidade volumétrica do solo no perfil A4 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_e).

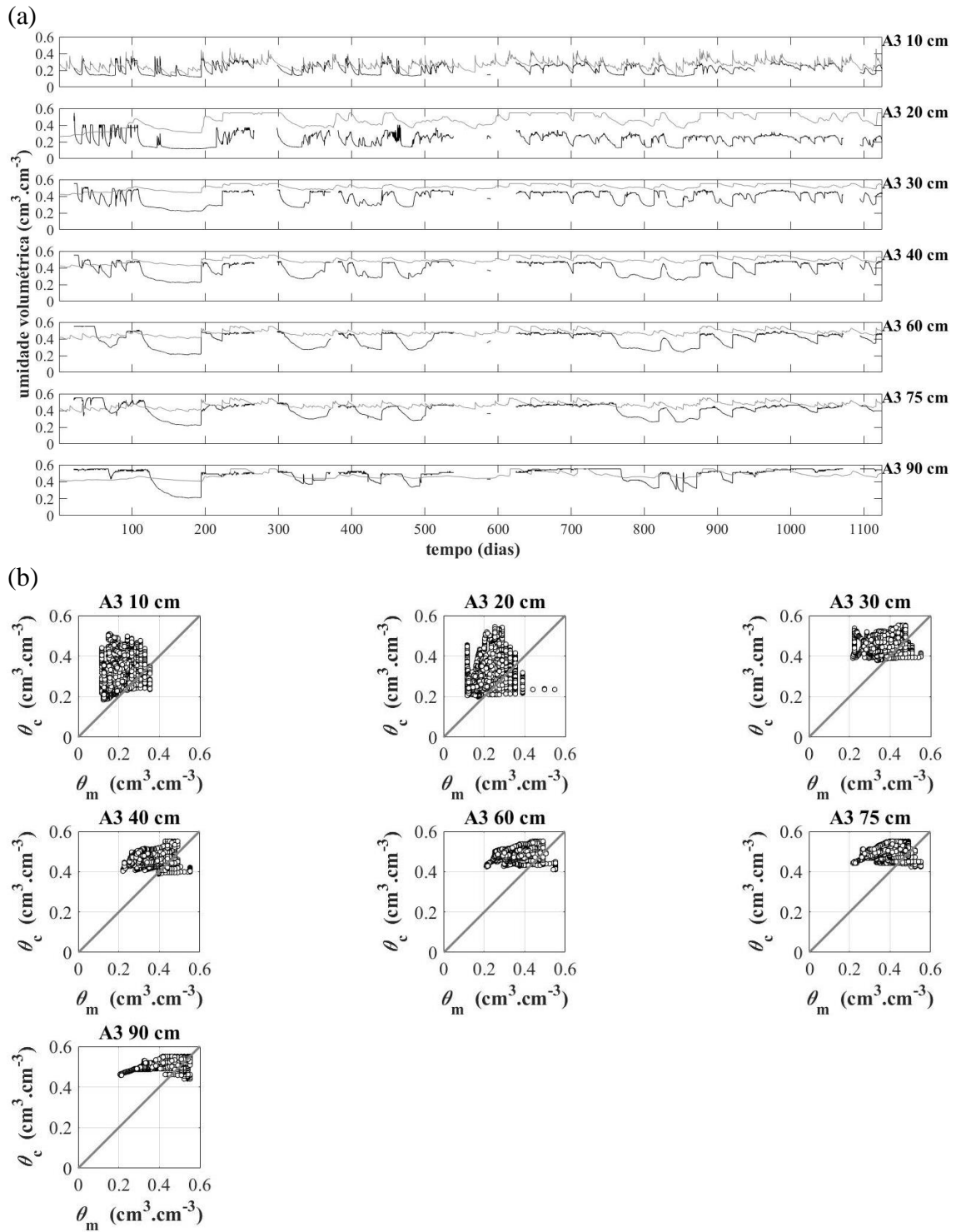


Figura B2 – Umidade volumétrica do solo no perfil A3 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_c).

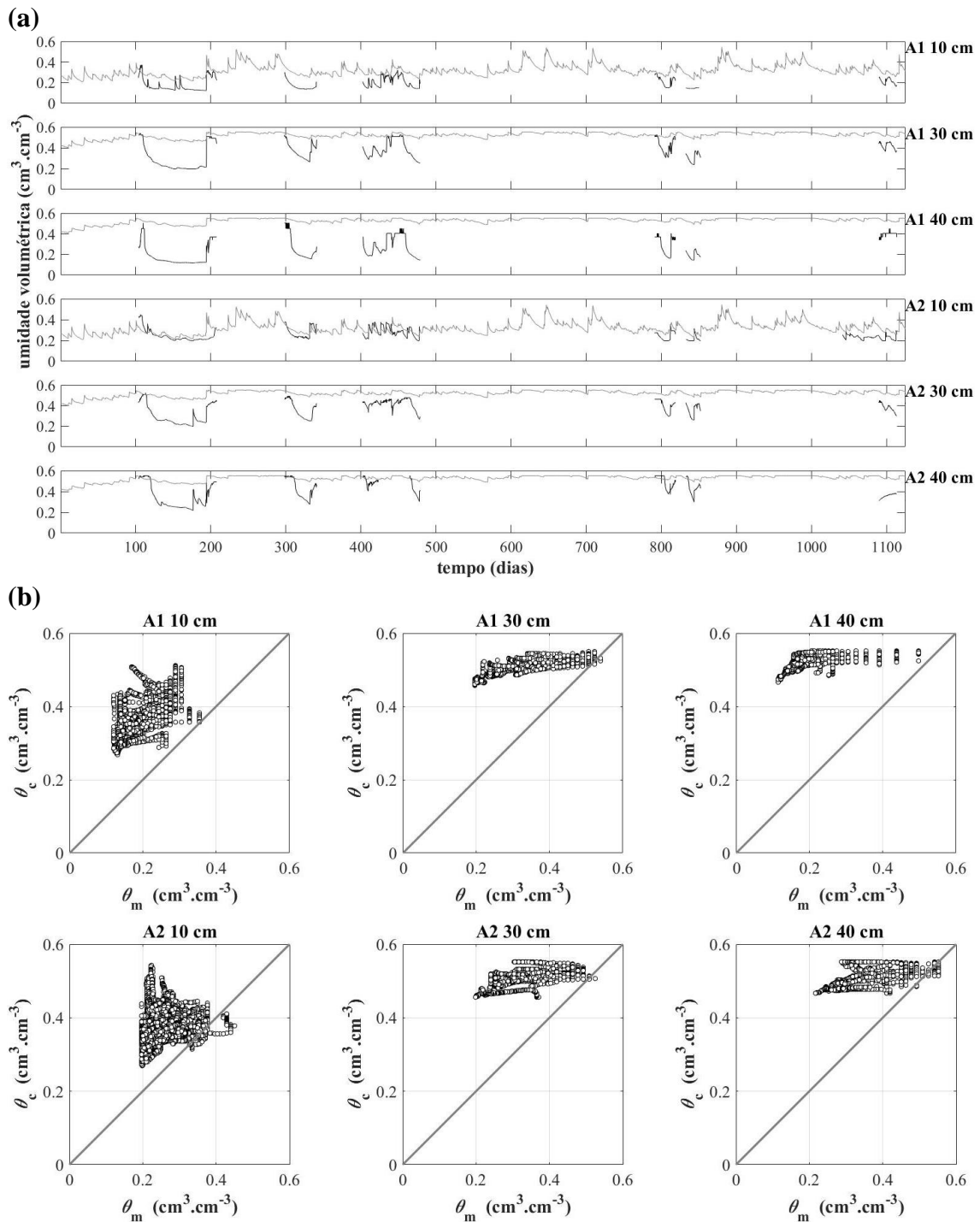


Figura B3 – Umidade volumétrica do solo no perfil A12 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_c).

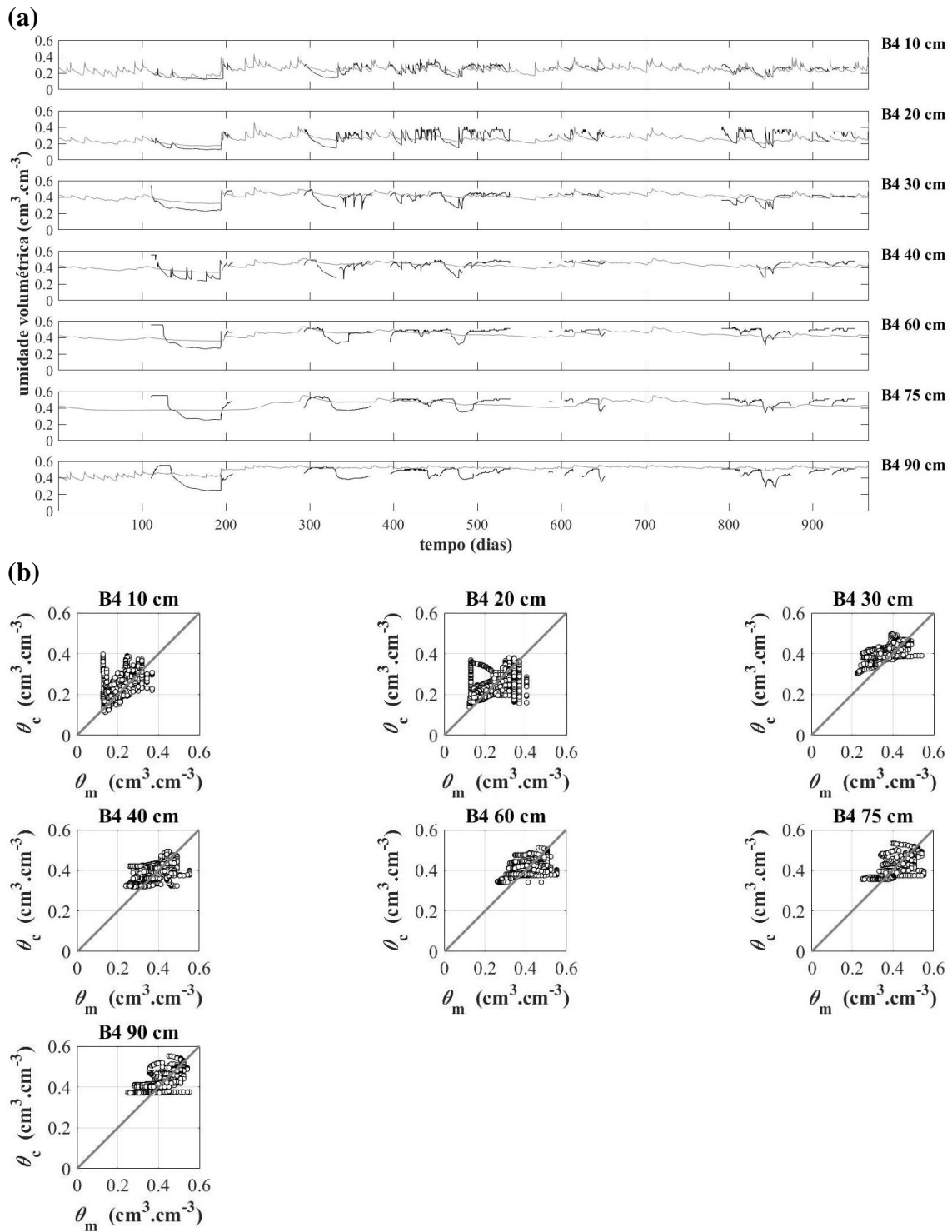


Figura B4 – Umidade volumétrica do solo no perfil B4 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_e).

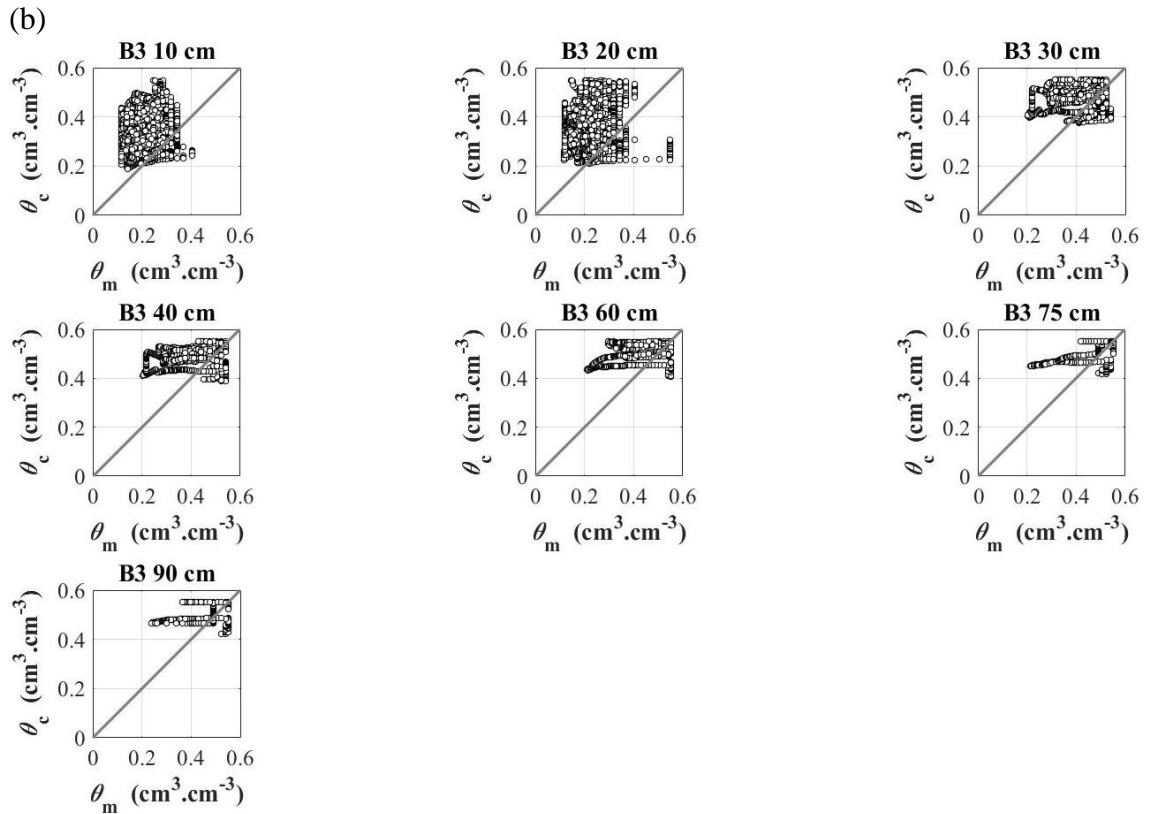
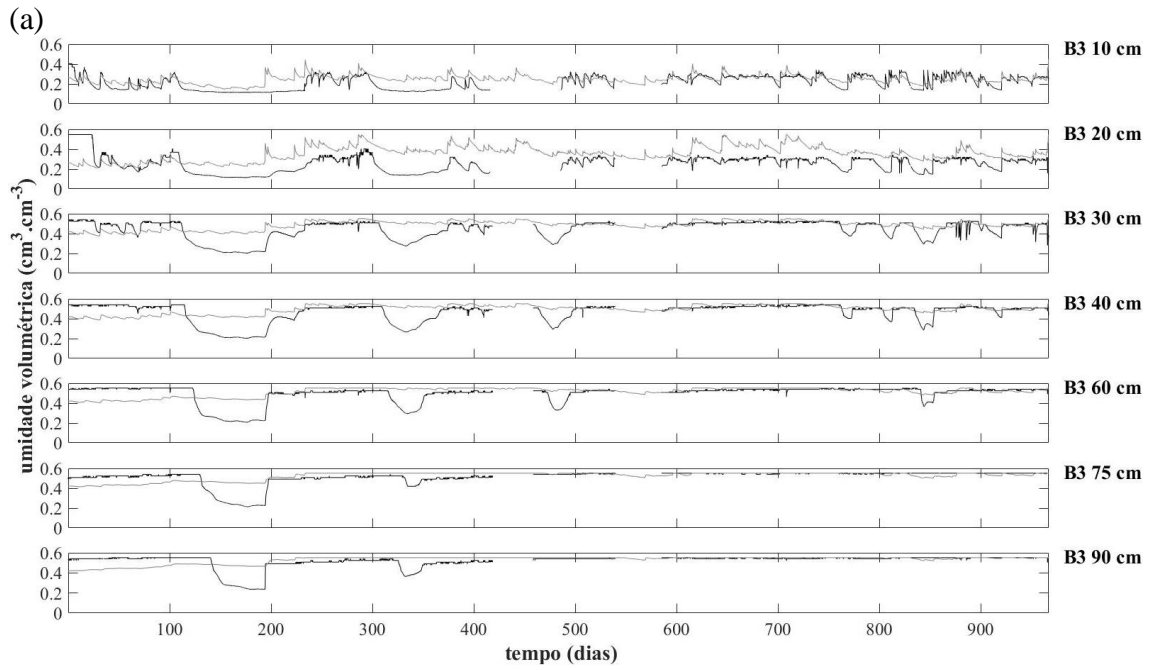


Figura B5 – Umidade volumétrica do solo no perfil B3 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_e).

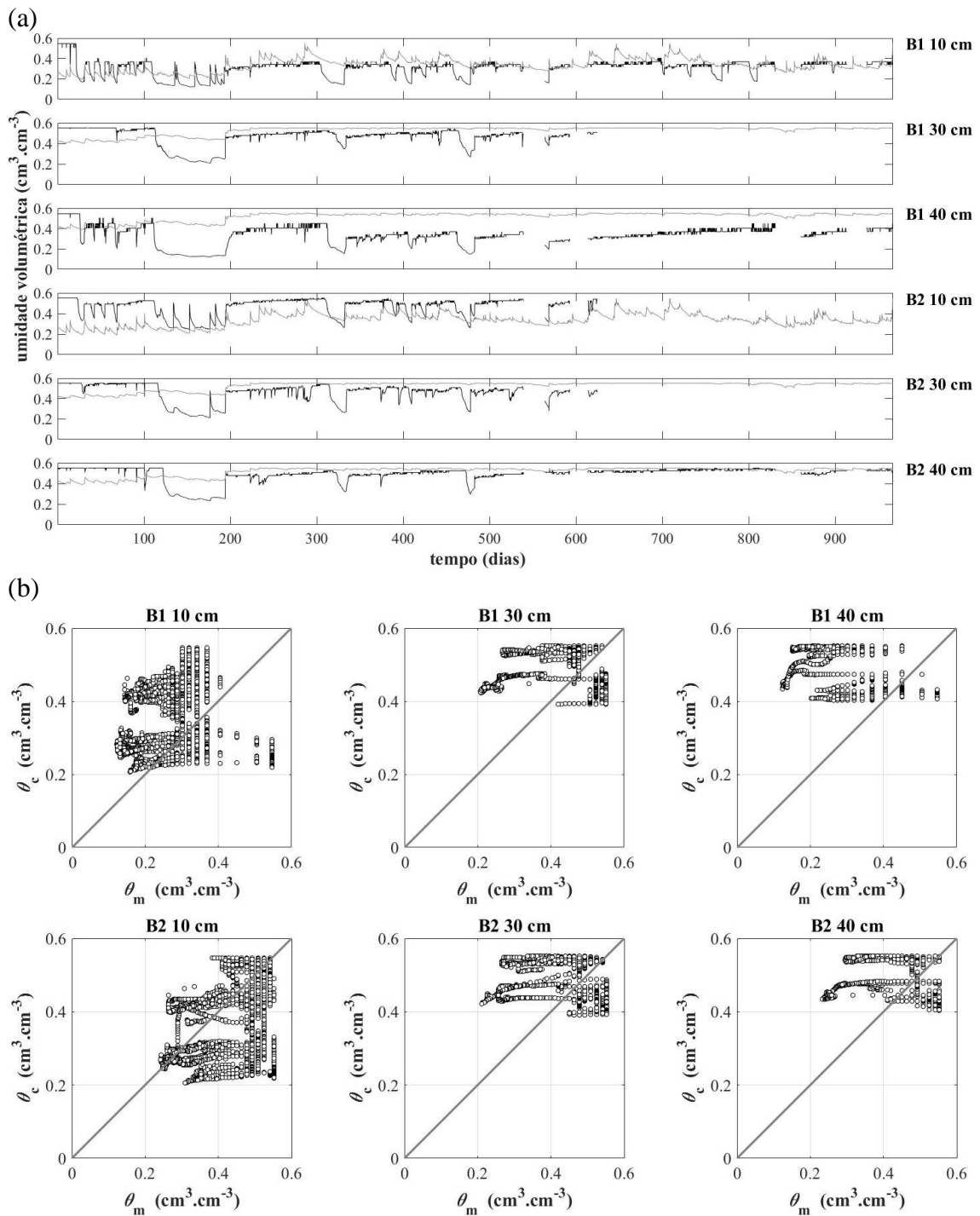


Figura B6 – Umidade volumétrica do solo no perfil B12 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_c).

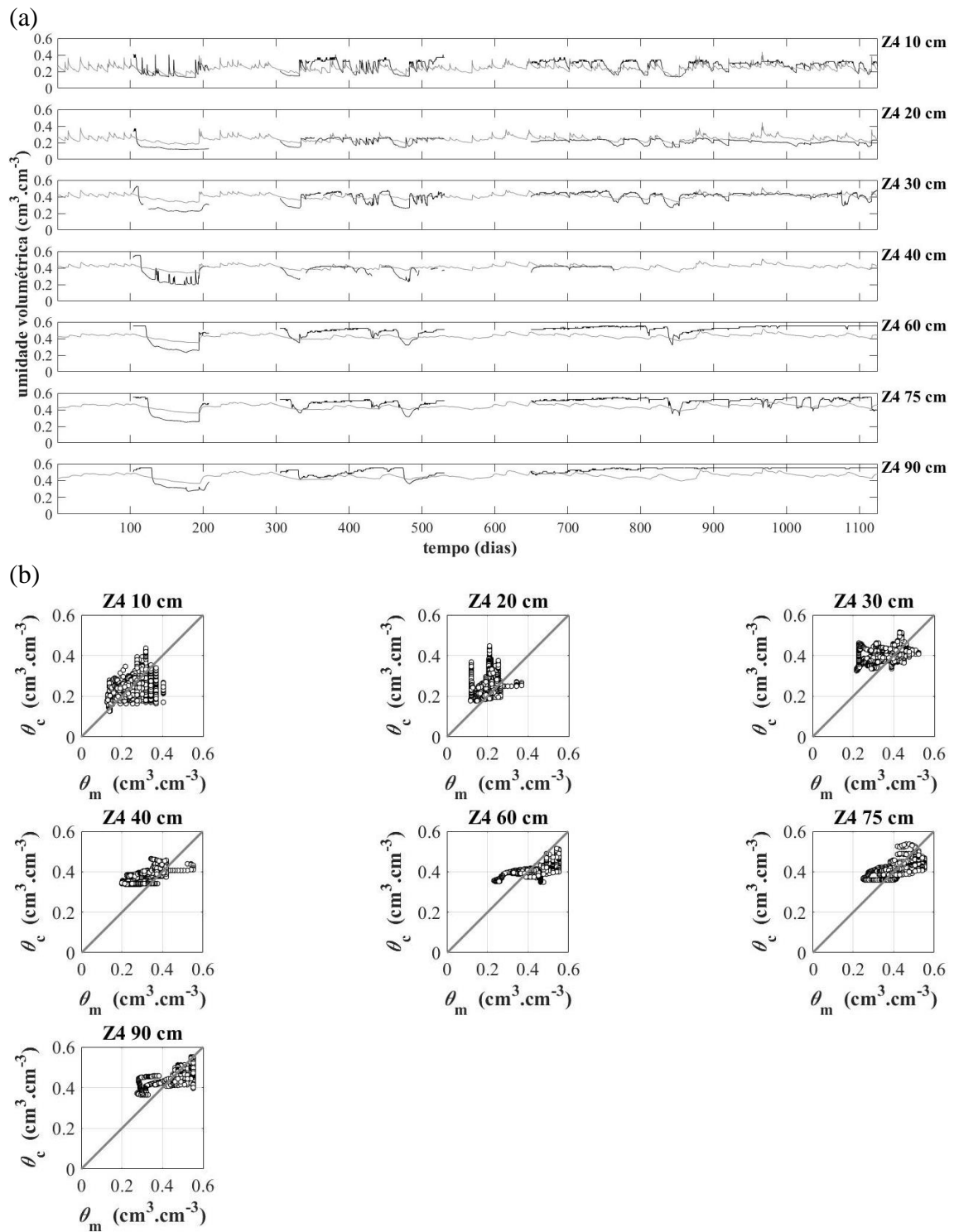


Figura B7 – Umidade volumétrica do solo no perfil Z4 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_c).

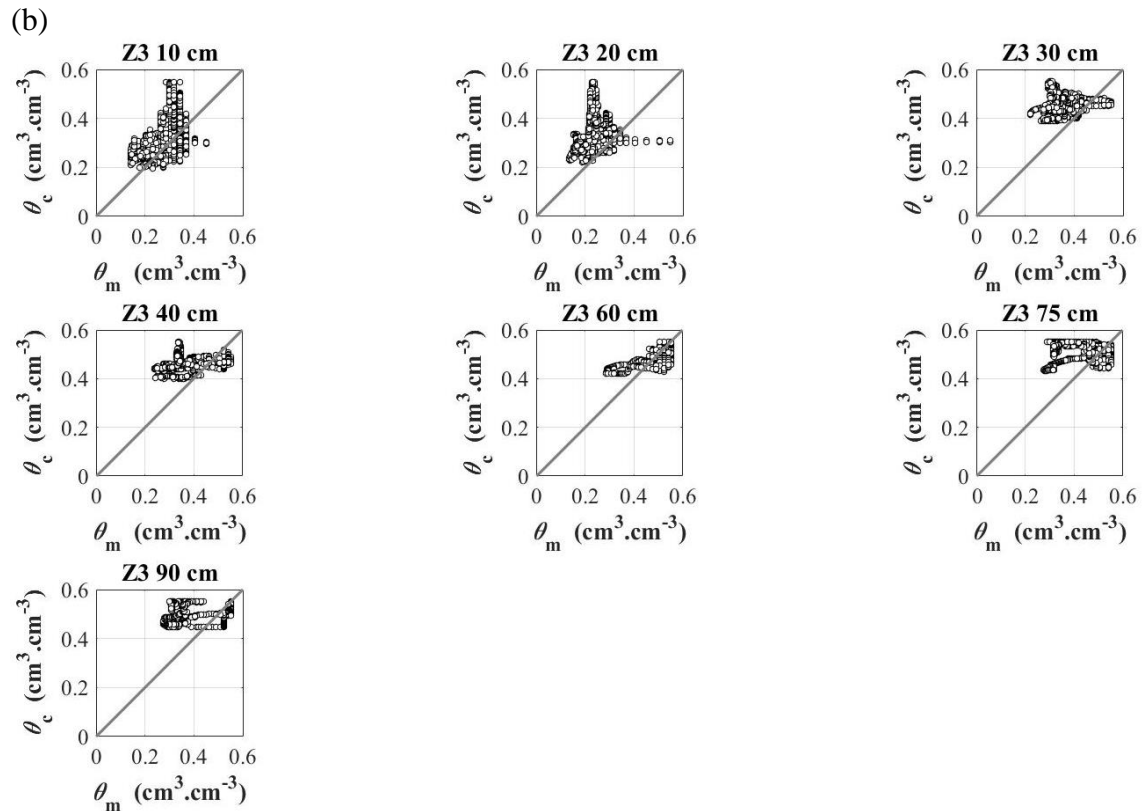
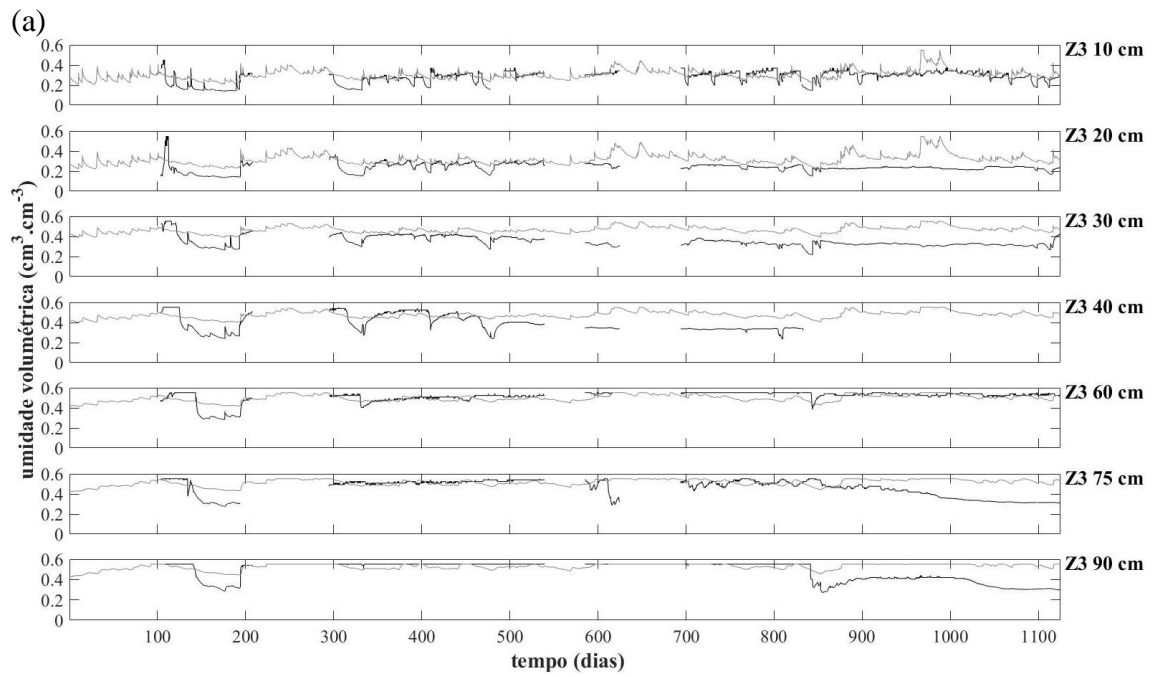


Figura B8 – Umidade volumétrica do solo no perfil Z3 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_e).

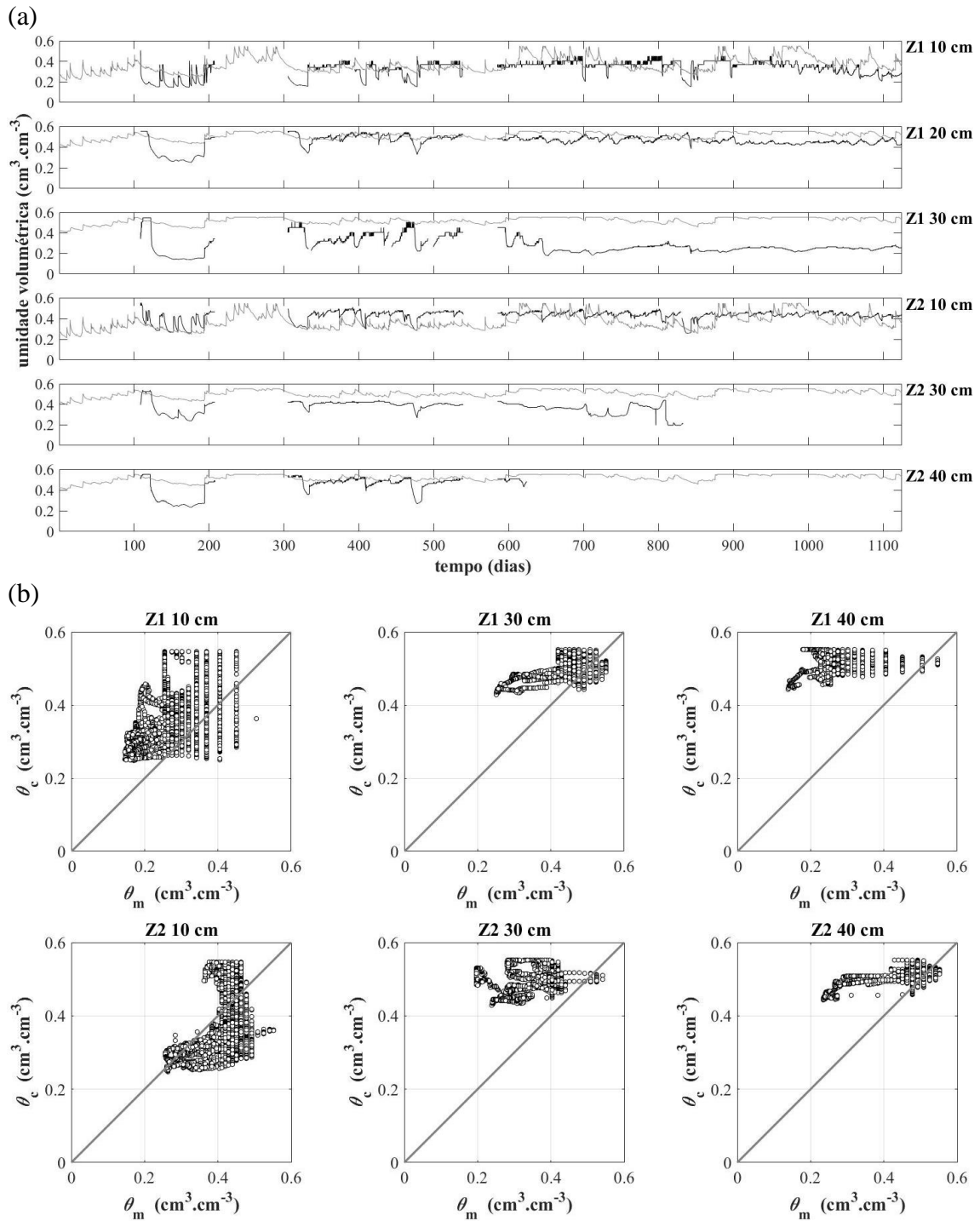


Figura B9 – Umidade volumétrica do solo no perfil Z12 para o período completo. (a) Dados medidos em preto e calculados em cinza; (b) comparação entre medidos (θ_m) e calculados (θ_e).

Tabela B1 – Coeficientes de eficiência da simulação com o HYDRUS-2D.

Conjunto	Profundidade (cm)	N	Pearson r	NASH	EM (cm ³ /cm ³)	EPM (%)
A1	10	42146	0,72	-2,51	-0,10	-59,94
	30	42446	0,89	-1,95	-0,16	-57,81
	40	42446	0,78	-5,76	-0,27	-149,77
A2	10	49446	0,35	-0,56	-0,04	-17,73
	30	42446	0,81	-2,43	-0,15	-48,97
	40	36445	0,74	-0,95	-0,12	-37,88
A3	10	134370	0,66	-0,41	-0,05	-30,38
	20	137371	0,34	-11,27	-0,23	-112,12
	30	137371	0,54	-2,23	-0,13	-38,24
	40	137371	0,59	-1,34	-0,11	-34,38
	60	137371	0,56	-0,65	-0,09	-28,33
	75	135806	0,39	-0,46	-0,06	-20,13
	90	137371	0,50	0,24	0,00	-3,52
A4	10	117225	0,57	0,05	-0,02	-12,36
	20	111623	0,35	-5,22	-0,10	-50,70
	30	113224	0,60	-0,53	-0,07	-21,25
	40	117225	0,67	0,29	-0,03	-10,68
	60	106223	0,62	0,34	0,00	-3,92
	75	87298	0,55	-0,44	-0,07	-21,56
	90	87298	0,47	-0,07	0,04	6,29
Conjunto	Profundidade (cm)	N	Pearson r	NASH	EM (cm ³ /cm ³)	EPM (%)
B1	10	125057	0,31	-0,33	-0,03	-17,69
	30	83251	0,16	-0,42	-0,05	-16,93
	40	125057	0,08	-4,10	-0,18	-70,77
B2	10	83251	0,46	-2,44	0,14	28,18
	30	83251	0,07	-0,56	-0,05	-17,88
	40	125057	0,25	-0,20	-0,03	-9,15
B3	10	122412	0,53	0,03	-0,03	-25,33
	20	122412	0,22	-1,80	-0,10	-52,40
	30	126665	0,43	-0,03	-0,04	-14,62
	40	126665	0,35	-0,01	-0,03	-12,59
	60	126665	0,29	-0,02	-0,02	-8,94
	75	126665	0,45	0,17	-0,01	-5,06
	90	126665	0,27	-0,04	-0,01	-4,77
B4	10	71656	0,71	0,50	0,00	-4,27
	20	71656	0,66	0,31	0,02	2,16
	30	69502	0,74	0,32	-0,03	-10,89
	40	63338	0,55	0,30	0,00	-3,48
	60	71075	0,50	0,21	0,02	0,83
	75	71656	0,40	0,13	0,01	-0,98
	90	71656	0,57	-0,34	-0,06	-17,17

Nota: EM é erro médio; e EPM é erro percentual médio.

Tabela B1 – cont.

Conjunto	Profundidade (cm)	N	Pearson r	NASH	EM (cm ³ /cm ³)	EPM (%)
Z1	10	124813	0,41	-0,39	-0,04	-19,01
	30	125614	0,29	-0,76	-0,05	-14,05
	40	123611	-0,02	-9,28	-0,24	-101,91
Z2	10	125614	0,31	-2,54	0,06	13,12
	30	83621	0,07	-4,65	-0,13	-40,78
	40	53719	0,73	-0,17	-0,07	-21,27
Z3	10	115702	0,49	0,04	-0,02	-12,46
	20	117813	0,23	-3,62	-0,08	-35,66
	30	117813	-0,03	-5,35	-0,11	-35,22
	40	75820	0,27	-0,69	-0,07	-24,04
	60	117813	0,56	0,23	0,02	1,91
	75	115813	-0,07	-0,59	-0,06	-16,83
	90	117813	0,14	-0,30	-0,05	-16,79
Z4	10	115737	0,68	0,26	0,03	6,30
	20	115587	0,53	-0,51	-0,04	-21,30
	30	112934	0,67	0,34	-0,01	-7,03
	40	57337	0,78	0,21	-0,04	-14,93
	60	115788	0,70	-0,32	0,07	11,05
	75	115788	0,63	0,00	0,04	6,76
	90	115788	0,58	-0,22	0,05	8,70

Nota: EM é erro médio; e EPM é erro percentual médio.