



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

ALONDRA BEATRIZ ALVAREZ PEREZ

**DENSIDADE DE DRENAGEM E CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA
EM UMA BACIA DE CABECEIRA NA LAGOA DO PERI**

FLORIANÓPOLIS

2019

Alondra Beatriz Alvarez Perez

**DENSIDADE DE DRENAGEM E CONECTIVIDADE HIDROLÓGICA
EM UMA BACIA DE CABECEIRA NA LAGOA DO PERI**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental.
Orientador: Prof. Dr. Pedro Luiz Borges Chaffé

Florianópolis
2019

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Perez, Alondra Beatriz Alvarez

Densidade de drenagem e conectividade hidrológica em uma
bacia de cabeceira na lagoa do Peri / Alondra Beatriz Alva-
rez Perez ; orientador, Pedro Luiz Borges Chaffe, 2019.
108 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro Tecnológico, Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Ambiental, Florianópolis, 2019.

Inclui referências.

1. Engenharia Ambiental. 2. Escoamento superficial. 3.
Bacia de cabeceira. 4. Conectividade hidrológica. I.
Chaffe, Pedro Luiz Borges . II. Universidade Federal de
Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia
Ambiental. III. Título.

Alondra Beatriz Alvarez Perez

Densidade de drenagem e conectividade hidrológica em uma bacia de cabeceira na lagoa do Peri

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado por banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof.(a) Alexandra Rodrigues Finotti, Dr(a).

Universidade Federal de Santa Catarina - CTC - ENS

Prof. Leonardo Hoinaski, Dr.

Universidade Federal de Santa Catarina - CTC - ENS

Prof. Roberto Fabris Goerl, Dr.

Universidade Federal de Santa Catarina - CFH - GND

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de mestre em Engenharia Ambiental.

Prof. Dr.(a) Maria Eliza Nagel Hassemer
Coordenadora do Programa

Prof. Dr. Pedro Luiz Borges Chaffe
Orientador

Florianópolis, 26 de agosto de 2019.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao professor Pedro pela orientação e pela confiança. Seus conselhos sempre sábios mostraram o caminho para a execução deste trabalho.

Agradeço à banca examinador, Alexandra, Leonardo e Roberto, pelas contribuições. Sou grata por terem me dado apoio e encarado esse desafio junto comigo.

Agradeço à família LABHIDRO pela companhia e apoio. Um bom trabalho só é possível com uma boa equipe de apoio por trás. Agradeço em especial à equipe de campo, meus valentes desbravadores da hidrologia selvagem.

À minha família, por sempre estar presente, pelo apoio e compreensão, cujo amor incondicional me fortalece e inspira. Agradeço a meus pais, Ruben e Beatriz. Obrigada pai pelos sábios conselhos que sempre me impulsionaram e não me deixaram desistir, pelo apoio em todos os sentidos. Obrigada mãe por me dar paz e tranquilidade nos momentos mais difíceis. Vocês são as pessoas que mais amo, e agradeço todos os dias por ter tido a oportunidade de ter vocês nesta vida.

Agradeço a Rodrigo, meu parceiro de vida, meu porto seguro. Gracias amor por estar a meu lado, por acompanhar-me em esta aventura. Que vengan nuevos horizontes a desbravar por que juntos todo lo podemos.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental e à Universidade Federal de Santa Catarina pelo apoio.

Agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa e Inovação do Estado de Santa Catarina (FAPESC) pela bolsa de estudos.

RESUMO

A extensão da rede de drenagem pode variar sazonalmente ou entre eventos de precipitação, expressando-se como canais intermitentes e efêmeros. Os locais com ocorrência de escoamento podem se expandir, contrair e fragmentar, tornando a rede de drenagem ativa amplamente variável para diversas configurações topográficas, geológicas e climáticas. Apesar desse comportamento da hidrografia em bacias de cabeceira ser amplamente reconhecido, ainda é pouco clara a interação entre os processos de geração de escoamento superficial e os locais e frequência de ocorrência do escoamento nos canais. Esta dissertação avaliou a dinâmica da rede drenagem de uma vertente efêmera-intermitente e a conectividade através do escoamento superficial, em uma encosta da Lagoa do Peri, Brasil. Monitorou-se a ocorrência de escoamento superficial utilizando detectores de escoamento superficial, mediu-se o nível de água subterrânea e caracterizou-se as propriedades do solo. O monitoramento ocorreu de junho de 2018 até agosto de 2019, totalizando 44 períodos de precipitação. Para avaliar a dinâmica da drenagem calculou-se a densidade de drenagem ativa e a densidade de drenagem conectada através de matrizes de adjacência. Estes índices foram correlacionados através do coeficiente de Pearson com as variáveis meteorológicas de precipitação total, intensidade máxima de chuva e índice de precipitação antecedente. Os limiares para a conexão da encosta com o exutório através do escoamento superficial foi avaliada através de uma modelo de regressão logística. A densidade de drenagem aumentou em até 22 vezes seu valor entre períodos, e foi maior que a rede de drenagem conectada, devido à fragmentação do fluxo. A densidade de drenagem teve correlação com a precipitação total e a intensidade máxima de 5 minutos dos períodos monitorados. Existe um limiar de precipitação total de 18 mm a partir do qual a encosta se conecta ao exutório através do escoamento superficial. O modelo de regressão logística confirmou a hipótese da dependência do limiar da densidade de drenagem conectada à precipitação total e à intensidade máxima de 5 minutos. As características fisiográficas e a profundidade do solo controlam os mecanismos de geração de escoamento, indicando ocorrência de escoamento por saturação próximo à superfície. A vazão nos canais se mantém até que as perdas superem a disponibilidade de água, tornando os rios efêmeros e fragmentados. Onde o solo é raso, o lençol profundo encontra o nível do canal e contribui com o fluxo por escoamento de retorno, caracterizando o canal como intermitente.

Palavras-chave: Escoamento superficial; Bacia de cabeceira; Conectividade hidrológica.

ABSTRACT

The drainage network length can vary seasonally or between rainfall events, which in turn determines if a channel is intermittent or ephemeral. The streams can expand, contract and fragment, making the active drainage network variable for various topographic, geological and climatic configurations. Although this hydrographic behavior is widely recognized in headwater basins, the interaction between runoff generation processes and the locations and the frequency of occurrence of flow in the streams remain unclear. This thesis evaluates the drainage network dynamics of ephemeral and intermittent streams and their connectivity through surface runoff in a hillslope in the Peri's Lagoon, Brazil. Surface runoff occurrence was monitored using overland flow detectors. Groundwater level was monitored, and soil properties were characterized. The monitoring period was from June 2018 to August 2019, with 44 periods of precipitation in total. To evaluate the drainage dynamics, the active drainage density and the connected drainage density were calculated by adjacency matrices. Such indexes were correlated using Pearson coefficient with the meteorological variables of total precipitation, maximum rainfall intensity and antecedent precipitation index. The threshold for hillslope connectivity with the outlet was evaluated using a logistic regression model. Drainage density increased up to 22 times between periods and it was higher than the connected drainage network due to streamflow fragmentation. Drainage density was correlated with total precipitation and maximum intensity of 5 minutes on monitored periods. There is a total precipitation threshold of 18 millimeters in which the slope connects to the basin's outlet through surface runoff. Physiographic characteristics and soil depth control the overland flow generation, indicating the occurrence of saturation flow near the surface. The flow in the channels is maintained until the losses exceed the water availability, making the rivers ephemeral and fragmented. Where the soil is shallow, groundwater levels intersect the stream bed and contribute to the flow by return flow, and the channel becomes intermittent.

Keywords: Overland flow; Hillslope; Hydrological connectivity.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1- Processo de geração de escoamento superficial e seus mecanismos. Escoamento por excedente de infiltração ou hortoniano quando a intensidade de precipitação supera a capacidade de infiltração do solo, acumulando-se na superfície (a). Escoamento por saturação quando a permeabilidade do solo é superada, e toda precipitação adicional na região saturada gera escoamento superficial(b). Escoamento de retorno ocorre quando o nível da água subterrânea alcança o nível do terreno (c). Preenchimento das cavidades da rocha de base pela água que percola pelo solo (d).....26
- Figura 2 -Papel dos limiares de fluxo e de escala de tempo na determinação dos processos de geração de escoamento superficial. As linhas vermelhas indicam casos em que existe uma conectividade de superfície ou subterrânea com o as vertentes. Adaptado de Saffarpour et al. (2016).....30
- Figura 3 - Localização e descrição da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri: elevação e hidrografia (a), cobertura vegetal (b).....40
- Figura 4 –Área de estudo. Localização da bacia do Retiro na bacia hidrográfica da Lagoa do Peri (A). Cobertura vegetal mostrando a distribuição entre mata atlântica e reflorestamento (B). Geologia formada por depósitos lagunares praias e granito ilha (C). Hidrografia e elevação da bacia do Retiro (D), distinguindo entre caiais efêmeros e canal intermitente. 41
- Figura 5 - Registro fotográfico de caracterização da área de estudo. No mapa à esquerda está a localização de cada fotografia. A região alta é composta por reflorestamento com presença de pinheiros (A). O restante da bacia é coberto por mata atlântica com grande heterogeneidade a alta densidade (B, C). A vertente apresenta calha bem definida formada por sedimentos finos e médios até a região média (D). Da região média (E) até o exutório aumenta a presença de pedras até que o exutório é completamente formado por matacões (F)42
- Figura 6 – Localização dos locais onde foram realizados e os ensaios para determinação da capacidade de infiltração em campo. A numeração na fotografia é a mesma numeração utilizada na localização. O círculo amarelo é local de amostragem do solo para ensaio de granulometria. O ensaio de infiltração foi realizado em locais com presença de vegetação rasteira, onde esta foi mantida (1 e 6) e locais onde havia somente serapilheira (5).....44
- Figura 7 - Locais onde foram realizados os ensaios para determinação da Condutividade Hidráulica Saturada.....46
- Figura 8 - Resultados do ensaio de granulometria: (a) Triângulo de texturas com a distribuição percentual das frações de argila, silte e areia; (b) Poço sobre a vertente (amostra 4) e poço

na encosta lateral à vertente (amostras 1, 2 e 3 em ordem de profundidade). Fonte: PEREZ (2017).....	47
Figura 9 -Detector de Escoamento Superficial (DES). DES instalado no canal efêmero seco (a) e ativo (b). Na imagem (c) podemos ver as ranhuras que permitem a entrada de água no detector.....	49
Figura 10 - Localização dos poços de monitoramento (a), Detectores de escoamento superficial (b) e pontos de observação na vertente (c).....	49
Figura 11- Registro fotográfico para caracterizar a da rede de drenagem: canais efêmeros(B) e intermitente (C) e caminhos de água preferenciais (D). As linhas amarelas pontilhas ajudam a visualizar a calha bem definida do canal efêmero em (B). Os círculos amarelos representam a localização dos detectores e o quadrado verde é a localização no ponto de observação na vertente número 6 (PNV6).....	50
Figura 12 - Poços para monitoramento das águas subterrâneas. Descrição simplificada do funcionamento do poço (a). Manta geotêxtil cobrindo as rasuras na ponteira do cano (b). Sistema de controle do nível do lençol freático (c). Medição do nível de água no poço (d)	52
Figura 13 - Ilustração da utilização de trena elétrica com sinal sonoro medindo nível de água subterrânea.....	53
Figura 14 - Localização dos poços utilizados para caracterizar a profundidade do solo e a profundidade do poço (assumida como a profundidade do solo).	54
Figura 15 -Separação dos dados pluviométricos por Períodos. É considerado um período o intervalo de tempo entre duas coletas de dados. Os eventos individuais entre duas coletas são somados e considerados com um único período.....	55
Figura 16-Criação de uma matriz de adjacência e matriz de disponibilidade de água. Na malha de elementos da paisagem (a), cada círculo com um número representa um nó e cada seta é a direção do fluxo entre dois nós seguidos. Na matriz de adjacência (b) cada círculo colorido representa a contribuição (de mesma cor) chegando na célula, e L é o número de nós considerado na construção da malha. As somas das colunas da matriz de disponibilidade de água (c) são mostrados dentro do retângulo de linha rosa.....	57
Figura 17- Representação da rede de drenagem de estudo para a criação da Matriz de Disponibilidade de Água. Cada círculo amarelo representa um nó e as setas azuis representam a direção do fluxo na vertente. Os nós representam 21 detectores e 3 pontos de observação na vertente (PNV). A numeração de cada nó é o nome atribuído a cada detector instalado ou ponto de observação.	58

Figura 18 – Matriz de adjacência e matriz de disponibilidade de água para o cálculo da densidade de drenagem conectada (DDC). Na malha hidrográfica formada por 5 nós (a) as setas azuis representam a direção do fluxo. A seta cinza tracejada indica que o nó 3 não contribuiu para o nó 5, fragmentando a rede. Na matriz de adjacência (b) os círculos azuis destacam onde o fluxo está chegando. As somas das colunas da matriz de disponibilidade de água (c) são mostrados dentro do retângulo de linha rosa. O círculo vermelho destaca s soma dos nós chegando no último nó da rede.	59
Figura 19 - Série pluviométrica de junho de 2018 até agosto de 2019, com discretização diária. Os círculos verdes representam o dia em que se realizaram as coletas em campo.....	63
Figura 20 - Distribuição dos períodos e respectivas precipitação total (ΣP ; a), intensidade máxima de precipitação de 5 min (I_5 ; b); e Índice de precipitação antecedente de 2 dias (API_2 ; c) para junho de 2018 até agosto de 2019. Cada barra representa um período.....	64
Figura 21 – Hidrografia ativa para seis períodos de monitoramento. As linhas azuis representam os canais que ficaram ativos. As linhas cinzas representa toda a extensão da rede de drenagem. Para cada período são apresentados as características meteorológicas e os parâmetros da dinâmica da rede de drenagem: precipitação total (ΣP), intensidade máxima de 5 minutos de precipitação (I_5), Índice de Precipitação Antecedente (API_2), densidade de drenagem ativa (DDA) e densidade de drenagem conectada (DDC). Os períodos foram organizados na ordem de maior para menor precipitação total.	67
Figura 22 - Frequência de ativação de cada canal calculado como a frequência de ativação de cada detector de escoamento superficial.....	68
Figura 23 - Relação entre densidade de drenagem ativa (DDA - cruz vermelha) e densidade de drenagem conectada (DDC - círculo preto) com a precipitação total para cada período. A linha azul tracejada mostra o limiar para o qual a rede de drenagem fica conectada com o exutório.	70
Figura 24 - Relação entre densidade de drenagem ativa (DDA - cruz vermelha) e densidade de drenagem conectada (DDC - círculo preto) com a API_2 para cada período (A). Para cada valor de DDA existe um valor de DDC, para cada período. Como o eixo x está em escala log, os valores para API_2 igual a zero são mostrados em (B).	70
Figura 25-Relação entre DDA (cruz vermelha) e DDC (círculo preto) com a intensidade máxima de precipitação para de 5 minutos, para cada período. Para cada valor de DDA existe um valor de DDC, para cada período.	71

Figura 26 - Localização dos poços sobre a vertente principal. A linha tracejada mostra a profundidade do solo estimada pela profundidade dos poços. A região média da vertente se caracteriza por ser intermitente e o restante da hidrografia ser efêmera.	72
Figura 27 - Variações do nível de água subterrânea. Boxplot do nível de água no dia de monitoramento (a); boxplot do nível de água subterrânea no dia do evento que gerou o escoamento superficial (b). O triângulo rosa indica a profundidade máxima do poço. A linha vermelha é a média dos dados. A caixa azul contém 50% dos dados. As cruces vermelhas são os níveis fora dos percentis.....	73
Figura 28- Presença (círculo aberto) e ausência de escoamento (círculos fechados) no exutório em função de ΣP , I_5 , PAI_2 em relação à densidade de drenagem conectada (DDC) e a densidade de drenagem ativa (DDA). As linhas tracejadas e a seta preta indicam o limiar e sentido para a ocorrência do escoamento. A área sombreada delimita a região onde se agrupam os períodos para os quais o detector 8 ficou ativo.	74
Figura 29 - Ativação do detector 8. Cada círculo representa um período de monitoramento. Quando o DES8 ficou ativo é representado pelo valor 1, quando o detector estava seco é representado por 0. A linha tracejada verde limita o limiar de densidade de drenagem ativa para a qual o DES8 é ativado. Os losangos pretos representam os valores de DDC. A linha azul marca o valor mínimo de DDC.	75
Figura 30 - Resultado do modelo de regressão logística. A estrutura 1 (a) relaciona as variáveis I_5 e API_2 ; A segunda estrutura do modelo (b) relaciona as variáveis ΣP e API_2 e a terceira estrutura (c) relaciona ΣP e I_5 . Cada círculo representa um período. Os círculos azuis são os períodos para os quais o DES8 esteve ativo. A linha vermelha tracejada é a curva de melhor ajuste do modelo de regressão logística, que separa os eventos com e sem conexão com o exutório.	75
Figura 31- Inferências sobre os processos de geração de escoamento superficial. Geração de escoamento por saturação e formação de lençol suspenso (a). Descontinuidade do escoamento devido às perdas sofridas no percurso (b). Manutenção do escoamento superficial na vertente por afloramento do lençol freático (c).....	78
Figura D32- Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 1.....	101
Figura D33 - Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 2.....	102
Figura D34 - Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 3.....	103
Figura D35- Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 4.....	104
Figura D36 - Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 5.....	105
Figura D37- Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 6.....	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Valores para Taxa de Infiltração encontrados em florestas de Mata Atlântica.....	35
Tabela 2- Valores típicos de permeabilidade de solos sedimentares. Adaptado de Pinto (2002).	36
Tabela 3 -Valores para Condutividade Hidráulica Saturada (K_{sat}) encontrados florestas de clima úmido.	36
Tabela 4- Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica pelo método do poço invertido e profundidade do poço. Fonte: PEREZ (2017)	46
Tabela 5 - Profundidade do solo na área de estudo. As coordenadas (X e Y) estão em sistema UTM 22S e Datum SIRGAS 2000. *Os poços B2 e P _{ai} são os mesmos poços 5 e 4 utilizados no ensaio de K_{sat} , respectivamente. **O poço P6-Ksat foi aberto mas não foi realizado o ensaio de K_{sat}	54
Tabela 6 - Resultado dos ensaios de infiltração. Para cada ensaio é apresentada a taxa máxima de infiltração (I_{max}); a taxa de infiltração mínima (I_{min}) e a média ($I_{Média}$). O volume de água se refere ao total de água utilizado em cada ensaio (mm) e o tempo de ensaio se contabiliza o tempo desde que se colocou a água es e iniciou a leitura até o momento que se considerou a taxa de infiltração estável.....	65
Tabela 7 - Matriz de correlação de Pearson entre a precipitação total acumulada, API de 2 dias e intensidade máxima de precipitação de 5 minutos para cada período. Os dados foram retirados das Tabela 16 e Tabela 17 – Apêndice E.....	69
Tabela 8 - Resultado dos parâmetros de ajustes das três estruturas do modelo de regressão logística adotados e o resultado do ajuste na validação.....	76
Tabela A- 9 - Separação da série pluviométrica em períodos	87
Tabela A- 10- Caracterização dos períodos. H é a precipitação acumulada antecedente a cada período e o índice é o número de dias considerados na soma.	89
Tabela 11 - Intensidade máxima entre os eventos ocorridos dentro de cada período para diferentes intervalos de tempo (5, 10, 15, 30 e 60 minutos).....	92
Tabela 12 – Cálculo do Índice Antecedente de Precipitação (API) para 1,2 ,3 4, 5, 6, 7, 10, 15 e 20 dias antecedentes ao período.....	94
Tabela 13 – Análise da dinâmica da hidrografia para cada período.....	97
Tabela 14 - Frequência de ativação (FAD) para todos detectores (DES) e pontos de observação na vertente (PNV) para todos os períodos monitorados.	98
Tabela 15- Representação da Matriz de Adjacência para a rede drenagem da área de estudo,99	

Tabela 16 – Matriz resultante do teste de Correlação de Pearson das variáveis meteorológicas (Precipitação total, API e PA) e os índices da dinâmica da rede de drenagem,	107
Tabela 17 - Matriz resultante do teste de Correlação de Pearson para a Intensidade Máxima e os índices da dinâmica da rede de drenagem. Os índices de I são os intervalos de tempo em minutos.....	108
Tabela 18 - Matriz resultante de correlação de Pearson para a intensidade máxima de precipitação (I) e a precipitação total do período. Os índices de I são os intervalos de tempo em minutos.....	108

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Dimensão
Δh	Varição no nível da lâmina de água	L
A	Constante empírica do solo	-
A	Matriz de Adjacência	-
API_n	Índice Antecedente de Precipitação de n dias (do inglês, <i>Antecedent Precipitation Index</i>)	L
A_{total}	Área total da bacia	L^2
B	Fator de decaimento da chuva antecedente	1/T
b_n	Parâmeros de ajuste do modelo logístico. n varia ente 1 e 4.	-
C	Taxa de infiltração instantânea no final do primeiro minuto	L/T
DDA	Densidade de drenagem ativa	L/L^2
DDC	Densidade de drenagem conectada	L/L^2
DES_{ativos}	Porcentagem de detectores de escoamento superficial ativos por período	-
FAD	Frequência de ativação dos detectores de escoamento superficial	-
I_n	Intensidade máxima de precipitação em n minutos	L/T
K_{sat}	Condutividade Hidráulica Saturada	L/T
L	Número de nós na matriz de adjacência	-
M	Taxa de infiltração instantânea	L/T
P	Precipitação total do dia	L
PA	Precipitação antecedente	L
Prob(DES)	Probabilidade de ocorrência de escoamento	-
R	Coefficiente de Pearson	-
RA	Extensão da rede de drenagem ativa	L
RC	Extensão da rede de drenagem conectada	L
Σ	Matriz de disponibilidade de água	
ΣP	Precipitação total do período	L
T	Tempo	T
TI	Taxa de infiltração	L/T
Vol	Volume de água usado no ensaio de infiltração	L^3
Z	Lâmina de água infiltrada	L

L: Comprimento. T: Tempo.

SUMÁRIO

SUMÁRIO.....	19
1. INTRODUÇÃO.....	21
1.1. OBJETIVO.....	23
1.1.1. Objetivo Geral.....	23
1.1.2. Objetivos específicos	23
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	25
2.1. GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL	25
2.2. BACIAS DE CABECEIRA, RIOS EFÊMEROS E INTERMITENTES	31
2.3. INFLUÊNCIA DAS PROPRIEDADES DO SOLO NA GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL.	34
2.3.1. Capacidade de infiltração.....	34
2.3.2. Condutividade hidráulica saturada.....	35
2.4. MONITORAMENTO E ANÁLISE DE HIDROGRAFIAS DINÂMICAS.....	36
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	39
3.1. ÁREA DE ESTUDO.....	39
3.1.1. Determinação da capacidade de infiltração.....	43
3.1.2. Condutividade hidráulica saturada na Lagoa do Peri.....	45
3.1.3. Granulometria	46
3.2. OCORRÊNCIA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA REDE DE DRENAGEM.	48
3.3. MONITORAMENTO DO NÍVEL DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	51
3.4. PRECIPITAÇÃO	55
3.5. ANÁLISE DOS DADOS.....	55
3.5.1. Pluviometria	55
3.5.2. Análise da dinâmica da rede drenagem.....	56
3.5.3. Matriz de correlação.....	60
3.5.4. Conectividade hidrológica e características meteorológicas.....	61
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	63

4.1. VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS	63
4.2. CARATERIZAÇÃO DO SOLO.....	65
4.2.1. Capacidade de infiltração.....	65
4.3. DINÂMICA DA REDE DE DRENAGEM.....	66
4.3.1. Expansão e contração da hidrografia	66
4.3.2. Limiares meteorológicos para o início do escoamento.....	68
4.4. DINÂMICA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	71
4.5. CONTRIBUIÇÃO DA ENCOSTA COM ESCOAMENTO SUPERFICIAL PARA A LAGOA.....	73
4.5.1. Conectividade encosta-lagoa através do escoamento superficial: ativação do detector 8.....	73
4.5.2. Modelo de regressão logística.....	75
4.6. INFERÊNCIAS SOBRE O PROCESSO DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO	76
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	79
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81
APÊNDICE A: CARACTERIZAÇÃO METEOROLÓGICA DOS PERÍODOS DE MONITORAMENTO.	87
APÊNDICE B: RESULTADOS DO MONITORAMENTO DA OCORRÊNCIA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL NAS VERTENTES.....	97
APÊNDICE C: MATRIZ DE ADJACÊNCIA.....	99
APÊNDICE D: RESULTADOS DOS ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO	101
APÊNDICE E: CORRELAÇÕES ESTATÍSTICAS	107

1. INTRODUÇÃO

A expansão, contração e fragmentação do escoamento nos canais é uma característica frequente em bacias de cabeceira (GODSEY; KIRCHNER, 2014). Esta dinâmica pode ocorrer em escala de tempo sazonal ou entre eventos de chuva, expressando-se como canais intermitentes ou efêmeros, respectivamente. À medida que a rede de drenagem ativa se expande dos canais perenes para as cabeceiras, esta pode tornar-se várias vezes maior que a rede de drenagem perene (DAY, 1980; GOULSBRA; EVANS; LINDSAY, 2014; ROBERTS; KLINGEMAN, 1972). O avanço da nossa compreensão sobre conexão hidrológica entre distintas regiões de uma bacia tem um papel importante no desenvolvimento da modelagem hidrológica (LEXARTZA-ARTZA; WAINWRIGHT, 2009) e extrapola a hidrografia a outras disciplinas que incidem em problemas de interesse social, como o controle da qualidade dos corpos hídricos (BLUME; VAN MEERVELD, 2015; GRANT; DIETRICH, 2017). A identificação dos caminhos hidrológicos dentro das encostas cobertas por floresta tropical é necessária para entender por que o distúrbio da floresta pode afetar a resposta do fluxo à chuva e ao fluxo e migração de nutrientes por exemplo (CHAPPELL; SHERLOCK, 2005).

O comportamento hidrológico das bacias pode ser compreendido baseado em diferentes interpretações do processo de geração de vazão. Os mecanismos mais aceitos e reconhecidos de geração de escoamento superficial são: por excesso da capacidade de infiltração (HORTON, 1933), frequentemente também chamado de escoamento Hortoniano (SMITH; GOODRICH, 2005); formação de áreas de saturação (DUNNE; BLACK, 1970; HEWLETT; HIBBERT, 1965); e fluxo de retorno com o afloramento do lençol freático (e.g. ARNOLD; ALLEN; BERNHARDT, 1993).

A precipitação total, a intensidade máxima de chuvas e as variações de umidade antecedente podem controlar a dinâmica da rede de drenagem (ZIMMERMANN et al., 2014), assim como as características da superfície do solo e a micro topografia também (GODSEY *et al.* 2004, SAFFARPOUR *et al.* 2016). Meerveld e McDonnell (2006) demonstraram a importância da topografia da rocha de base para a liberação de água na bacia. Neste contexto, temos um comportamento variável para uma ampla gama de configurações topográficas, geológicas e climáticas (GODSEY *et al.* 2014), não havendo um consenso definitivo sobre qual o peso de cada variável na dinâmica da hidrografia. Apesar da complexidade desses mecanismos envolvidos (ALI et al., 2018), o que estes trabalhos têm em comum é a presença de um limiar crítico a ser superado para gerar escoamento superficial. Ou seja, esses limiares devem ser excedidos, como

no caso de excesso da capacidade infiltração, para que haja uma resposta hidrológica (MCDONNELL, 2013).

No Brasil, a definição e a importância de rios efêmeros e intermitentes é alvo de grande discussão, pois define qual área é hidrológicamente sensível e a necessidade de proteção legal (SOUZA et al., 2019). Esses conceitos são frequentemente identificados por meio de procedimentos políticos e legais na ausência de métodos científicos definidos (FREEMAN; PRINGLE; JACKSON, 2007). Saber que a rede de drenagem é dinâmica no tempo e no espaço não é suficiente para gestores de recursos hídricos. Informações específicas relacionadas à presença, frequência, magnitude e duração são características necessárias para decidir sobre a proteção de um manancial ou como o comportamento de uma bacia hidrográfica influenciará outra a jusante (ALI et al., 2018; SOUZA et al., 2019).

Neste presente trabalho, foi avaliada a dinâmica de expansão e contração da rede drenagem de uma vertente efêmera-intermitente e a conectividade através do escoamento superficial, em uma encosta da Lagoa do Peri, Brasil. Aqui foram abordadas as seguintes questões: (1) Existe um padrão temporal e ou espacial na dinâmica da rede de drenagem? (2) Como o comportamento da rede de drenagem reflete os mecanismos de geração de escoamento superficial? (3) Como a encosta se conecta à lagoa por escoamento superficial? A bacia hidrográfica da Lagoa do Peri abriga um dos últimos remanescentes de Mata Atlântica do município de Florianópolis - SC, destacando-se como um importante ecossistema de preservação da biodiversidade (CARDOSO et al., 2008). A Lagoa do Peri também é um manancial para abastecimento público, sendo o conhecimento do funcionamento de seu sistema hídrico necessário para sua preservação de essencial interesse econômicos, social e ambiental.

1.1. OBJETIVO

1.1.1. Objetivo Geral

Avaliar a dinâmica da rede drenagem de uma vertente efêmera-intermitente e a conectividade através do escoamento superficial, em uma encosta da Lagoa do Peri, Brasil.

1.1.2. Objetivos específicos

- Caracterizar a dinâmica espacial e temporal da rede de drenagem de uma cabeceira da bacia da Lagoa do Peri;
- Identificar mecanismos dominantes no processo de geração de escoamento superficial;
- Avaliar os controles fisiográficos e meteorológicos da conectividade hidrológica superficial da encosta.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

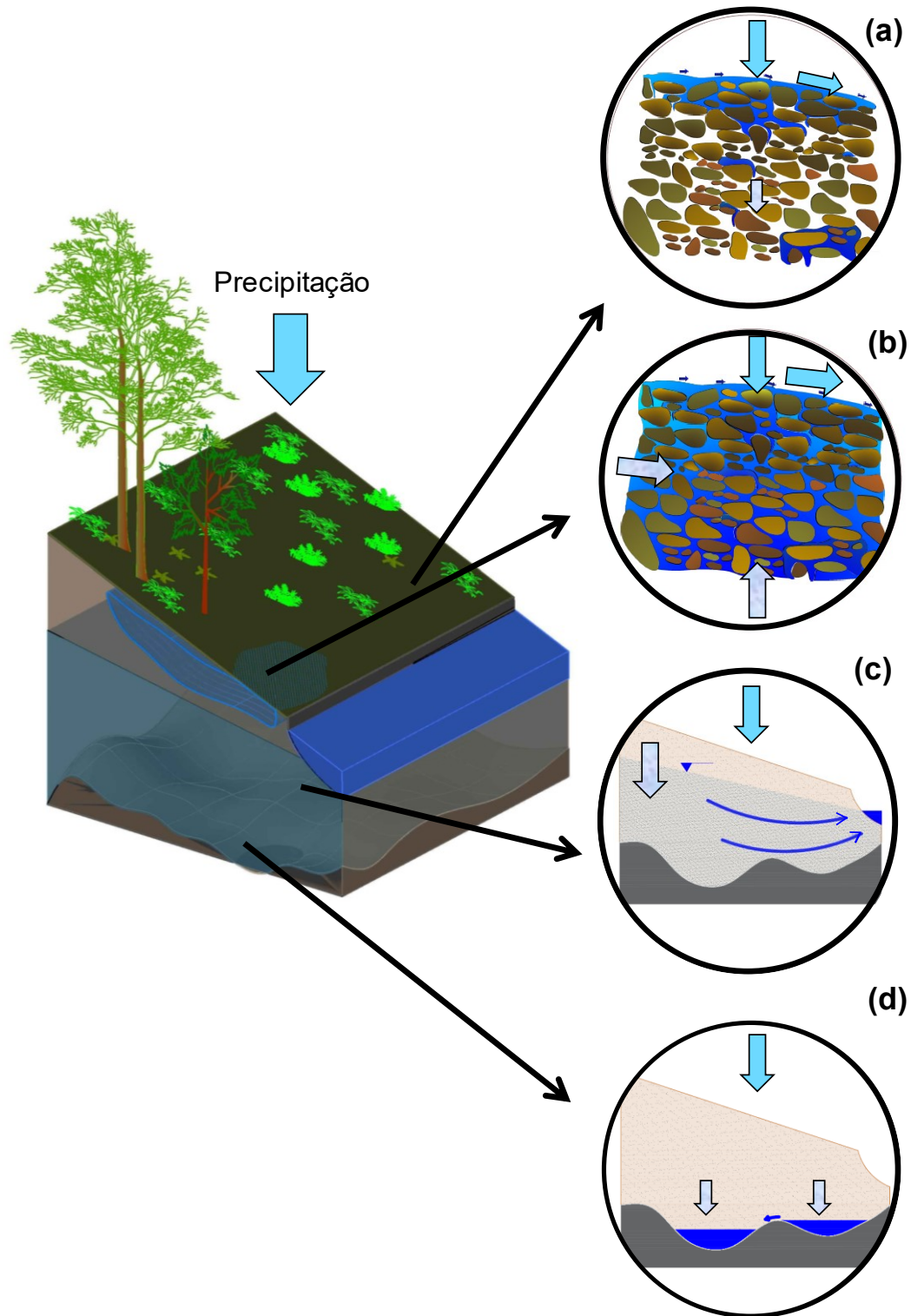
2.1. GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL

O escoamento superficial é a água que flui pela superfície até encontrar os canais de drenagem, conectando regiões de uma bacia hidrográfica por meio do fluxo. Compreender e quantificar o caminho da água desde sua entrada na bacia hidrográfica em forma de precipitação até alcançar o exutório como escoamento superficial é alvo de discussão entre hidrólogos há muitas décadas (BARTHOLD; WOODS, 2015; BLUME; VAN MEERVELD, 2015a). As características únicas de cada bacia fazem com que seu comportamento seja variável para uma ampla gama de configurações topográficas, geológicas e climáticas (GODSEY et al. 2014), tornando a resposta hidrológica das bacias muitas vezes contraditórias e imprevisíveis (ANDRÉASSIAN, 2004; BOSCH; HEWLETT, 1982)

Dentro do processo de geração de escoamento superficial há três mecanismos aceitos e muito estudados: i) excedente de infiltração, quando a intensidade de precipitação supera a taxa de infiltração (HORTON, 1933), frequentemente chamado de escoamento de escoamento Hortoniano (SMITH; GOODRICH, 2005); ii) escoamento por saturação, que ocorrem quando a capacidade de armazenamento do solo é excedida e nenhuma infiltração adicional é possível (DUNNE; BLACK, 1970; HEWLETT; HIBBERT, 1965); iii) afloramento do lençol freático, também chamado de escoamento de retorno (e.g. ARNOLD; ALLEN; BERNHARDT, 1993).

Quando a intensidade da precipitação supera a capacidade máxima de infiltração do solo, uma parte da precipitação acumula-se na superfície podendo ocorrer escoamento superficial (Figura 1a). Onde a capacidade de infiltração do solo é baixa, o escoamento superficial hortoniano ocorre facilmente (DAVIE, 2002), tornando a taxa de infiltração uma barreira de controle. Hidrólogos têm observado grande capacidade de infiltração em áreas de floresta devido à cobertura vegetação e biomassa em decomposição que protegem o solo e aumentam a porosidade mantendo alta permeabilidade (GONÇALVES; LIBARDI, 2013). Isto torna o escoamento por excesso de infiltração pouco frequente.

Figura 1- Processo de geração de escoamento superficial e seus mecanismos. Escoamento por excedente de infiltração ou hortoniano quando a intensidade de precipitação supera a capacidade de infiltração do solo, acumulando-se na superfície (a). Escoamento por saturação quando a permeabilidade do solo é superada, e toda precipitação adicional na região saturada gera escoamento superficial(b). Escoamento de retorno ocorre quando o nível da água subterrânea alcança o nível do terreno (c). Preenchimento das cavidades da rocha de base pela água que percola pelo solo (d).



Em bacias cobertas por florestas, onde a condutividade hidráulica do solo diminui acentuadamente com a profundidade, dominam percursos de escoamento próximos da superfície (GODSEY; ELSENBEEER; STALLARD, 2004). Quando uma camada de solo de menor permeabilidade é atingida a água se move lateralmente, formando um lençol freático temporário, suspenso e raso, gerando escoamento subsuperficial. Este movimento lateral pode ocorrer na matriz do solo ou ao longo de caminhos preferenciais, como bioporos, contribuindo para o fluxo nos canais ou alimentando o lençol freático profundo. Esses caminhos de fluxo raso são ativados em resposta tanto ao estado de armazenamento da bacia quanto aos eventos de precipitação individuais (ZIMMER; MCGLYNN, 2017). Quando o escoamento subsuperficial supera o armazenamento do solo, o escoamento por saturação é produzido pela precipitação direta sobre estas áreas saturadas (Figura 1b). Por sua vez, se o fluxo subsuperficial ou o subterrâneo superarem a declividade da encosta ocorre escoamento de retorno, resultante do afloramento da superfície freática (Figura 1c).

Os mecanismos de geração de excesso de infiltração e saturação não são mutuamente excludentes em uma bacia hidrográfica (SMITH; GOODRICH, 2005). Em áreas de encosta, com terrenos úmidos, íngremes e bem vegetados, o mecanismo dominante para a geração de escoamento superficial são as áreas de variáveis saturação (SAFFARPOUR et al., 2016; TROMP-VAN MEERVELD; MCDONNELL, 2006; ZIMMER; MCGLYNN, 2017; ZIMMERMANN et al., 2014). No entanto, devido às altas intensidades de precipitação em áreas úmidas de latitudes médias, a taxa de infiltração pode ser superada para alguns eventos (SMITH; GOODRICH, 2005). Em climas mais secos e solos rasos, o escoamento subsuperficial pode ocorrer apenas sob certas condições extremas de umidade, quando os gradientes induzem o fluxo lateral para o canal (DUNNE; BLACK, 1970; WEILER; MCDONNELL, 2004a).

Enquanto um importante contribuinte para o volume do fluxo nos córregos, o escoamento subsuperficial também é responsável pelo transporte de nutrientes para corpos de água superficiais. O caminho percorrido pela água no subsolo muitas vezes afetam sua característica químicas até alcançarem os canais superficiais (WEILER; MCDONNELL, 2004b). A identificação dos caminhos hidrológicos dentro das encostas cobertas por floresta tropical é necessária para entender por que o distúrbio da floresta afeta a resposta do fluxo à chuva e ao fluxo e migração de nutrientes (CHAPPELL; SHERLOCK, 2005)

O que os mecanismos de geração de escoamento descritos têm em comum é a presença de um limiar a ser superado para gerar escoamento superficial, ou seja, concentram-se na ausência ou presença de um excedente hidrológico (MCDONNELL, 2013), sendo este um conceito crítico para a compreensão da resposta hidrológica da bacia (SAFFARPOUR et al., 2016).

Apesar do progresso significativo na compreensão do comportamento não linear das bacias hidrográficas relacionado aos limiares de umidade do solo, dinâmica da água, conectividade das vias superficiais e subsuperficiais e sua influência nos mecanismos de geração de escoamento, não é explicitamente entendido como estas propriedades interagem entre si (SAFFARPOUR et al., 2016).

Uma abordagem para compreender e quantificar o caminho percorrido pela água dentro da bacia é o conceito de conectividade hidrológica (BRACKEN et al., 2013). A conectividade hidrológica é, de forma geral, a ligação entre as regiões da bacia hidrográfica por meio do fluxo de água (BLUME; VAN MEERVELD, 2015). Variável no tempo, o fluxo pode conectar partes da bacia durante eventos de chuva e logo desconectá-las, marcando a ligação física entre o sistema terrestre e aquático (EDWARDS, WETZEL, 2005). Bjorkland e Pringle (2001) definiram a conectividade hidrológica de uma paisagem como sendo a intermediação feita pela água na transferência de matéria, energia e/ou organismos dentro ou entre elementos do ciclo hidrológico. Esta abordagem associa elementos multidisciplinares, abrangendo disciplinas como ecologia e geomorfologia e suas relações com a hidrologia.

Quando relacionada à geração de escoamento superficial, a conectividade hidrológica depende da escala adotada, podendo a conexão ser descrita por aspectos estáticos da paisagem, como as características físicas da bacia (conectividade estrutural), ou pelas variações de curto prazo da frequência e intensidade dos eventos de precipitação (conectividade funcional) (TURNBULL; WAINWRIGHT; BRAZIER, 2008). Ali et al. (2018) propôs um novo conceito que não especifica os mecanismos envolvidos, permitindo a operacionalização do conceito de conectividade em diferentes tipos de paisagens e regimes climáticos: “a conectividade hidrológica é a transferência de água entre um ponto de origem (fonte) e um ponto receptor (saída), quando a magnitude da água que sai da origem é maior que a magnitude de perdas que ocorrem ao longo do caminho que o fluxo percorre até alcançar o ponto de saída”. Apesar da simplicidade, esta proposta pressupõe a generalização do caminho percorrido e a magnitude das perdas, além de desprezar os ganhos que podem ocorrer entre o ponto de partida e o ponto de chegada.

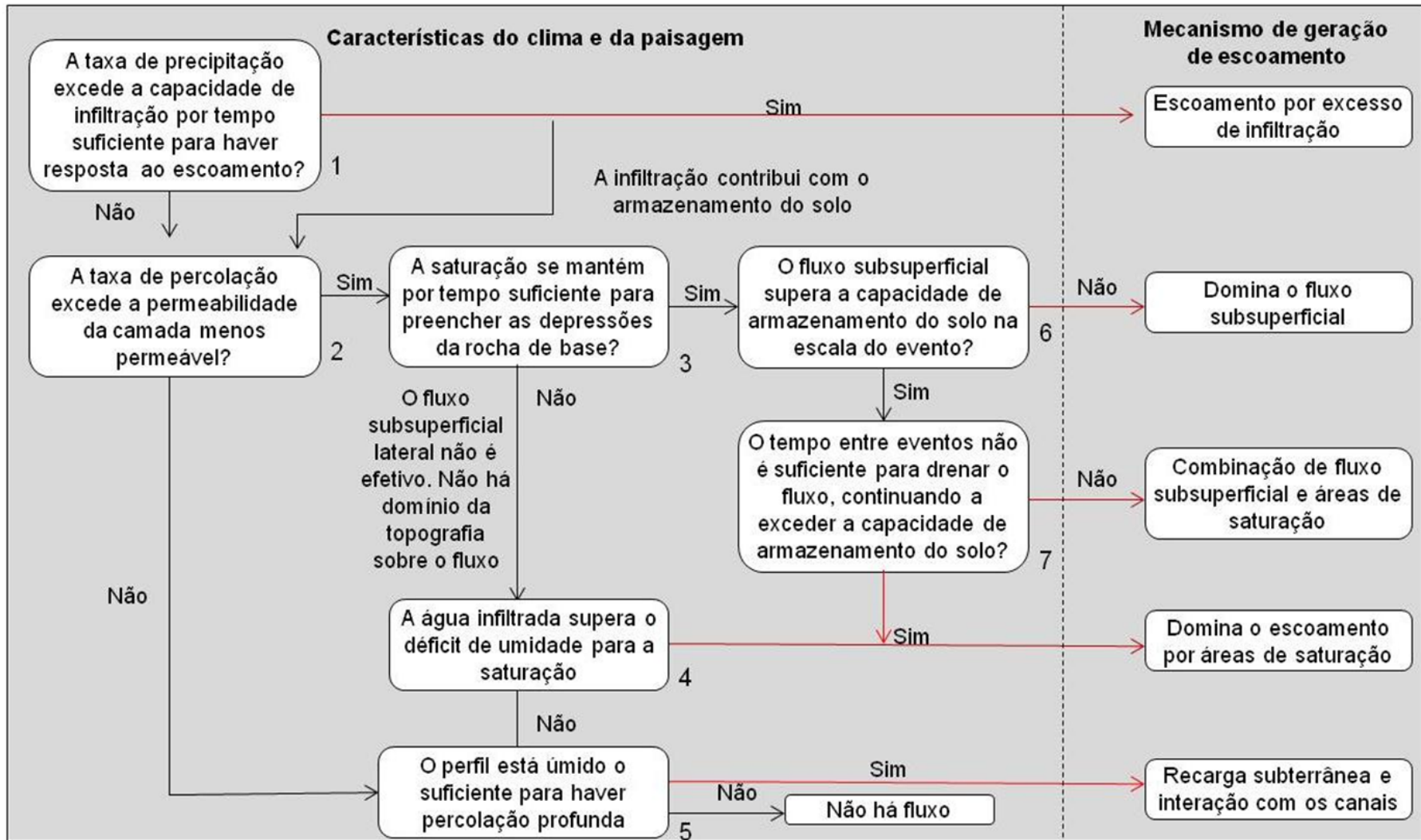
A Figura 2 foi adaptada de Saffarpour et al. (2016) e apresenta um resumo dos efeitos combinados dos limiares dentro dos processos de geração de escoamento em área de encosta, mostrando a importância da escala de tempo, duração do evento, fluxos e estado, e como estes se relacionam entre si. A Figura 2 é dividida em três partes: a área da direita se refere à interação entre a superfície e o subsolo, a área central apresenta os caminhos da água em termos de taxas

e escalas de tempo do evento, e a área da esquerda mostra os processos dominantes na geração de escoamento.

Inicialmente, a relação entre a taxa de infiltração, permeabilidade e intensidade da precipitação determina a quantidade de água percolada. A água que não consegue infiltrar move-se pela superfície como escoamento hortoniano. Se a água percolada não for capaz de manter a saturação do solo ou suprir o déficit de umidade, não haverá preenchimento das depressões da rocha de base e a conexão com as águas subterrâneas não será estabelecida (Figura 1 d). Se o fluxo superar a capacidade de armazenamento do solo haverá escoamento lateral subsuperficial, podendo ocorrer áreas de saturação caso o tempo do evento não seja suficiente para a drenagem do solo.

Note-se que a escala de tempo é importante: há uma capacidade finita de fluxo em várias partes da bacia e o limiar de umidade deve ser excedido por um tempo suficiente para que a ação do processo gere um impacto significativo, conectando a encosta à vertente (SAFFARPOUR et al., 2016; SMITH; GOODRICH, 2005). É possível que pouca chuva gere escoamento e este se acumule ou percole sem alcançar as linhas de fluxo, mas se uma chuva ocorrer por tempo suficiente, a água acumulada fluirá para os canais, e a encosta ficará conectada à vertente por caminhos preferenciais. A escala de tempo adotada nas observações de campo não pode ser menosprezada, já que a detecção da ocorrência da conectividade da água só pode ser alcançada desde que o tempo de deslocamento da água entre dois pontos seja menor do que o tempo durante o qual o sistema é observado (ALI et al., 2018).

Figura 2 -Papel dos limiares de fluxo e de escala de tempo na determinação dos processos de geração de escoamento superficial. As linhas vermelhas indicam casos em que existe uma conectividade de superfície ou subterrânea com o as vertentes. Adaptado de Saffarpour et al. (2016).



2.2. BACIAS DE CABECEIRA, RIOS EFÊMEROS E INTERMITENTES

Com base na permanência do escoamento, os rios podem ser classificados em efêmeros, intermitentes ou perenes (WOHL, 2017). Utilizar como indicador apenas na duração do fluxo permite uma categorização flexível da hidrografia de acordo com as condições climáticas médias anuais predominantes (KAPLAN et al., 2019). Rios efêmeros possuem escoamento superficial apenas durante ou imediatamente após períodos de precipitação (BRASIL, 2012b), sendo o escoamento uma resposta direta da precipitação já que o nível de água subterrânea é sempre menor que o nível do canal (SOPHOCLEOUS, 2002). Por outro lado, rios intermitentes fluem continuamente apenas em determinadas épocas do ano, quando o lençol freático intercepta a superfície ao longo do curso do canal, como quando o córrego recebe água de uma nascente ou de uma fonte de superfície, como o derretimento da neve. Durante períodos de baixa vazão, segmentos secos alternados com segmentos com fluxo criam um escoamento longitudinalmente descontínuo (REYNOLDS; SHAFROTH; LEROY POFF, 2015).

A nascente de um rio perene é o ponto mais a montante do fluxo de água concentrado com canais definíveis (MONTGOMERY; DIETRICH, 1989). Para o Código Florestal brasileiro de 2012 todo afloramento natural de água subterrânea (freática) perene que dá início a um rio é considerada uma nascente, independentemente de sua posição na topográfica (BRASIL, 2012a). Os rios diretamente ligados à nascente formam os rios de cabeceira, e podem ser definidos como canais de primeira e segunda ordem (STRAHLER, 1952). Muitos córregos da cabeceira terminam na junção com um canal maior, mas também podem fluir diretamente para um lago ou para o oceano em ambientes costeiros (WOHL, 2017). Devido às variações no nível do lençol freático, que é função do regime de chuvas, nos períodos de estiagem as nascentes reduzem suas áreas, concentrando os afloramentos em locais de topografia mais baixa. Por outro lado, nos períodos chuvosos, a recarga do aquífero freático propicia a elevação do nível do lençol o que, conforme a topografia do terreno, permite o aumento da extensão dos canais com escoamento (SOUZA et al., 2019)

Entre os rios de cabeceiras hidrológicamente mais variáveis estão aqueles efêmeros ou intermitentes (WOHL, 2017). Nem sempre se considera que nas zonas de cabeceiras os rios efêmeros são mais numerosos que os perenes e nem todos os cursos d'água iniciam em nascentes (LEOPOLD; MILLER, 1956). A maioria dos córregos efêmeros e intermitentes são pouco caracterizados, ou não caracterizados, com relação à extensão espacial, magnitude, frequência e duração do fluxo superficial, embora as bacias de cabeceiras e suas nascentes sejam sensivelmente propensas a mudanças hidrológicas (JAEGER; OLDEN; PELLAND, 2014).

Enquanto a maioria dos estudos dividiu o processo de geração de escoamento em mecanismos individuais, poucos ligaram esse processo à expansão longitudinal da rede de drenagem superficial (ZIMMER; MCGLYNN, 2018). Embora o comportamento de expansão e contração da drenagem superficial seja globalmente onipresente, ainda existe uma grande lacuna em nossa compreensão de como, por que e onde os fluxos se expandem e se contraem em diferentes paisagens (CLOSS; LAKE, 1994; ZIMMER; MCGLYNN, 2017). O interesse por rios intermitentes floresceu recentemente e agora eles são reconhecidos por apoiar uma biodiversidade única. Como sistemas aquático-terrestres acoplados, eles acomodam uma ampla gama de flora e fauna aquáticas, semiaquáticas e terrestres (FRITZ; DODDS, 2005). Estudar a hidrologia de rios naturais intermitentes e efêmeros em bacias de cabeceira, para caracterizar seus regimes de vazão e compreender as principais origens da intermitência, ajudaria a compreender como suas características moldam sua biodiversidade e processos ecossistêmicos (DATRY; LARNED; TOCKNER, 2014).

No Brasil, a definição e importância de rios efêmeros e intermitentes, além da compreensão de como estes se movem na paisagem, são alvo de grande discussão, pois determina qual área é hidrologicamente sensível e necessitada de proteção legal (SOUZA et al., 2019). Esses conceitos são frequentemente identificados por meio de procedimentos políticos e legais na ausência de métodos científicos definidos (FREEMAN; PRINGLE; JACKSON, 2007). Saber que a rede de drenagem é dinâmica no tempo e no espaço não é suficiente para gestores de recursos hídricos. Informações específicas relacionadas à presença, frequência, magnitude e duração são características necessárias para decidir sobre a proteção de um manancial ou como o comportamento de uma bacia hidrográfica influenciará outra a jusante (ALI et al., 2018). Apesar de décadas de pesquisa sobre as consequências ecológicas devido à expansão, contração e fragmentação da rede de canais, pouco se sabe sobre os mecanismos que permeiam esses processos (GODSEY; KIRCHNER, 2014).

Tanto a quantidade quanto a qualidade do escoamento podem ser influenciadas pela taxa de expansão da rede hidrográfica (WHARTON, 1994). Por exemplo, o reenchimento de partes efêmeras do canal pode afetar o destino de nutrientes e matéria orgânica que se acumulam durante períodos secos, liberando grandes quantidades de carbono orgânico dissolvido (BOND; COTTINGHAM, 2008). A inclusão de uma medida da expansão da rede de drenagem poderia levar a uma melhora significativa não somente de modelos hidrológicos, mas também em diversas áreas da ecologia.

À medida que a extensão da rede se expande dos canais perenes para as cabeceiras durante os eventos de precipitação, muitos estudos relataram que as redes de drenagem

totalmente expandida são várias vezes maiores do que a rede perene (DAY, 1980; ROBERTS; KLINGEMAN, 1972). Como o fluxo canalizado reduz o tempo de viagem, maior volume de água se desloca para a saída da bacia rapidamente, aumentando assim as vazões de pico (KIRKBY, 1975). Este comportamento não depende unicamente da umidade na bacia, como era de esperar-se para bacias florestadas, pois estados de armazenamento altos e baixos podem apresentar uma ampla variedade de comprimentos de rede ativa (ZIMMER; MCGLYNN, 2017). Por outro lado, os locais de fluxo dentro da rede de canais variam durante as mudanças na extensão da rede (DAY, 1980), sugerindo que é possível determinar quais porções de uma bacia contribuem mais para o escoamento (BLYTH; RODDA, 1973). Um aumento similar da hidrografia foi observado em bacias abrangendo configurações geológicas, topográficas e climáticas amplamente variáveis, alcançando mais de duas ordens de grandeza de tamanho, sugerindo que a extensão ou contração da rede é um fenômeno geral que pode ter uma explicação geral (GODSEY; KIRCHNER, 2014).

As principais propriedades quantificáveis necessárias para definir o regime de conectividade de um ponto no espaço, uma unidade de paisagem ou uma bacia hidrográfica são a frequência, magnitude, duração e extensão espacial de sua ocorrência (ALI et al., 2018). A contração, expansão e fragmentação da rede de drenagem podem ser uma poderosa ferramenta para quantificar a conectividade por escoamento superficial em uma bacia. Os processos que ocorrem na superfície são um reflexo visível dos processos que ocorre no subterrâneo, de forma não visível e de difícil mensuração (GODSEY; KIRCHNER, 2014), podendo oferecer pistas importantes sobre os padrões e processos de geração de escoamento (GODSEY; ELSENBEER; STALLARD, 2004).

Zimmer e Mcglynn (2017a) mostraram que a extensão da rede de drenagem e os mecanismos que geravam o fluxo relacionavam-se indiretamente com a evapotranspiração sazonal que controlava o armazenamento da bacia, tornando canais intermitentes em efêmeros durante períodos de elevada evapotranspiração. Caminhos de fluxo rasos criavam uma conexão encosta-canal, cuja localização dependia da estratigrafia e estrutura do solo, já que a condutividade hidráulica diminuía rapidamente com a profundidade. Já Godsey e Kirchner (2014) apresentaram dados coletados em campo que sugerem que a persistência ou interrupção do fluxo foi devido a um desequilíbrio entre a geomorfologia e transmissividade do subsolo, variando localmente entre um sistema de ganhos e perdas que dependem destas características.

Em meio a tanta variedade de respostas hidrológicas das bacias hidrográficas e ao grande número de características locais envolvidas, uma síntese do conhecimento de campo existente é essencial para entender as futuras necessidades de pesquisa e identificar os

princípios de organização que permitem a previsão de processos hidrológicos e respostas em bacias não monitoradas (BARTHOLD; WOODS, 2015).

2.3. INFLUÊNCIA DAS PROPRIEDADES DO SOLO NA GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL.

2.3.1. Capacidade de infiltração

A infiltração é definida como a entrada de água no solo através da interface solo-atmosfera, sendo um processo de superfície (LIBARDI, 1995). De maneira geral, a partir de condições de solo seco, a infiltração apresenta uma taxa inicial alta, a qual diminui gradativamente durante uma chuva prolongada, até atingir um valor constante. A diminuição da velocidade de infiltração é função do decréscimo do gradiente de potencial total da água do solo na superfície. Quando o gradiente tende à estabilidade, a velocidade torna-se praticamente constante. Esta capacidade máxima de infiltração depende da velocidade de percolação, que é o avanço vertical da água no perfil do solo (ELSENBEER; CASSEL; CASTRO, 1992; HORTON, 1933).

A capacidade de infiltração do solo resulta de diversos fatores, entre eles, a água disponível para infiltrar, características do solo (granulometria, textura e estrutura), estado da superfície e quantidades de água e ar inicial. A cobertura vegetal é responsável pelo aumento da porosidade na camada superficial do solo e protege os agregados do impacto direto das gotas de chuva e, conseqüentemente, é capaz de manter altas taxas de infiltração e diminuir consideravelmente as perdas de água e solo (FONSECA, 2011).

Valores encontrados na literatura para a taxa de infiltração em florestas de mata atlântica são apresentados na Tabela 1. Tomou-se o cuidado de selecionar autores que utilizaram a mesma metodologia utilizada neste trabalho, a fim de evitar divergências inerentes à utilização de diferentes tipos de ensaio.

Tabela 1- Valores para Taxa de Infiltração encontrados em florestas de Mata Atlântica

Localização	Taxa de Infiltração (mm/h)	Bibliografia
Floresta Nacional de Caxiuaná (PA,Brasil)	36 a 474	Dantas <i>et al.</i> (2011)
Reserva Mata do Paraíso (MG, Brasil)	208,1 a 1171,5	Costenaro <i>et al.</i> (2009)
Bacia experimental ribeirão Concórdia (SC, Brasil)	300 a 900	Pinheiro <i>et al.</i> (2009)

2.3.2. Condutividade hidráulica saturada

Condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) é a propriedade que o solo apresenta de permitir o escoamento da água através de seus poros e entre as camadas do solo (CAPUTO, 1988; GONÇALVES; LIBARDI, 2013).

A condutividade hidráulica na condição saturada depende da forma e continuidade das características estruturais e umidade do solo, variando fortemente de um local a outro, apresentando valores extremos em determinadas locais, podendo diferir também nas distintas camadas do solo. O efeito da estrutura e em especial dos macroporos (diâmetro maior do que 50 μm), por exemplo, possibilita a um solo argiloso exibir valores de K_{sat} similares ao arenoso. Todas essas propriedades do espaço poroso que influenciam a condutividade do solo podem ser reunidas no termo único chamado “geometria porosa dos solos” (FONSECA, 2011; GONÇALVES; LIBARDI, 2013). A ordem de grandeza para valores de K_{sat} , em diferentes frações granulométricas são apresentados na Tabela 2, sendo as argilas as menos permeáveis e as areias grossas as que permitem maior fluxo por seus poros.

Tabela 2- Valores típicos de permeabilidade de solos sedimentares. Adaptado de Pinto (2002).

Material	Coefficiente de permeabilidade (mm/h)
Argilas	$<3,6 \times 10^{-3}$
Silte	3,6 a $3,6 \times 10^{-3}$
Areias argilosas	0,36
Areias finas	36
Areias médias	360
Areias grossas	36×10^3

Em bacias florestas, onde a condutividade hidráulica saturada do solo diminui acentuadamente com a profundidade, dominam percursos de escoamento próximos da superfície (GODSEY et al. 2004). A Tabela 3 condiz com a diminuição de K_{sat} com a profundidade. Nesta tabela são apresentados valores de permeabilidade encontrados na literatura para florestas de clima úmido.

Tabela 3 -Valores para Condutividade Hidráulica Saturada (K_{sat}) encontrados florestas de clima úmido.

Localização	Profundidade (cm)	K_{sat} (mm/h)	Bibliografia
Ilha Barro Colorado (Panamá)	12,5	29,7	Godsey <i>et al.</i> (2004)
	30,0	1,4	
La Cuenca (Perú)	20,0	39,81	Vertssey <i>et al.</i> (2001)
	40,0	0,12	
Rio Negrinho (Brasil)	20,0	28,0	Santos (2009)
	100,0	7,0	

2.4. MONITORAMENTO E ANÁLISE DE HIDROGRAFIAS DINÂMICAS

Godsey e Kirchner (2014) mapearam manualmente os trechos da drenagem com água em quatro bacias de cabeceira (4-27 km² - Califórnia, Estado Unidos) e relacionaram a densidade de drenagem com a vazão no exutório das bacias. Nestas bacias, a densidade de drenagem ativa e a densidade de drenagem que efetivamente se conectava com o exutório da bacia seguiram uma relação exponencial com a vazão. No entanto, para grandes vazões não se dava a mesma relação, indicando que a expansão e contração da rede são resultado e não causa das mudanças hidrológicas nas bacias de cabeceira. Em uma das bacias, a vazão foi maior em um outono que no outro, mas a rede de drenagem ativa foi menor, indicando influência da umidade antecedente, o que poderia ser validado medindo nível de água subterrânea ou umidade do solo.

Utilizando poços para o monitoramento de água subterrânea, (TROMP-VAN MEERVELD; MCDONNELL, 2006) observaram que o escoamento subterrâneo geralmente ocorreu durante os eventos de precipitação, e sua magnitude variou sazonalmente com a evapotranspiração. Enquanto uns poços enchiam outros diminuía de nível, em um balanço de preenchimento e derramamento da água subterrânea nas cavidades da rocha de base. Van Meerveld, Seibert e Peters (2015), na mesma área de estudo, identificaram o limiar para o início do escoamento no volume de precipitação necessário para preencher as camadas profundas do solo. Este limiar é menor onde o solo é mais raso, e maior onde o solo é profundo, afetando o volume de precipitação necessário para que a água no solo alcance as vertentes. Este comportamento se diferencia das bacias estudadas por Godsey e Kirchner (2014), onde se atribuiu a dinâmica na extensão da hidrografia à capacidade transmissiva do canal. Os autores propuseram que onde a transmissividade do canal aumenta mais rapidamente que a área de contribuição a água pode ficar armazenada na zona hiporreica provocando a descontinuidade do escoamento visível.

No Panamá, Godsey, Elsenbeer e Stallard (2004), utilizaram 175 detectores de escoamento superficial em duas bacias para registrar a presença ou ausência de escoamento superficial, durante 15 eventos de precipitação entre agosto e outubro de 2002. A interação entre a precipitação e as características do solo foram controles na ativação do fluxo em florestas tropicais úmidas. A diminuição acentuada da condutividade hidráulica nos primeiros 50cm de solo sugerem a formação de um lençol freático suspenso, próximo a superfície, para 20% dos eventos, quando a intensidade máxima superou a permeabilidade do solo. Já onde a condutividade hidráulica diminuiu gradualmente formam-se lençóis freáticos mais profundos. Ressaltam ainda que a escolha dos locais e o número de detectores de escoamento superficial instalados afeta diretamente o resultado do estudo devido à anisotropia do solo.

No intuito de identificar a condição meteorológica mais importante para se desenvolver a conectividade da hidrografia, Zimmermann et al. (2014) instalou detectores de escoamento superficial nos caminhos preferenciais de água em uma bacia de cabeceira no Panamá, de 3,3 ha. Apesar de não encontrarem um limiar para o início da conectividade, a variação na densidade de drenagem foi influenciada principalmente pela precipitação total dos eventos, e a intensidade máxima da chuva e condutividade hidráulica do solo. A umidade antecedente de curto tempo teve pouca influência.

Uma tecnologia de baixo custo utilizando resistência elétrica foi usada para criar sensores capazes de detectar a presença e a ausência de fluxo em partes efêmeras da rede de canais por Goulsbra, Evans e Lindsay (2014). Quarenta destes sensores foram instalados em uma

bacia de cabeceira de turfeiras, no Reino Unido. Os resultados sugeriram que há diferenças significativas na conectividade entre as redes expandida e contratada. A profundidade do lençol freático foi identificada como o fator-chave que determina o padrão temporal do fluxo. Espacialmente, a expansão e a contração da rede ocorreram de maneira desorganizada, seguindo um padrão similar entre eventos, sugerindo que controles localizados, como área de drenagem e declividade do canal, são importantes para a geração de fluxo.

Em meio à complexidade envolvendo os diferentes mecanismos de geração de escoamento e ao grande número de características fisiográficas locais, uma síntese do conhecimento de campo existente é essencial para identificar os princípios de organização que permitem a previsão de processos hidrológicos (BARTHOLD; WOODS, 2015). Ao mesmo tempo, nossa percepção dos processos hidrológicos depende da escala espacial e temporal das observações (BACHMAIR; WEILER, 2014). Neste sentido, McGrath et al. (2007) propuseram que essas complexidades poderiam ser incluídas na categoria de elementos de precipitação dependentes do armazenamento de água na bacia.

Os limiares para a conexão ou início do escoamento são comumente estabelecidos visualmente (e.g. Detty e Mcguire, 2010) ou por meio de análises de regressão por partes (e.g. Oswald, Richardson e Branfireun, 2011; Scaife e Band, 2017). Ramos-Scharrón e Lafavor (2018) propuseram uma regressão logística para estabelecer valores de limiares para o início do escoamento dependentes das características da chuva (precipitação total, índice de precipitação antecedente e intensidade máxima de precipitação). Este modelo de regressão logística apresentou bom desempenho na descrição da probabilidade ocorrência de escoamento, permitindo analisar a sensibilidade da probabilidade de ocorrer conexão às variáveis meteorológicas de entrada. Um destaque para este modelo é a utilização de dados binários, obtendo como resposta se há probabilidade de ocorrer escoamento ou não.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. ÁREA DE ESTUDO

LAGOA DO PERI

A Lagoa do Peri está localizada no sul da Ilha de Santa Catarina, município de Florianópolis, Santa Catarina, Brasil. Sua bacia hidrográfica está entre as coordenadas 27° 44' de latitude Sul e 48° 31' de longitude Oeste e apresenta a área de 19,4km² (Figura 3): a). A lagoa tem uma área superficial de 5,7 km², representando 30% da área total da bacia (HENNEMANN; PETRUCIO, 2010). Este é o maior manancial de água doce da Ilha, e abastece a costa leste sul desta.

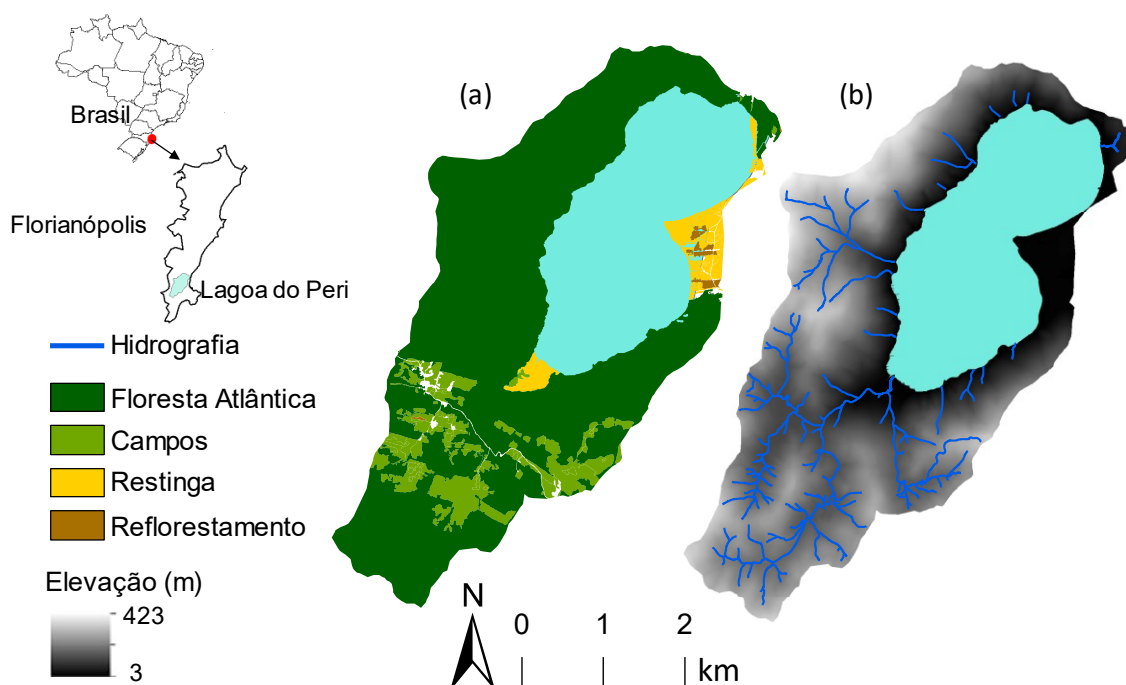
Segundo os critérios de *Köppen*, a classificação climática da região é do tipo Cfa (Clima Mesotérmico Úmido), sem estação seca e com verão quente. Situada na zona intermediária subtropical, pertence ao grupo mesotérmico úmido “C”, com a temperatura média do mês mais frio sendo maior do que 3° C e menor que 18° C, e a temperatura média do mês mais quente superior a 22° C (SANTOS et al., 1989). A precipitação média anual da região é de 1743 mm, com máxima de 2877 mm e mínima de 1155 mm, com base no registro pluviométrico de 1975 a 2014 (GOTADO et al., 2018).

A leste é separada do Oceano Atlântico por uma faixa plana, composta por sedimentos quaternários e coberta por vegetação de restinga (Figura 3b, c), sem comunicação direta com o mar. Ao norte, oeste e sul, a Lagoa é margeada por encostas com alturas médias de 300 metros, compostas pelo embasamento cristalino (Granito Ilha) e cobertas por Mata Atlântica (SBROGLIA; BELTRAME, 2012; SILVA et al., 2000).

Criado em 1981, através da Lei nº 1.828/81, o Parque Municipal da Lagoa do Peri é um dos principais ecossistemas em estágio de preservação e regeneração da Mata Atlântica original da Ilha de Santa Catarina. O Parque é uma das mais importantes Unidades de Conservação de Proteção Integral do Município de Florianópolis (SANTOS et al., 1989), apresentando espécies vegetais e animais pouco vistos em outros ambientes de preservação (CARDOSO et al., 2008; SBROGLIA; BELTRAME, 2012), destacando-se como importante ecossistema de preservação da biodiversidade. Myers et al. (2000) classificou a floresta de mata atlântica brasileira como a quarta na lista de prioridades para preservação global, sendo esta considerada um “*hotspot* de biodiversidade”. Após um século de exploração, os remanescentes florestais nativos de Mata Atlântica no Brasil correspondem a aproximadamente 2% da área original (MEDEIROS, 2004). Apesar disso, no Brasil há poucos estudos sobre processos hidrológicos das bacias caracterizadas por Mata Atlântica. Alguns estudos comparativos entre áreas de reflorestamento e

floresta nativa preliminares foram feitos em Santa Catarina (CHAFFE; KOBIYAMA, 2006; KOBIYAMA et al., 2004).

Figura 3 - Localização e descrição da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri: elevação e hidrografia (a), cobertura vegetal (b)



Fonte: próprio autor.

BACIA DO RETIRO

Uma sub-bacia da Lagoa do Peri, chamada bacia do Retiro, foi escolhida como área de estudo. A bacia do Retiro localiza-se em uma encosta nordeste da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri (Figura 4 a). Com uma área de 2,65 ha, e declividade média de 38%, o solo é caracterizado como cambissolo moderadamente drenado com áreas rochosas e forte ondulação (IBGE-EMBRAPA, 2001).

Na bacia do Retiro há uma vertente efêmera-intermitente que deságua em uma área plana úmida. Esta faixa de terra úmida se interpõem entre a encosta e a lagoa. Esta vertente foi escolhida para este estudo devido á facilidade na visualização das variações na extensão dos canais com escoamento. Os canais efêmeros apresentam escoamento somente após alguns eventos de precipitação, mantendo-se secos o restante do tempo. A vertente principal caracteriza-se por apresentar escoamento superficial fragmentado: na região central da encosta há água na vertente independente dos eventos de precipitação (intermitente), nos demais trechos há locais onde o escoamento “desaparece” e locais onde ele “ressurge” (Figura 4). A vertente

principal apresenta calha rasa, mas bem definida até a parte média da encosta (Figura 5D). No final do trecho intermitente (Figura 5E) começa a dominar a presença de rochas até que no exutório a calha passa se completamente coberta por matacões (Figura 5F).

A vegetação da bacia divide-se em Floresta Atlântica em estágio Média (64% da área) com grande heterogeneidade de espécies arbóreas (Figura 4 e Figura 5B, C). (SBROGLIA; BELTRAME, 2012) e reflorestamento com alguns pinus na parte superior da encosta (36% da área) (Figura 5A). A área reflorestada é utilizada para pastagem por moradores locais.

Figura 4 –Área de estudo. Localização da bacia do Retiro na bacia hidrográfica da Lagoa do Peri (A). Cobertura vegetal mostrando a distribuição entre mata atlântica e reflorestamento (B). Geologia formada por depósitos lagunares praias e granito ilha (C). Hidrografia e elevação da bacia do Retiro (D), distinguindo entre caiais efêmeros e canal intermitente.

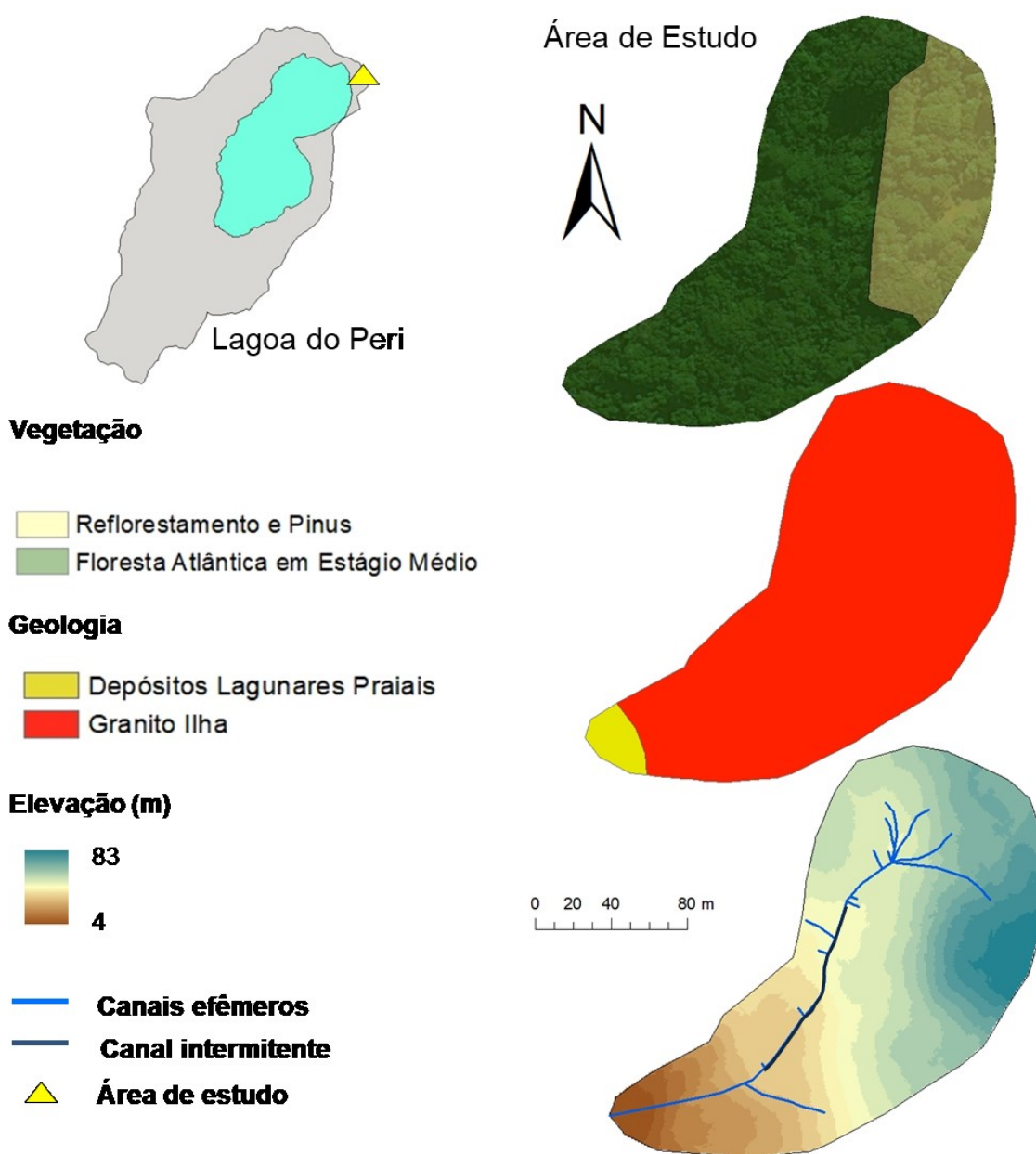
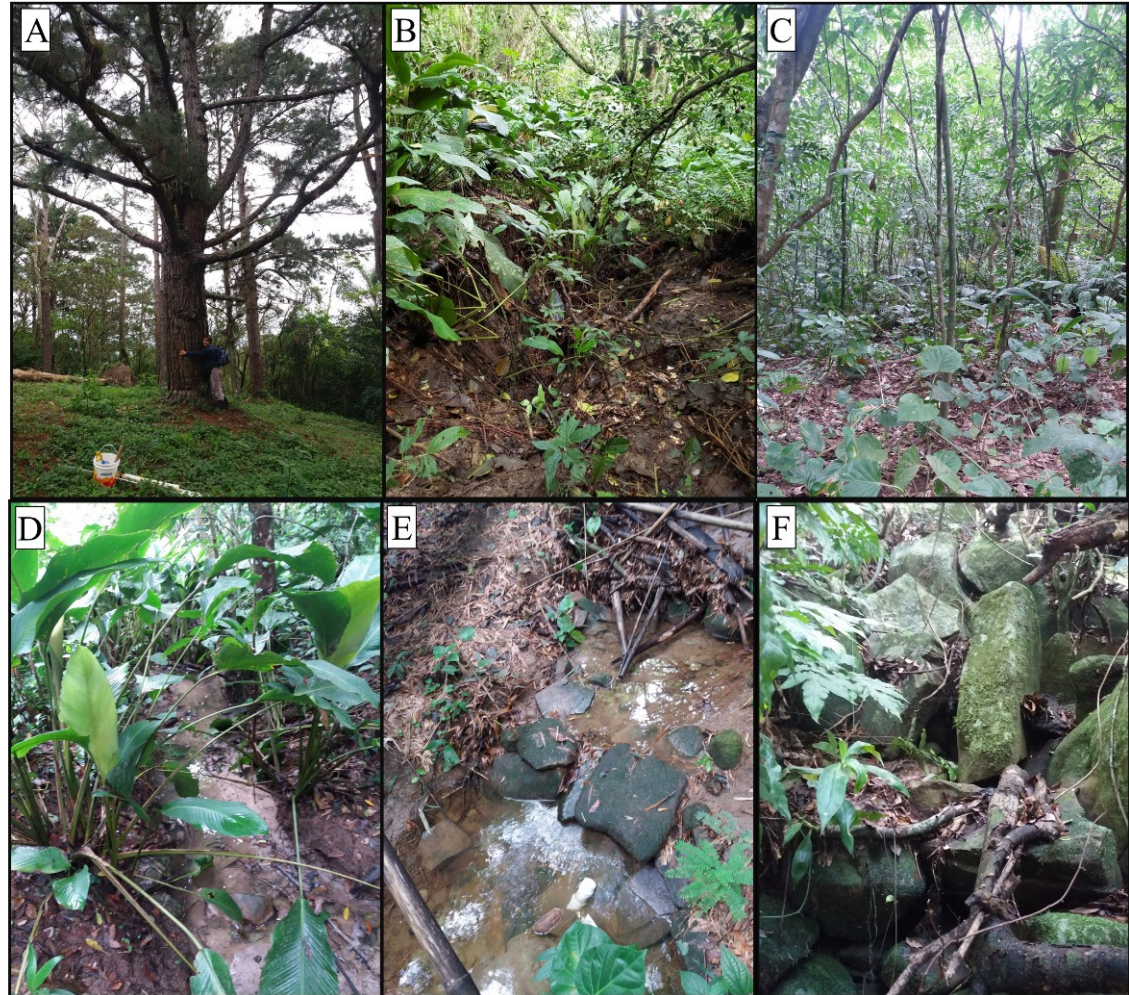
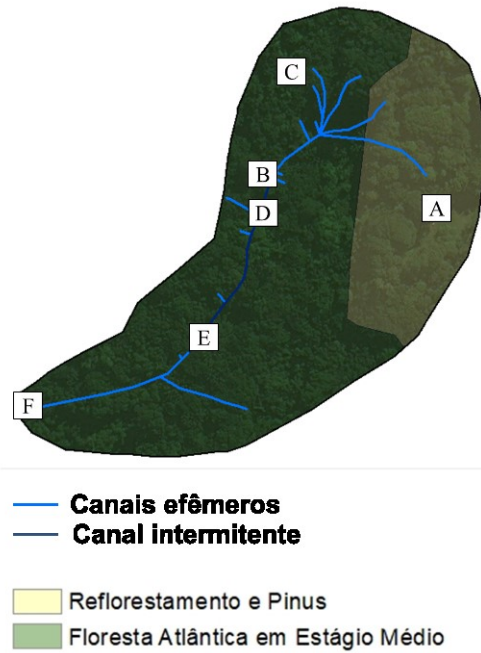


Figura 5 - Registro fotográfico de caracterização da área de estudo. No mapa à esquerda está a localização de cada fotografia. A região alta é composta por reflorestamento com presença de pinheiros (A). O restante da bacia é coberto por mata atlântica com grande heterogeneidade a alta densidade (B, C). A vertente apresenta calha bem definida formada por sedimentos finos e médios até a região média (D). Da região média (E) até o exutório aumenta a presença de pedras até que o exutório é completamente formado por matacões (F)



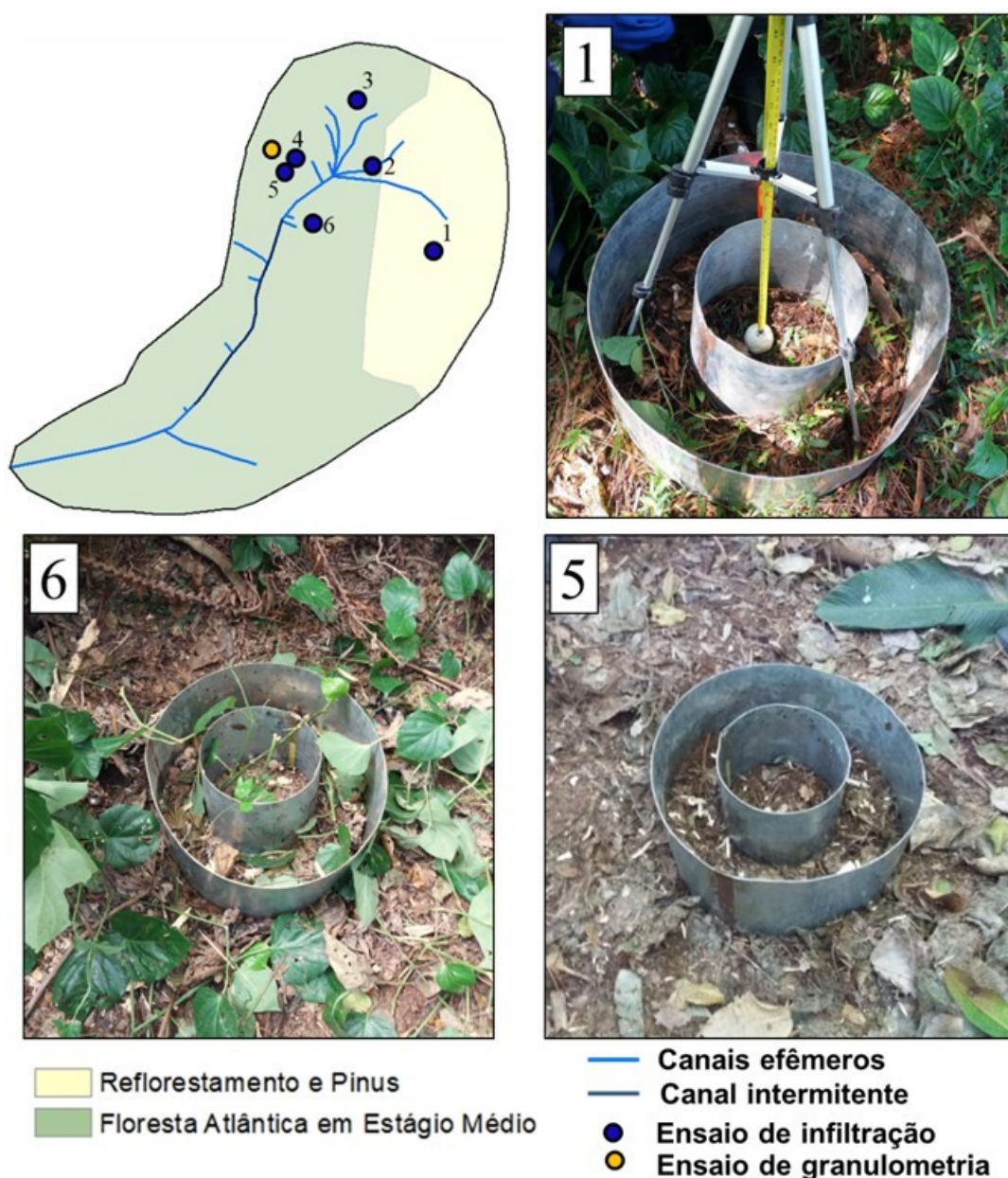
3.1.1. Determinação da capacidade de infiltração

A capacidade de infiltração foi determinada pelo método dos “Cilindros Concêntricos” (e.g. CAUDURO; DORFMAN, 1986). Dois cilindros, de raios de 50 cm e 25 cm, ambos com 30 cm de altura, foram cravados no solo simultaneamente de forma concêntrica até a profundidade de 10 cm (Figura 6). Ao utilizarmos o anel externo estamos umedecendo o solo ao redor do cilindro central, direcionando o fluxo deste na direção vertical, evitando a leitura de infiltração lateral. Uma trena permite ler a variação de nível da água no cilindro interno. A duração dos ensaios variou entre 30 e 40 minutos, quando a variação da lâmina de água no tempo se tornou visualmente estável.

Foram realizados 6 ensaios (Figura 6) de infiltração. Os locais se concentram na parte alta da encosta porque, devido à presença de muitas pedras, o ensaio se torna inadequado na região central e baixa. A fim de verificar a variação espacial da capacidade de infiltração e obter uma taxa de infiltração média na bacia, escolheram-se locais com diferentes coberturas vegetais. Onde havia plantas, estas foram mantidas (Figura 6-1 e 6). O ensaio 5 foi realizado onde não havia vegetação rasteira, somente serapilheira (Figura 6-5). A fim de garantir obter as taxas máximas de infiltração, os ensaios foram realizados no dia 12/07/2019, nove dias após o último evento de precipitação.

Para a interpretação de dados de campo é necessário um modelo matemático que represente a infiltração, como sugerido por Walker (1989, *apud* CASTRO, 1999). Os modelos empíricos têm a vantagem de permitir relacionar os parâmetros do modelo a características do solo, sem que estes tenham obrigatoriamente significado físico, e englobar na determinação de suas constantes alguns fatores que são difíceis de serem considerados nos modelos teóricos, como por exemplo, a heterogeneidade do solo. A principal limitação é que os dados ajustados só são válidos para as condições em que eles foram determinados, ou seja, não podem ser adotados para outros tipos de solos (FONSECA, 2011).

Figura 6 – Localização dos locais onde foram realizados e os ensaios para determinação da capacidade de infiltração em campo. A numeração na fotografia é a mesma numeração utilizada na localização. O círculo amarelo é local de amostragem do solo para ensaio de granulometria. O ensaio de infiltração foi realizado em locais com presença de vegetação rasteira, onde esta foi mantida (1 e 6) e locais onde havia somente serapilheira (5).



Entre as diversas equações disponíveis na literatura optou-se pelo modelo de Kostiakov, onde a infiltração acumulada é representada pela Equação (1).

$$Z = m t^a \quad (1)$$

onde Z representa a lâmina de água infiltrada acumulada (mm), t é o tempo (minutos), m é a taxa de infiltração instantânea ao final do primeiro minuto (mm/h) e a é uma constante empírica que dependem do solo, onde a varia entre 0 e 1.

No modelo de Kostiakov adotado para cálculo da infiltração acumulada e velocidade de infiltração os parâmetros utilizados não têm significado físico próprio e são avaliados a

partir de dados experimentais. Para determinar o coeficiente e expoente da equação potencial utilizou-se o método de regressão linear.

A taxa de infiltração instantânea é por definição a lâmina de água que se infiltra em cada intervalo de tempo considerado. Assim, a taxa de infiltração corresponde à derivada da lâmina de água infiltrada acumulada em relação ao tempo:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{\partial(m t^a)}{\partial t} \quad (2)$$

Logo,

$$TI = m a t^{(a-1)} = C t^{(a-1)} \quad (3)$$

onde TI é a taxa de infiltração (mm/h), C é a taxa de infiltração instantânea ao final do primeiro minuto (mm/h) e t é o tempo (minutos).

O volume de água utilizado em cada ensaio foi calculado como a soma do volume infiltrado a cada intervalo de tempo dividido pela área do cilindro a fim de obter o volume em milímetros (Equação (5))

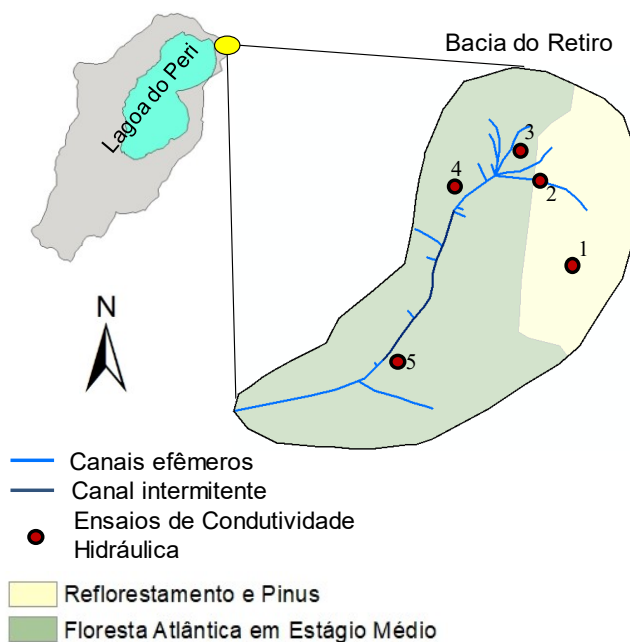
$$Vol = \frac{\sum_0^i \Delta h \cdot r^2}{\pi r^2} \quad (4)$$

onde Vol é o volume infiltrado em mm, Δh é a variação na lâmina de água dentro do cilindro no intervalo de tempo i (mm) e r é o raio do cilindro interno (mm).

3.1.2. Condutividade hidráulica saturada na Lagoa do Peri

Ensaio para a determinação da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) foram realizados na bacia do Retiro em 2017. O método utilizado foi o “poço invertido”, como descrito por Cauduro e Dorfman (1986), seguindo os procedimentos recomendados por ABGE (2013), em 2017. Mais informações sobre estes ensaios estão disponíveis em PEREZ (2017).

Figura 7 - Locais onde foram realizados os ensaios para determinação da Condutividade Hidráulica Saturada.



Os ensaios de condutividade hidráulica (Tabela 4) mostraram bastante heterogeneidade espacial. Há uma diminuição acentuada no valor de K_{sat} com a profundidade, variando espacialmente a profundidade da camada menos permeável. Os poços utilizados para os ensaios também foram utilizados para verificar a profundidade do solo, como vemos na Tabela 4.

Tabela 4- Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica pelo método do poço invertido e profundidade do poço. Fonte: PEREZ (2017)

Poço	Profundidade (cm)	K_{sat} (mm/h)	Profundidade do total (m)
1	15	8,21	1,70
	90	1,45	
2	29	14,49	2,20
	68	2,42	
3	114	10,14	3,20
4	70	28,01	2,44
	128	16,66	
5	27	4,11	3,02
	42	1,45	

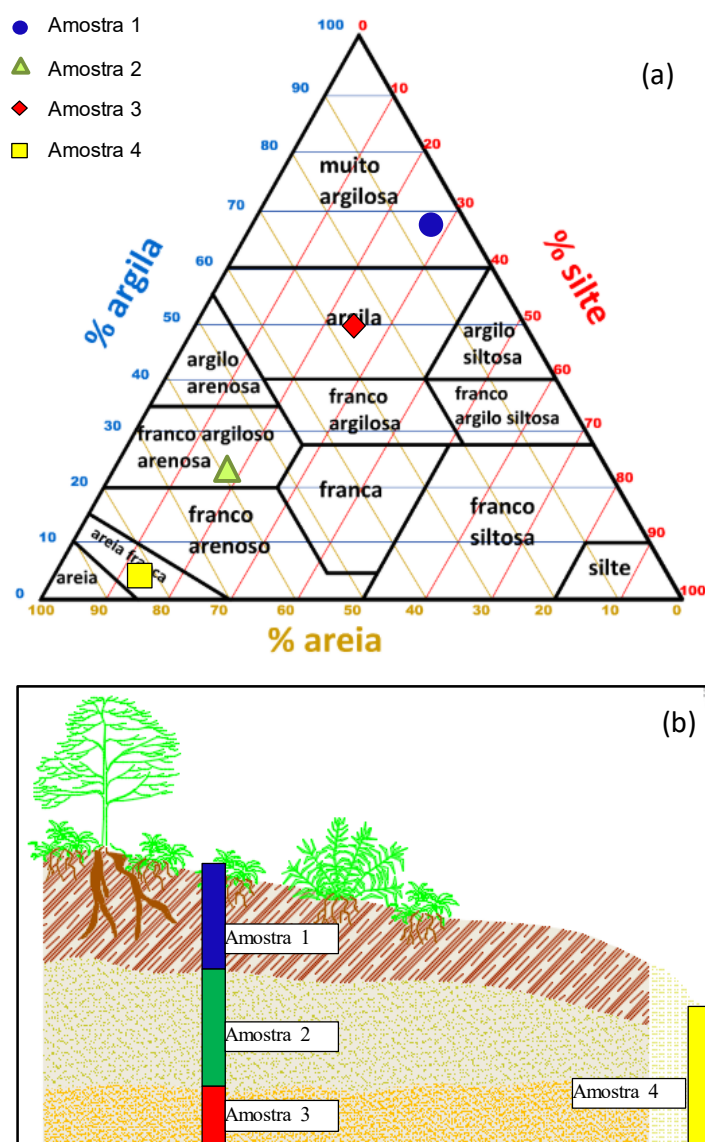
3.1.3. Granulometria

A análise granulométrica do solo foi realizada em 2017. Mais informações sobre a metodologia podem ser encontradas em Perez (2017). A Figura 8 mostra o resultado do ensaio de

granulometria. As amostras 1, 2 e 3 foram extraídas de um poço na encosta, afastado da vertente. A Amostra 4 se refere à amostra sobre a vertente. A localização da amostragem é mostrada na Figura 6.

Os dados organizados são mostrados na Figura 8a, seguindo o triângulo de distribuição de texturas descrito em USDA (2017). As amostras mostram bastante heterogeneidade entre as camadas do solo. A fração dominante de textura varia entre as amostras. Nas amostras da encosta, as três camadas diferem principalmente nas frações de argila e areia média. A segunda amostra, na camada intermediária do solo tem composição semelhante à da amostra 4, sobre o canal.

Figura 8 - Resultados do ensaio de granulometria: (a) Triângulo de texturas com a distribuição percentual das frações de argila, silte e areia; (b) Poço sobre a vertente (amostra 4) e poço na encosta lateral à vertente (amostras 1, 2 e 3 em ordem de profundidade). Fonte: PEREZ (2017).



Fonte: próprio autor

3.2. OCORRÊNCIA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA REDE DE DRENAGEM.

Para monitorar a ocorrência de escoamento superficial foram utilizados 24 detectores de escoamento superficial (DES), como desenvolvido por Beven e Kirkby (1979) e descrito por Vertessy e Elsenbeer (2000), Santos (2009a), Zimmermann et al. (2013) e Zimmermann et al. (2014). O monitoramento da vertente compreende o período de junho de 2018 até agosto de 2019.

O DES consiste de um tubo de PVC com 5 cm de diâmetro e 25 cm de comprimento, tendo uma extremidade conectada a uma junção tipo T (Figura 9C). Testes em laboratório levaram a algumas alterações do modelo original, sendo feitas ranhuras horizontais, paralelas entre si, de aproximadamente cinco cm, ocupando 1/3 do diâmetro. As ranhuras facilitam a entrada de água no sensor, além de evitar a rápida colmatção dos furos devido aos sedimentos carregados pelo escoamento. A instalação em campo é realizada de forma que o lado que tem ranhuras fique em perfeito contato com a superfície e uma das extremidades do T enterrada no solo. A parte enterrada da junção atua como reservatório e a parte superior permite acesso para inspeção visual.

O DES permite identificar apenas a ocorrência ou não do fenômeno no intervalo de tempo entre duas leituras consecutivas (Figura 9A e B). A leitura é visual sendo considerada ocorrência de escoamento superficial quando o reservatório está cheio, porque o sistema facilita a entrada de umidade e a evaporação é mínima, sendo comum a presença de uma fina lâmina de água no reservatório mesmo sem a ocorrência de escoamento superficial.

Vinte e três detectores foram instalados e distribuídos entre os canais efêmeros, caminhos preferenciais de água formados na microtopografia e na vertente principal (Figura 10). Destes detectores, seis se encontram sobre caminhos preferenciais de água, onde há sinais de ocorrência de fluxo, como o arrasto de serapilheira, mas não possuem calha bem definida. Os demais se encontram nos canais efêmeros de calha bem definida. Logo, entenda-se que com a expressão “expansão da rede de drenagem”, podemos nos referir à rede ativa como ocupando parte dos canais com calha bem definida ou se estendendo além desta.

Figura 9 -Detector de Escoamento Superficial (DES). DES instalado no canal efêmero seco (a) e ativo (b). Na imagem (c) podemos ver as ranhuras que permitem a entrada de água no detector.

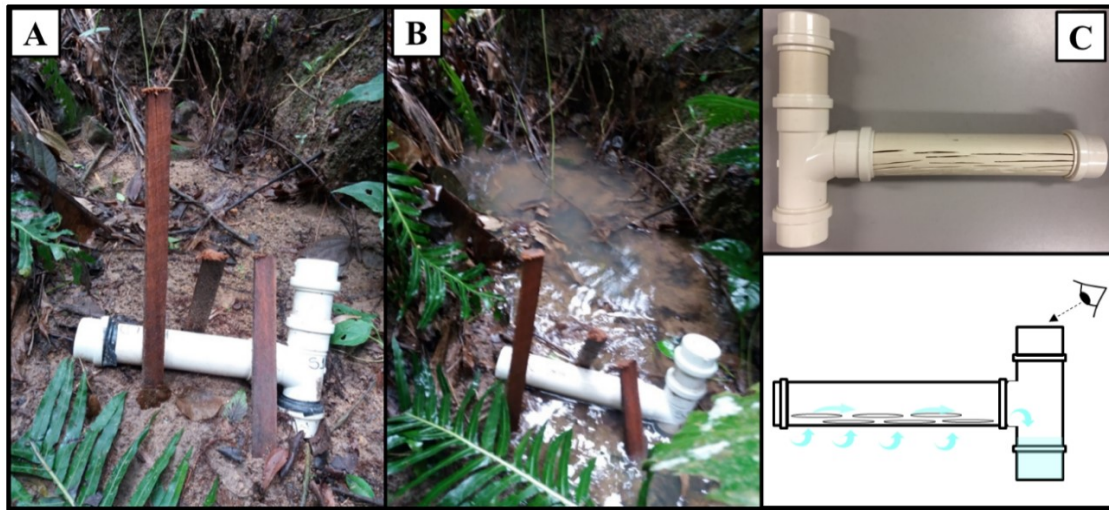
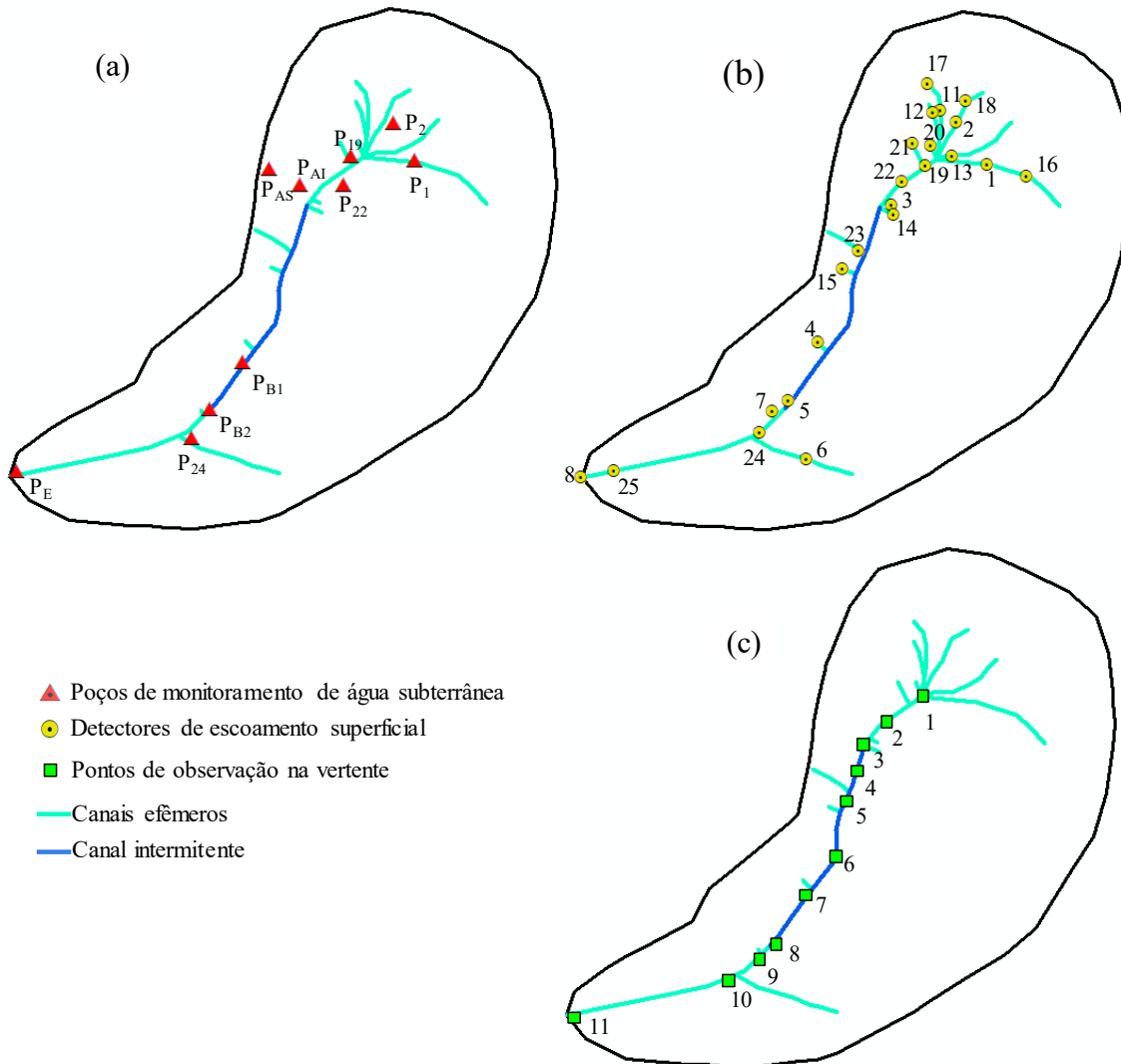


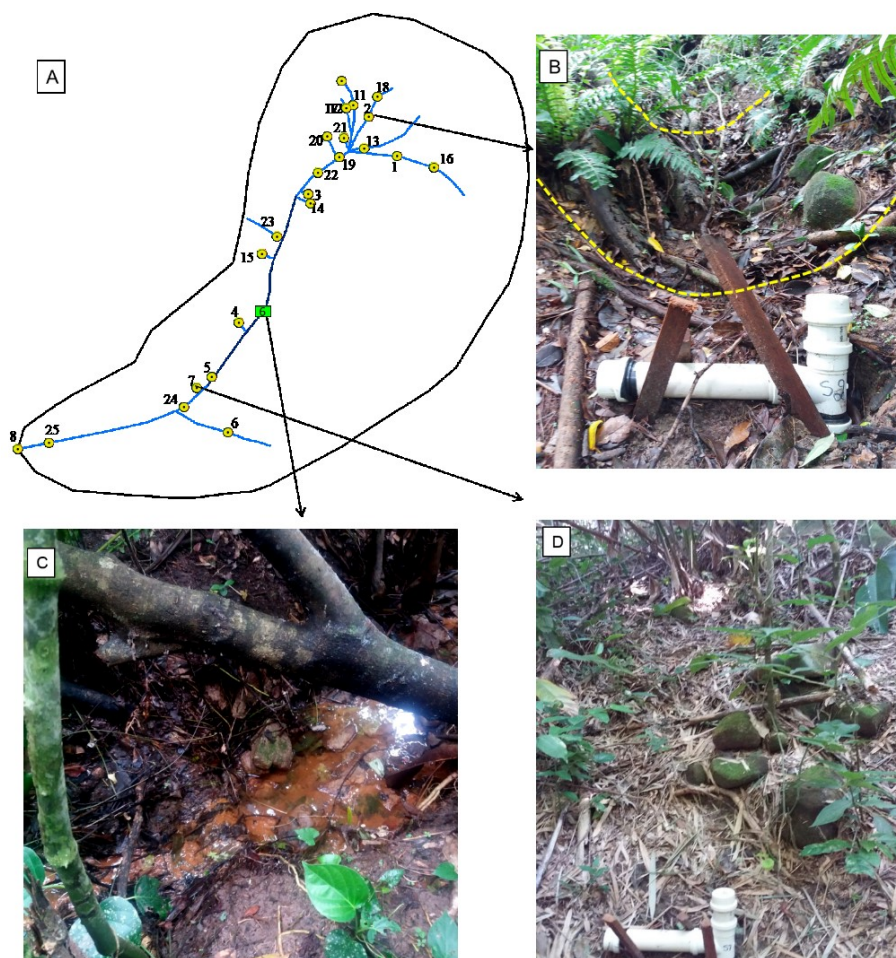
Figura 10 - Localização dos poços de monitoramento (a), Detectores de escoamento superficial (b) e pontos de observação na vertente (c).



Ao longo da vertente principal escolheram-se onze locais de observação (PNV), nos quais é verificada a presença de água na vertente no dia em que são feitas as coletas (Figura 10c). Vários deles foram escolhidos sobre o canal intermitente a fim de registrar sua extensão e os locais de fragmentação (Figura 10b)., visto que não é possível usar os detectores neste trecho. Os PNV sobre trechos efêmeros foram escolhidos com base nas observações feitas em campo, porque verificou-se a persistência do escoamento nesses locais.

Assim, temos duas informações sobre a dinâmica das vertentes: onde ocorreu escoamento devido ao evento de chuva, utilizando os detectores, e onde há água na vertente no dia da coleta (após o evento). No PNV1, por exemplo, para alguns eventos havia água correndo na vertente e, conseqüentemente, havia água no DES19 (que fica no mesmo lugar). Para outros eventos, havia água no DES19 mas a vertente estava seca, evidenciando que ocorreu escoamento naquele local e depois se desconectou do resto da vertente.

Figura 11- Registro fotográfico para caracterizar a da rede de drenagem: canais efêmeros(B) e intermitente (C) e caminhos de água preferenciais (D). As linhas amarelas pontilhadas ajudam a visualizar a calha bem definida do canal efêmero em (B). Os círculos amarelos representam a localização dos detectores e o quadrado verde é a localização no ponto de observação na vertente número 6 (PNV6).



A extensão da rede de drenagem foi mapeada através de observações em campo, com o auxílio de um aparelho de “Sistema de Posicionamento Global” (GPS). Devido à imprecisão dos dados de GPS, que teve como erro médio seis metros, o comprimento da drenagem foi medido manualmente com uma trena. Considerou-se que o canal se estende até o local em que não é mais visível a calha e não há indícios de escoamento.

3.3. MONITORAMENTO DO NÍVEL DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

Para o monitoramento do nível da água subterrânea, dez poços foram instalados próximos às vertentes (Figura 12). A instalação é feita utilizando um trado manual de 8cm de diâmetro, onde foi colocado um cano de PVC de 5cm de diâmetros, cuja extremidade inferior foi ranhurada e coberta por manta geotêxtil (Figura 12 b). A profundidade de cada poço varia de um local para outro. Como a tradagem foi manual seguiram-se os seguintes critérios: tradar até o limite que o trado disponível permite (4 metros) ou ir até a camada impenetrável (considerada como confinante).

Dentro de cada poço há uma haste contendo reservatórios em alturas conhecidas que enchem de água com o aumento do nível do lençol freático (Figura 12c). Considera-se que o ultimo reservatório cheio marca o nível máximo do lençol para o evento, com um erro igual à distância entre os reservatórios (Figura 12a). Também é medido o nível do lençol no dia de monitoramento utilizando um medidor de nível com sinalização sonora (Figura 12d). O monitoramento do nível do lençol freático iniciou-se em setembro de 2018.

Com base na instalação manual de poços para monitoramento de água subterrânea e para os ensaios de condutividade hidráulica foi possível obter uma estimativa da profundidade do solo na encosta. A profundidade do solo é caracterizada como não uniforme, variando de 0,73m até 4,10m (Figura 14) , com solos mais profundos nas áreas altas da encosta e mais rasos nas regiões baixas, onde há presença de muitas rochas expostas.

O nível de água subterrânea é medido da superfície do terreno até a superfície da água, fornecendo a informação de profundidade da água em relação ao terreno (Δh), como ilustrado na Figura 13.

Figura 12 - Poços para monitoramento das águas subterrâneas. Descrição simplificada do funcionamento do poço (a). Manta geotêxtil cobrindo as rasuras na ponteira do cano (b). Sistema de controle do nível do lençol freático (c). Medição do nível de água no poço (d)

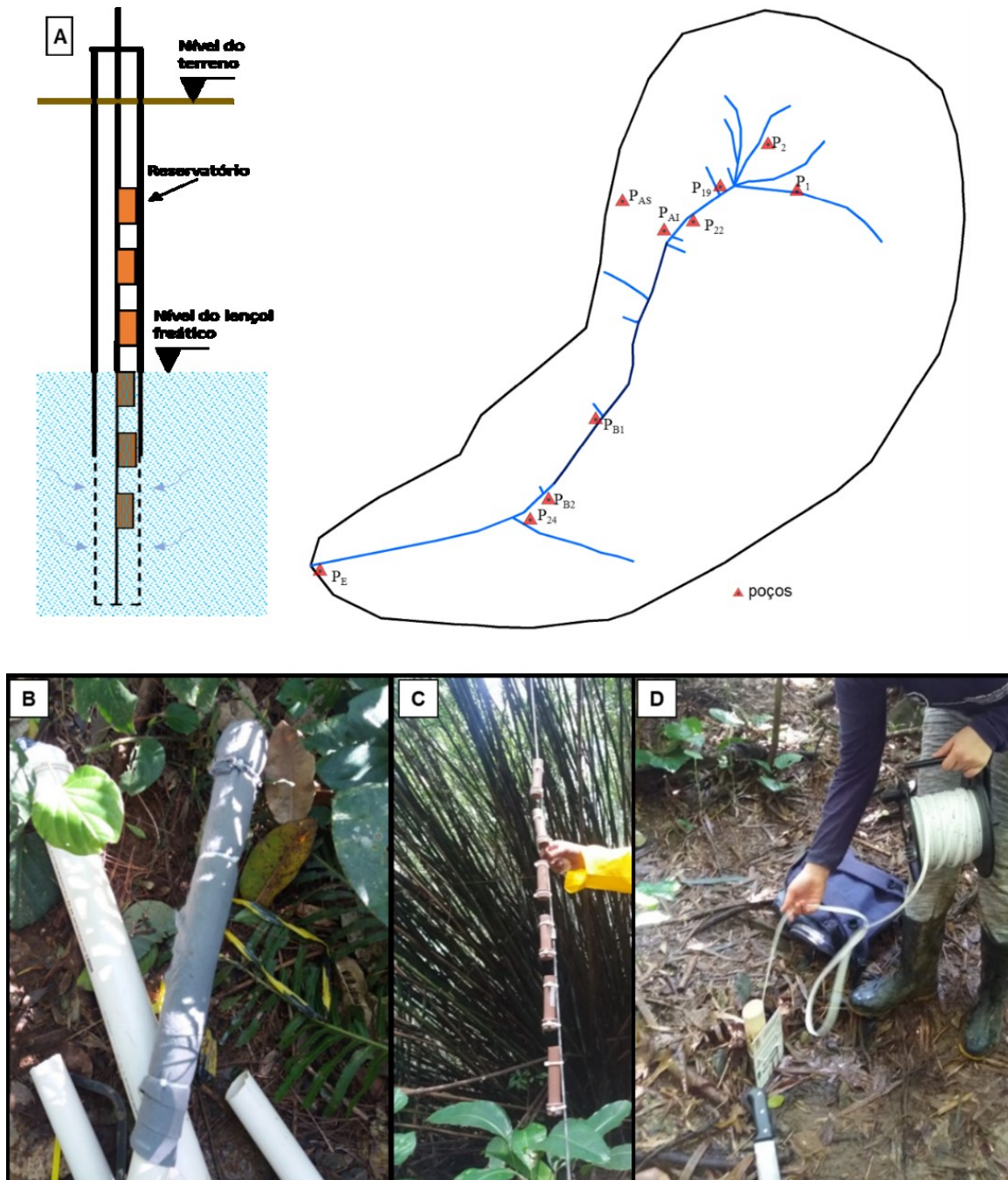
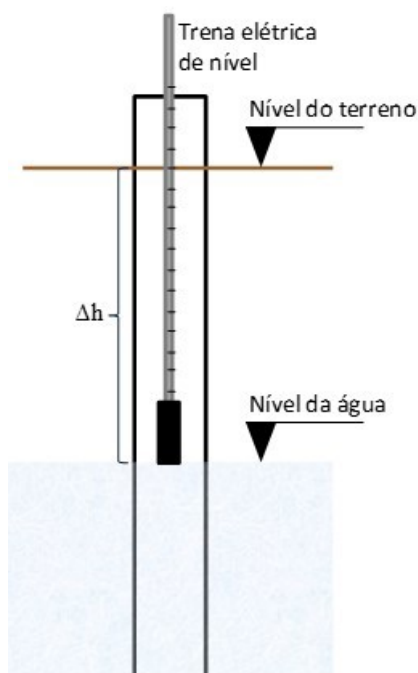


Figura 13 - Ilustração da utilização de trena elétrica com sinal sonoro medindo nível de água subterrânea



Fonte: próprio autor

Quando em nenhum reservatório havia água ou quando o poço estava seco, considerou-se um valor ausente. Não podemos afirmar que não houve água porque o nível poderia estar abaixo do nível do primeiro reservatório ou abaixo do limite inferior do poço.

Os ensaios de condutividade hidráulica e a perfuração dos poços para monitoramento do nível de água subterrânea forneceram informações sobre a profundidade do solo (Tabela 5). Os poços utilizados no ensaio de K_{sat} 4 e 5 foram reutilizados como poço de monitoramento do nível de água subterrânea. No poço do ensaio de K_{sat} número 6 não foi realizado o ensaio porque havia muitas pedras e raízes que impossibilitaram o ensaio, mas foi possível estimar a profundidade do solo.

3.4. PRECIPITAÇÃO

Os eventos de precipitação foram registrados por meio de pluviômetro semiautomático, ou pluviógrafo, com resolução de 0,2 mm, o qual é formado por um pluviômetro tipo báscula com funil adicional interno e *datalogger* modelo HD2013-DB. O pluviômetro foi desenvolvido para atendimento às especificações do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais, e aprovado por análise técnica do Sistema Meteorológico do Paraná. O equipamento está instalado no pátio da Casa de Retiro Vila Fátima, no bairro Morro das Pedras, a 200 metros da área de estudo.

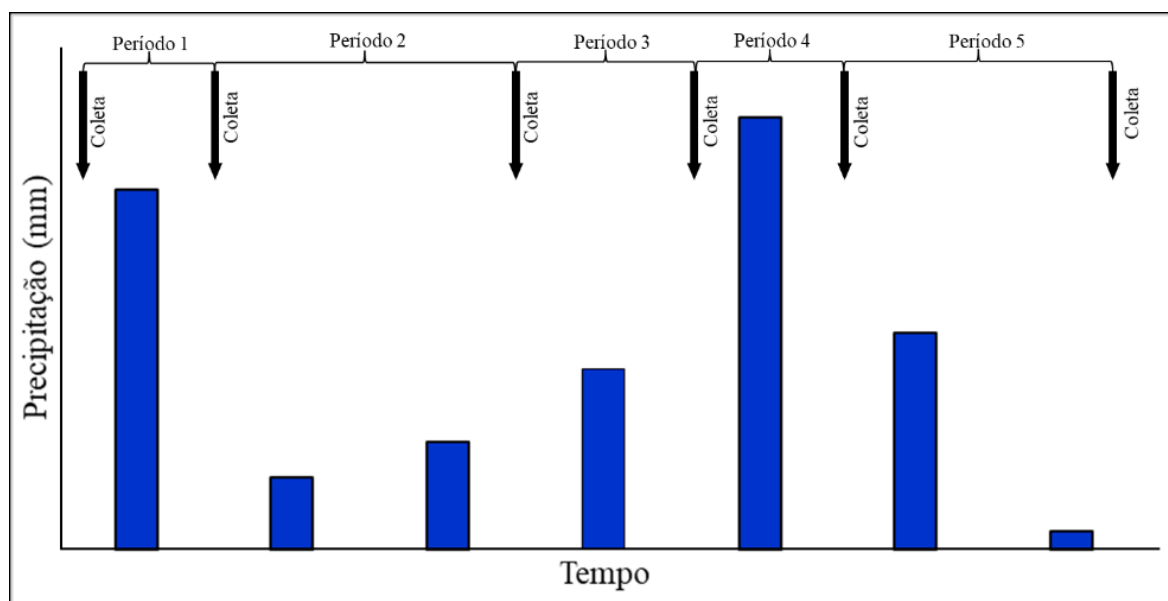
O pluviógrafo registra o instante em que báscula, sendo necessário a pós discretização dos dados em intervalos de tempo delimitados. Neste trabalho os dados foram discretizados em um intervalo de um minuto.

3.5. ANÁLISE DOS DADOS

3.5.1. Pluviometria

A serie pluviométrica foi dividida em períodos, de duração igual ao intervalo entre duas coletas. Na maioria das vezes o monitoramento era realizado um dia após o término do evento (Figura 15). No entanto, por questões de logística, algumas coletas só ocorreram depois de vários eventos, ficando assim mais de um evento agrupado em um mesmo período.

Figura 15 -Separação dos dados pluviométricos por Períodos. É considerado um período o intervalo de tempo entre duas coletas de dados. Os eventos individuais entre duas coletas são somados e considerados com um único período.



Na investigação de quais forçantes melhor explicam a iniciação do escoamento superficial, a dinâmica dos canais foi relacionada com as seguintes variáveis hidrológicas,

geralmente associadas ao início do escoamento (FIGUEIREDO et al., 2016; GODSEY; ELSENBEEER; STALLARD, 2004): precipitação total, duração, intensidade máxima (de 5, 10 e 15 minutos).

A umidade antecedente na bacia foi estimada por dois índices: Índice de Precipitação Antecedente (API) e Precipitação Acumulada (PA), ambos calculados para cada período.

O Índice de Precipitação Antecedente foi calculado de acordo com a equação (5) como proposto por Kohler e Linsley (1951).

$$API_n = \sum_{i=1}^n P_i \cdot b_i \quad (5)$$

onde, P_i é a chuva total no dia i (mm), i é o dia anterior ao dia para o qual se quer calcular API, b_i é o fator de decaimento da chuva, neste caso $b_i=1/i$ e n é o número total de dias antecedentes ao primeiro dia de precipitação dentro do período.

A Precipitação Acumulada (PA) foi calculada como a soma da precipitação total dos dias antecedentes ao primeiro dia de chuva dentro do período (Equação (6)).

$$PA = \sum_{i=1}^n P_i \quad (6)$$

Este índice se diferencia de API tendo o valor b_i igual a zero. PA foi adotado para poder avaliar o efeito do fator de decaimento adotado para o cálculo de API, b_i , visto que não conhecemos a real dinâmica dos processos envolvidos e quão representativo pode ser esse modelo.

API foi calculado para 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 15 e 20 antecedentes. PA foi calculada até o décimo dia antecedente ao primeiro dia do período.

3.5.2. Análise da dinâmica da rede drenagem

A dinâmica da rede de drenagem foi analisada utilizando teoria de grafos. Nesta metodologia, constrói-se uma malha para descrever a estrutura da paisagem, onde cada nó representa um elemento na paisagem e as linhas representam elementos comuns entre os elementos (Figura 16 a) (LARSEN et al., 2012). Entre as inúmeras utilidades, teoria de grafos pode ser utilizada para representar uma rede hidrografia (CANTWELL; FORMAN, 1993). A matriz de adjacência, representada por A na Figura 16b, de tamanho $L \times L$, em que L é o número de nós, mostra a contribuição de cada nó do terreno. Por exemplo, o nó 2 está chegando em 3, logo, a célula $A_{2,3}$ tem valor 1; o nó 5 está chegando em 6, assim $A_{5,6}$ tem valor 1. Na matriz adjacência cada pixel está “contribuindo a jusante” e sua contribuição para si mesmo é zero.

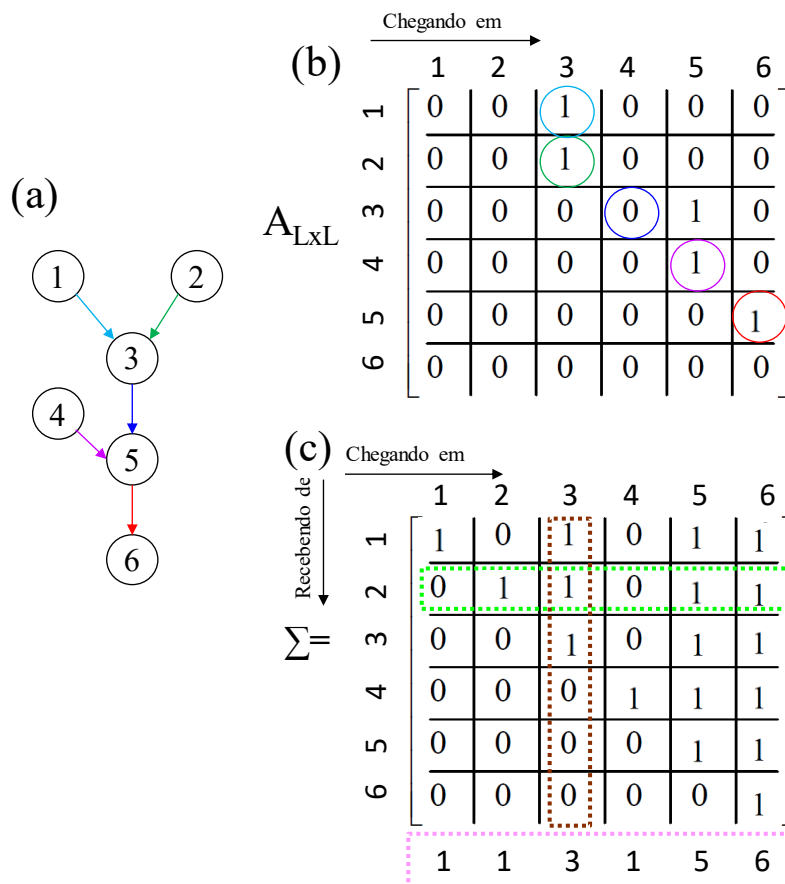
Considerando que a rede de nós esteja representando a hidrografia, a partir da matriz A calculamos a “Matriz de Disponibilidade de Água” que surge da relação:

$$\Sigma = I + A + A^2 + A^3 + \dots + A^n \quad (7)$$

onde A é a matriz adjacência, n é número total de nós chegando no último nó, I é a matriz identidade e Σ é a Matriz de Disponibilidade de Água.

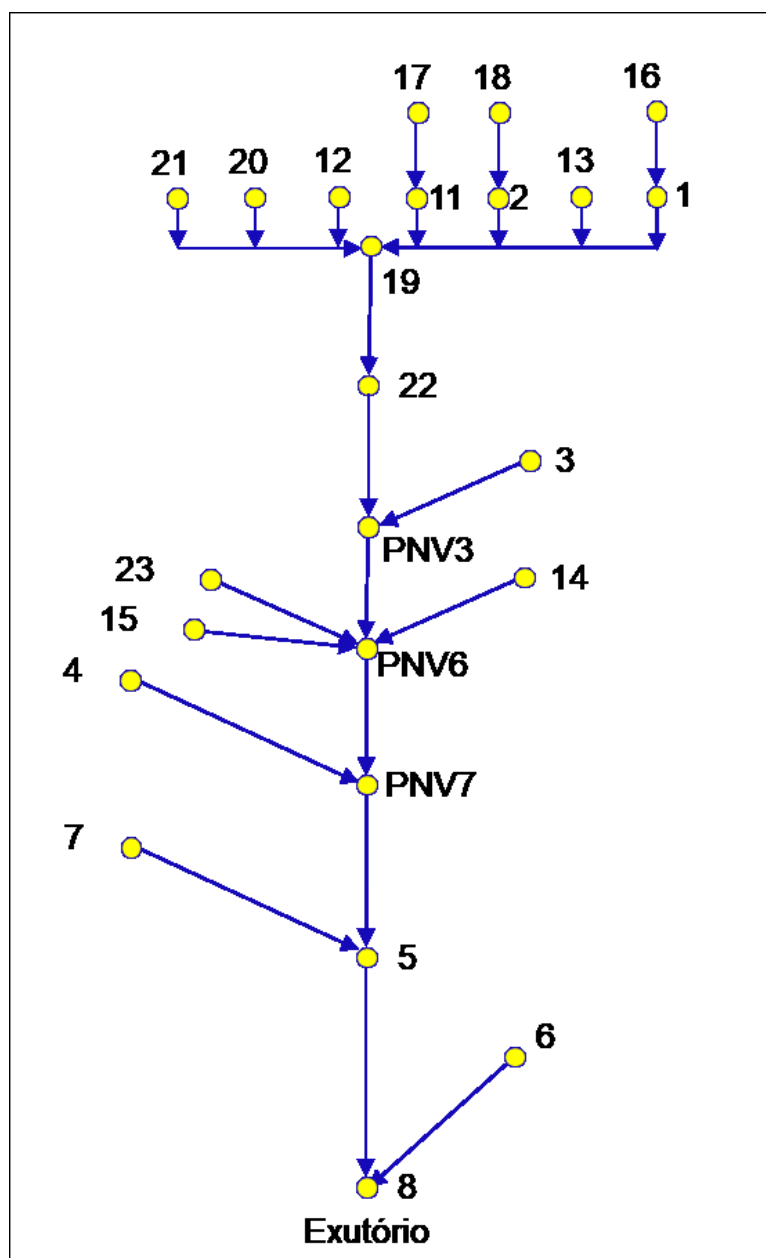
A matriz Σ fornece informações sobre a distribuição e formação da rede. A soma de cada coluna (Figura 16 c, linha rosa) indica o número de nós chegando em cada nó de número igual à coluna que se está somando. Por exemplo, o número de nós chegando no nó 3 é a soma da coluna 3 (Figura 16c, linha marrom), já que os nós 1, 2 e 3 estão contribuindo para 3. Por outro lado, a soma de cada linha fornece o número de nós para o qual cada nó de forma individual está contribuindo. Por exemplo, o nó 2 está contribuindo somente para o nó 3, logo a soma na segunda linha será 1 (Figura 16c, linha verde). Note-se que à diferença da matriz adjacência, a matriz de disponibilidade de água considera a matriz identidade, logo cada nó passa a ser somado na rede.

Figura 16-Criação de uma matriz de adjacência e matriz de disponibilidade de água. Na malha de elementos da paisagem (a), cada círculo com um número representa um nó e cada seta é a direção do fluxo entre dois nós seguidos. Na matriz de adjacência (b) cada círculo colorido representa a contribuição (de mesma cor) chegando na célula, e L é o número de nós considerado na construção da malha. As somas das colunas da matriz de disponibilidade de água (c) são mostrados dentro do retângulo de linha rosa.



Construiu-se uma matriz de adjacência para representar a rede hidrográfica da encosta em estudo, utilizados 21 detectores e 3 pontos de observação na vertente (Figura 17). A matriz de adjacência criada a partir desta malha é apresentada no Anexo C.

Figura 17- Representação da rede de drenagem de estudo para a criação da Matriz de Disponibilidade de Água. Cada círculo amarelo representa um nó e as setas azuis representam a direção do fluxo na vertente. Os nós representam 21 detectores e 3 pontos de observação na vertente (PNV). A numeração de cada nó é o nome atribuído a cada detector instalado ou ponto de observação.



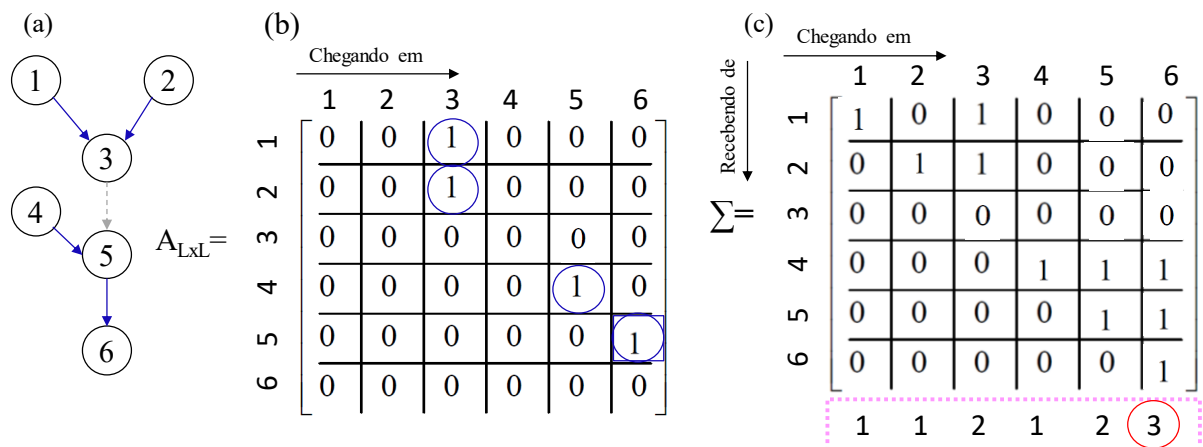
Para representar a expansão ou contração da rede de drenagem se calcularam os índices utilizados por Godsey e Kirchner (2014) e Zimmermann et al. (2014): densidade de drenagem conectada (DDC), a densidade de drenagem ativa (DDA) e percentagem de detectores ativos (DES_{ativos})

A densidade de drenagem conectada (DDC) é a soma dos trechos que se conectaram de forma contínua no espaço até o exutório (saída da bacia, DES 8) dividido pela área total da bacia:

$$DDC = \frac{\sum RC}{A_{total}} \quad (8)$$

onde DDC é a densidade de rede conectada (m/m²) e RC é o comprimento da rede conectada (m). A informação de quais canais estiveram conectados ao exutório, para poder calcular RC, é obtida da matriz de disponibilidade de água (Figura 18). Por exemplo, se quisermos saber o número de nós chegando no último nó da rede, mas um nó intermediário da drenagem não contribui a jusante, por exemplo o nó 3 na Figura 18a, a linha que representa esse nó na matriz de adjacência tem todas as células com valor zero (Figura 18b, terceira linha). Assim, quando obtemos a matriz de disponibilidade de água (Figura 18c), os nós anteriores a 3, e o nó 3 inclusive, não são contabilizados no número de nós chegando em 5 e, conseqüentemente, não são considerados no número de nós chegando em 6. Somente os nós 4 e 5 estão conectados com o nó 6, além dele mesmo. Dessa forma, obtemos o número de nós que efetivamente este conectado ao ponto final da hidrografia (Figura 18c – círculo vermelho).

Figura 18 – Matriz de adjacência e matriz de disponibilidade de água para o cálculo da densidade de drenagem conectada (DDC). Na malha hidrográfica formada por 5 nós (a) as setas azuis representam a direção do fluxo. A seta cinza tracejada indica que o nó 3 não contribuiu para o nó 5, fragmentando a rede. Na matriz de adjacência (b) os círculos azuis destacam onde o fluxo está chegando. As somas das colunas da matriz de disponibilidade de água (c) são mostrados dentro do retângulo de linha rosa. O círculo vermelho destaca a soma dos nós chegando no último nó da rede.



Densidade de drenagem ativa é a soma do comprimento de todos os canais onde houve escoamento dividido pela área total da bacia, como na Equação (9):

$$DDA = \frac{\sum RA}{A_{total}} \quad (9)$$

onde DDA é a densidade de rede ativa (m/m^2), RA é o comprimento da rede ativa (m) e A_{total} é a área total da bacia.

No cálculo da rede drenagem ativa todos os canais ativos são contabilizados. No caso de um nó não contribuir a jusante, por exemplo o nó 3 na Figura 18a, o trecho a jusante dele, até o próximo nó, não é considerado. Logo, a rede ativa é a soma dos trechos que partem dos nós 1, 2, 4 e 5.

A drenagem ativa foi calculada considerando a resposta da drenagem ao evento de precipitação. Ou seja, considera-se que se havia água no DES, o canal ficou ativo e contribuiu para a expansão da rede de drenagem. Também se tem como pressuposto que o fluxo foi contínuo entre dois detectores seguidos que se ativaram.

A porcentagem de DES ativos é simplesmente a relação entre o número de detectores que tinham água, dividido pelo número total de DES (Equação (10)). Embora isso não leve em consideração o arranjo espacial dos locais do fluxo do canal (GOULSBRA; EVANS; LINDSAY, 2014), fornece que porcentagem dos canais tiveram água no período.

$$\%DES_{ativos} = \frac{DES_{ativos}}{DES_{total}} \cdot 100 \quad (10)$$

A frequência de ativação da rede de drenagem (FAD) é a relação entre o número de vezes que os canais (DES) estiveram ativos entre todas as observações (equação (11)).

$$FAD = \frac{\sum_{i=0}^n n_{ativo}}{n_{total}} \quad (11)$$

onde FAD é a frequência de ativação da rede de drenagem, n_{ativo} é o número de observações em que houve água na vertente e n é o número total de observações.

O detector 25 não foi considerado neste trabalho porque foi o último a ser instalado, apresentando metade do número de observações do demais detectores.

3.5.3. Matriz de correlação

Para identificar as variáveis meteorológicas com maior relação com a ativação dos detectores foi construída uma matriz de correlação utilizando o coeficiente de correlação linear de Pearson. Esta matriz também foi utilizada para caracterizar as variações de água subterrânea.

O coeficiente de Pearson (r) é um índice adimensional com valores situados ente 1 e -1, que reflete a intensidade de uma relação linear entre dois conjuntos de dados com distribuição e não depende das unidades de medida. Este coeficiente, normalmente representado pela letra "r" assume apenas valores entre -1 e 1. Um valor de r igual a 1 significa uma correlação

perfeita positiva entre as duas variáveis, enquanto $r = -1$ significa uma correlação negativa (MONTGOMER; RUNGER, 2003). Para o cálculo da tabela de correlação são considerados valores normalizados de desvio da média com relação ao desvio padrão (equações (12) e (13)).

$$x'_1 = \frac{x_i - \bar{x}}{S_x} \quad (12)$$

$$y'_1 = \frac{y_i - \bar{y}}{S_y} \quad (13)$$

onde \bar{x} é a média de x_1, x_2, \dots, x_n ; \bar{y} é a média de y_1, y_2, \dots, y_n ; S_x é o desvio padrão de x_1, x_2, \dots, x_n ; e S_y é o desvio padrão de y_1, y_2, \dots, y_n ; e $(i= 1,2,\dots,n)$.

finalmente calculamos o coeficiente de Pearson pela equação (17).

$$r = \frac{n \cdot \sum(x'_1 \cdot y'_1) - (\sum x'_1) \cdot (\sum y'_1)}{\sqrt{n \cdot \sum x'^2_1 - (\sum x'_1)^2} \cdot \sqrt{n \cdot \sum y'^2_1 - (\sum y'_1)^2}} \quad (14)$$

Para fortalecer a hipótese de correlação, também foi calculado o p-valor, sob a hipótese nula de não haver correlação entre as variáveis analisadas. Neste teste de hipótese, pode-se rejeitar a hipótese nula a 5% caso o valor de p-valor seja menor a 0,05.

3.5.4. Conectividade hidrológica e características meteorológicas.

Para avaliar a sensibilidade da densidade de drenagem conectada na área de estudo às características meteorológicas utilizamos a ativação do detector 8, no exutório da bacia, para representar a saída a água da bacia como escoamento superficial, e conseqüentemente, a conexão encosta-lagoa por via superficial.

Devido à forte correlação da densidade de drenagem com as características meteorológicas de precipitação total do período ($\sum P$), umidade antecedente de dois dias (API_2) e intensidade máxima de 5 minutos de precipitação (I_5) estas foram consideradas variáveis de entrada para a extrapolação do limiar para início da conexão.

O a probabilidade do limiar para a ocorrência de escoamento na saída da bacia foi estabelecido seguindo a regressão logística proposta por Ramos-Scharrón e Lafavor (2018), seguindo a Equação (15)(14).

$$\text{Prob(DES)} = \frac{1}{1 + e^{(b_0 + b_1 \cdot (\sum P \text{ ou } I_n) + b_2 \cdot API_m + b_3 \cdot (API_m \cdot \sum P \text{ ou } I_n))}} \quad (15)$$

onde Prob(DES) é a probabilidade de ocorrência de escoamento, b_0, b_1, b_2 e b_3 são parâmetros de ajuste do modelo, e m e n são os dias e minutos para os quais API e intensidade máxima são calculadas, respectivamente. Se $\text{Prob(DES)} \geq 0,5$ assume-se que haverá escoamento. O ajuste

do modelo foi medido com um pseudo- R^2 . Este índice mede o ajuste do modelo em uma escala estatística entre 0 e 1, interpretando-se como a porcentagem de acertos do modelo.

A partir da Equação (15) (14 foram propostas três estruturas de modelo: um modelo com a precipitação total e API como entradas (Equação (16)), um modelo que relaciona a probabilidade a partir intensidade máxima e API (Equação (17)) e finalmente uma estrutura que considera a relação entre a precipitação total e a intensidade máxima de precipitação, desconsiderando API (Equação (18)).

$$\text{Prob(DES)} = \frac{1}{1 + e^{(b_0 + b_1 \cdot (\Sigma P) + b_2 \cdot \text{API}_2 + b_3 \cdot (\text{API}_2 \cdot \Sigma P))}} \quad (16)$$

$$\text{Prob(DES)} = \frac{1}{1 + e^{(b_0 + b_1 \cdot (I_5) + b_2 \cdot \text{API}_2 + b_3 \cdot (\text{API}_2 \cdot I_5))}} \quad (17)$$

$$\text{Prob(DES)} = \frac{1}{1 + e^{(b_0 + b_1 \cdot (\Sigma P) + b_2 \cdot I_5 + b_3 \cdot (\Sigma P \cdot I_5))}} \quad (18)$$

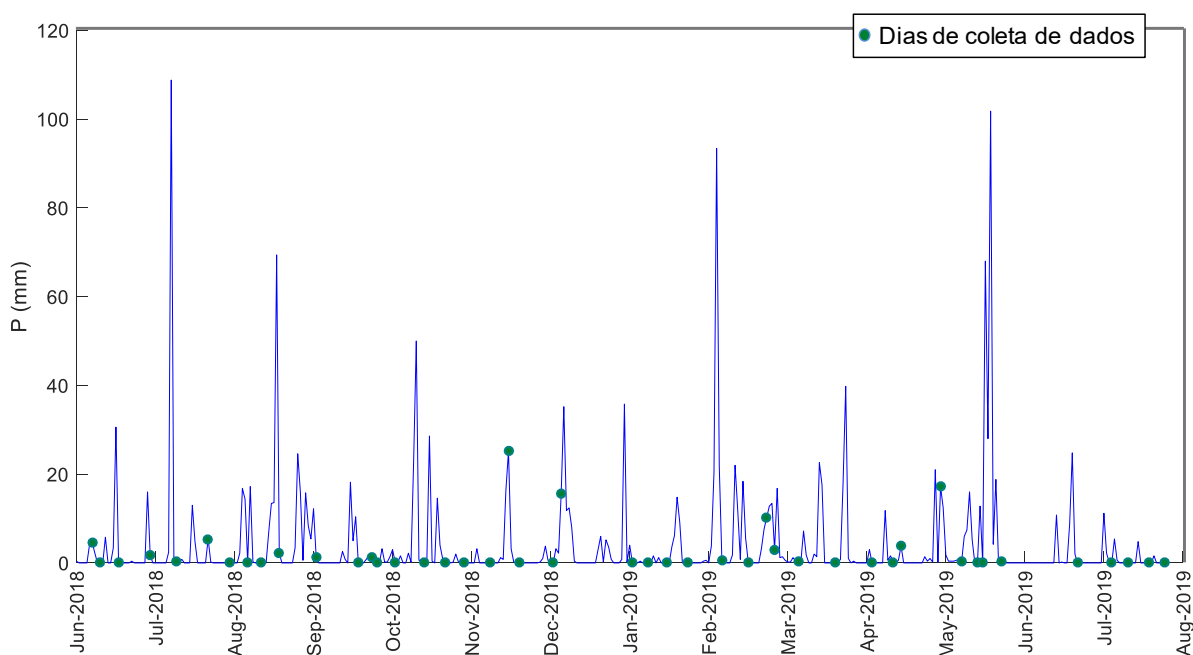
A sensibilidade dos três modelos para a representação do modelo será realizada pelo pseudo- R^2 . E sensibilidade das respostas às variáveis de entrada será avaliada pelo valor dos coeficientes da equação.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

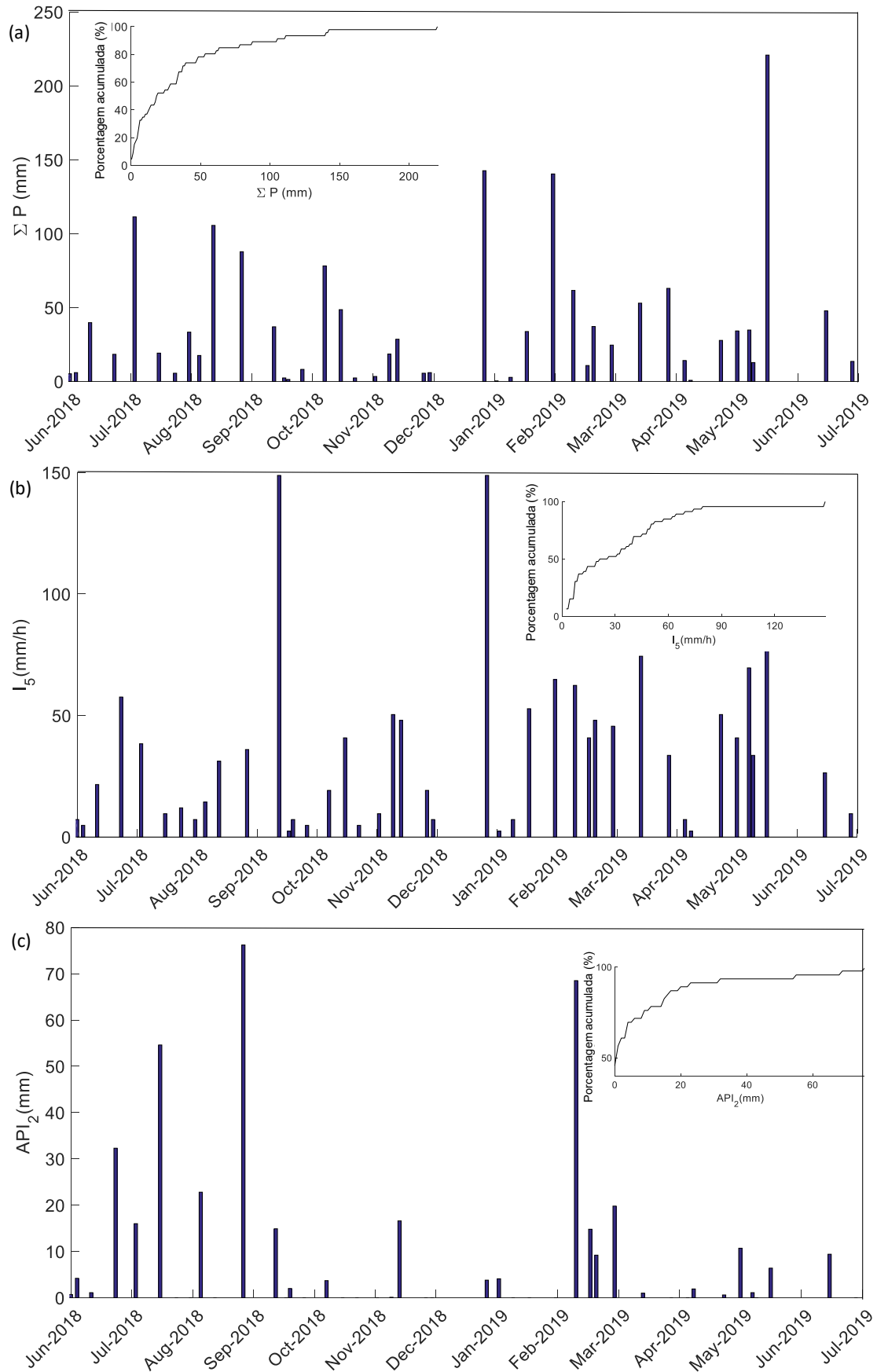
Foram realizadas 45 campanhas de monitoramento entre 28 de junho de 2018 e 6 de agosto de 2019, resultando em 45 períodos (407 dias) e um total de 2085,38mm de precipitação distribuídos em 245 dias de chuva. A duração dos períodos variou de 2 a 29 dias, com média de 9 dias. Os dias sem chuva dentro dos períodos variaram de 0 a 22 (média de 4,6 dias). O número de dias com precipitação dentro dos períodos foi de 1 até 16 dias, com média de 4,3 dias de chuva. A maior precipitação total entre períodos ocorreu em 05/06/2019, com 220,8mm. O período com menor precipitação total ocorreu em 22/01/2019 com 0,4 mm. A média das precipitações totais foi de 45,1 mm com um desvio padrão de 5,4mm.

Figura 19 - Série pluviométrica de junho de 2018 até agosto de 2019, com discretização diária. Os círculos verdes representam o dia em que se realizaram as coletas em campo.



Na Figura 19 é mostrada a série pluviométrica e os dias de monitoramento. As coletas foram realizadas em momento sem chuva. Para algumas delas choveu antes e depois da coleta de dados, fazendo com que alguns períodos dividam os eventos de precipitação, como aconteceu em dezembro de 2018. Também ocorreu da coleta ser realizada no dia de maior pico de precipitação dentro de um evento, por exemplo em 23 de novembro de 2018.

Figura 20 - Distribuição dos períodos e respectivas precipitação total (ΣP ; a), intensidade máxima de precipitação de 5 min (I_5 ; b); e Índice de precipitação antecedente de 2 dias (API_2 ; c) para junho de 2018 até agosto de 2019. Cada barra representa um período.



Os resultados de precipitação total, intensidade máxima de 5 minutos, API de 2 dias e intensidade máxima de 5 minutos são mostradas nas Figura 19a, b, c, respectivamente. I_5 variou entre 2,4mm/h e 148,8 mm/h (média de 33,2 mm/ e desvio padrão de 33,1 mm/h). Já API_2 variou entre 0mm e 76,2mm (média de 8,62mm e desvio padrão de 17,06). Aproximadamente 50% dos períodos tiveram até 20mm de precipitação, I_5 de até 25mm/h e API_2 de até 1,5mm.

A descrição de todos os períodos e suas características se encontram no Apêndice A.

4.2. CARATERIZAÇÃO DO SOLO

4.2.1. Capacidade de infiltração

O resultado dos ensaios de caracterização da taxa de infiltração pelo Método dos Cilindros Concêntricos é apresentado na Tabela 6 e no Apêndice D.

A taxa de infiltração máxima foi de 2126 mm/h e a taxa mínima de infiltração teve o valor de 120 mm/h. A taxa média dentre os seis ensaios variou entre 1059 mm/h e 198 mm/h estando dentro dos valores esperados para florestas de Mata Atlântica, como mostrado na Tabela 1.

Tabela 6 - Resultado dos ensaios de infiltração. Para cada ensaio é apresentada a taxa máxima de infiltração (TI_{\max}); a taxa de infiltração mínima (TI_{\min}) e a média ($TI_{\text{Média}}$). O volume de água se refere ao total de água utilizado em cada ensaio (mm) e o tempo de ensaio se contabiliza o tempo desde que se colocou a água es e iniciou a leitura até o momento que se considerou a taxa de infiltração estável.

Ensaio	TI_{\max} (mm/h)	TI_{\min} (mm/h)	$TI_{\text{Média}}$ (mm/h)	Volume de água (mm)	Tempo de ensaio (min)	Cracterísticas
1	1440	120	630	377	40	Presença de vegetação rasteira.
2	2126	360	1059	492	32	Presença de vegetação rasteira e pequena pedras expostas e enterradas.
3	1080	120	501	169	25	Pouca vegetação rasteira. Presença de grandes raízes.
4	720	120	321	122	30	Pouca vegetação rasteira.
5	360	120	198	35	30	Sem vegetação rasteira. Presença de pouca serrapilheira.
6	1800	240	805	353	29	Presença de Vegetação rasteira.

Nós ensaios 3 e 4 o comportamento da taxa de infiltração foi similar, começando com valores altos e diminuindo rapidamente. Nestes locais havia pouca vegetação rasteira.

Os ensaios 1, 2 e 6 foram realizados em locais com bastante vegetação rasteira, presença de pedras e grandes raízes. O comportamento dos ensaios também é similar entre eles, com taxas de infiltração iniciais altas no início que se mantem por todo o ensaio. A taxa de infiltração varia bastante sem alcançar estabilidade. A presença de pedras e raízes aumentam a capacidade de infiltração do solo.

Por outro lado, o ensaio 5 foi realizado onde não havia vegetação rasteira, estando o solo coberto apenas por uma fina camada de serapilheira (folhas secas). Neste ensaio a taxa de infiltração começou alta (360 mm/h) e rapidamente estabilizou em um valor mais baixo (120 mm/h).

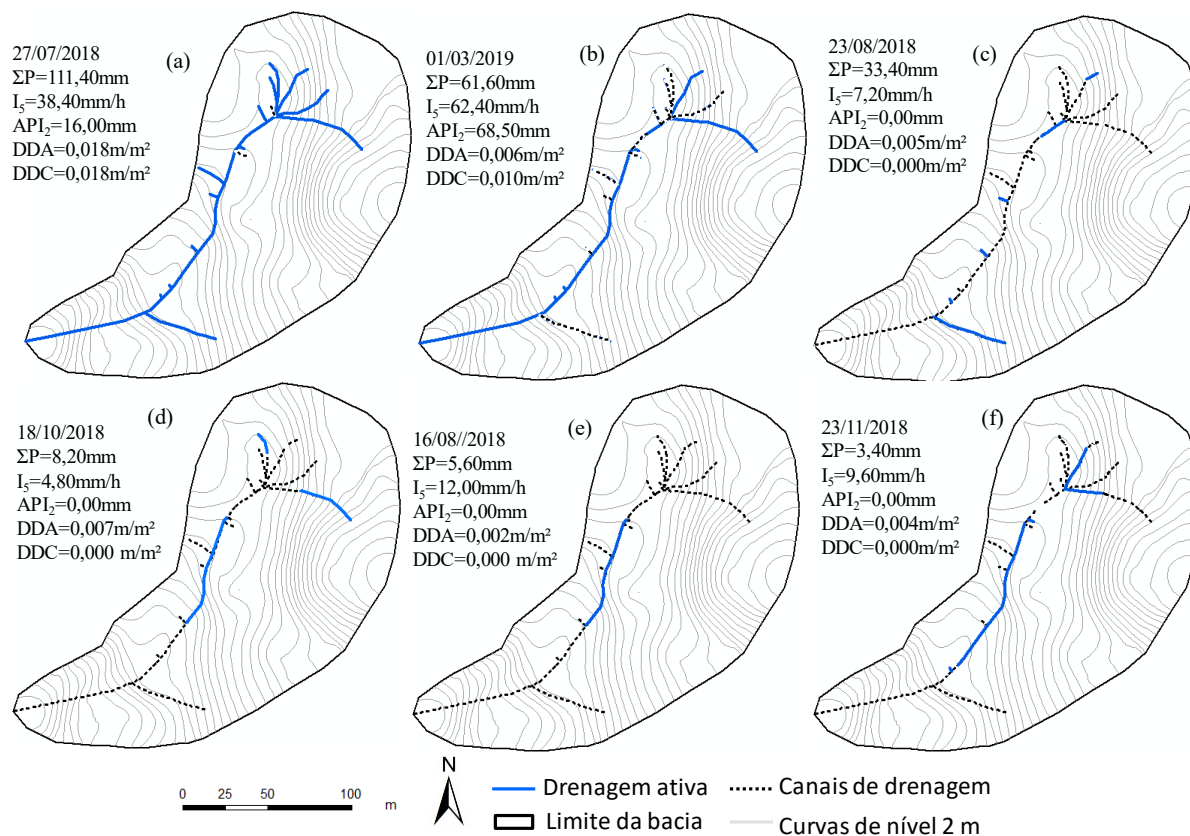
4.3. DINÂMICA DA REDE DE DRENAGEM

4.3.1. Expansão e contração da hidrografia

O resultado dos parâmetros calculados para caracterizar a dinâmica da rede drenagem: densidade de drenagem ativa (DDA), densidade de drenagem conectada (DDC) e percentual de detectores ativos (DES_{ativos}) se encontram na Tabela B13 (Apêndice B). A porcentagem de detectores ativos variou entre 0% e 91,67%, com média de 35,19%. A densidade de drenagem ativa variou entre 0 e 0,0183m/m², com média 0,007m/m². A densidade de drenagem conectada máxima foi 0,018m/m², coincidindo com a DDA máxima, evento em que toda a bacia contribuiu com o exutório, e a DDC mínima foi zero, com média de 0,004m/m². O período 28/04/2019 foi o único em que não ocorreu escoamento nas vertentes efêmeras e os pontos de observação (intermitente) estavam secos.

O monitoramento dos detectores e dos pontos de observação na vertente mostraram que a extensão da rede de drenagem varia no tempo e no espaço. Na Figura 21 são mostrados seis períodos de monitoramento e suas características. No período de 27/07/2018 ocorreu uma precipitação total de 111,40mm, I_5 de 38,4mm/h e API_2 igual a 16mm, levando a ativação de 91,67% dos detectores, que para este período representou 0,0183m/m² de densidade de drenagem ativa e conectada (Figura 21a). No período da Figura 21b, ocorreram I_5 e API_2 , de quase o dobro do valor do período mostrado antes, mesmo assim a DDA e a DDC se reduziram pela metade. Nos demais períodos mostrados (Figura 21c, d, e, f) ocorreu escoamento em alguns canais ($DDA > 0m/m^2$) mas este não se conectou com o exutório ($DDC = 0mm/m^2$). Também nestes períodos API_2 foi zero. A densidade de drenagem ativa de menor valor é do período mostrado na Figura 21e. A intensidade deste período foi maior quando comparado aos demais períodos mostrados em que a DDC foi zero, mas possui a menor precipitação total.

Figura 21 – Hidrografia ativa para seis períodos de monitoramento. As linhas azuis representam os canais que ficaram ativos. As linhas cinzas representa toda a extensão da rede de drenagem. Para cada período são apresentados as características meteorológicas e os parâmetros da dinâmica da rede de drenagem: precipitação total (ΣP), intensidade máxima de 5 minutos de precipitação (I_5), Índice de Precipitação Antecedente (API_2), densidade de drenagem ativa (DDA) e densidade de drenagem conectada (DDC). Os períodos foram organizados na ordem de maior para menor precipitação total.



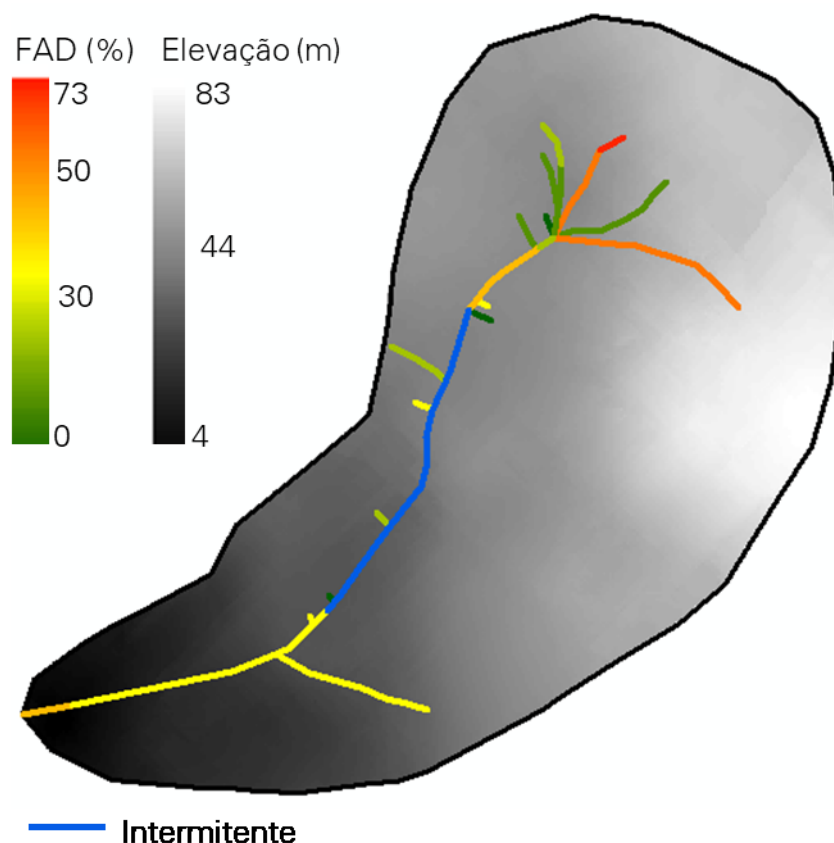
Fonte: Autor

A frequência de ativação dos detectores e de ocorrência de água nos pontos de observação na vertente são apresentados na Tabela B13 (Apêndice B). Os detectores 1 e 18 foram os que ficaram ativos com maior frequência, com FAD de 59% e 73%, respectivamente.

Os detectores 20 e 14 tiveram FAD igual a zero. Estes detectores encontram-se sobre caminhos preferenciais na topografia que chegam até a vertente principal, ou seja, não apresentam calha bem definida. Apesar de existir um caminho preferencial, este pode ter sido confundido com trilhas de animais, dando a impressão de que ali ocorreria escoamento.

Na Figura 22 vemos que os DES com maior FAD se concentram na parte alta da bacia e os FAD com menor frequência se localizam na região média alta. No restante da bacia não há um padrão ou agrupamento visível para a FAD.

Figura 22 - Frequência de ativação de cada canal calculado como a frequência de ativação de cada detector de escoamento superficial.



4.3.2. Limiares meteorológicos para o início do escoamento.

A matriz de correlação de Pearson mostrou uma correlação positiva forte entre a densidade de drenagem ativa (DDA), a densidade de drenagem conectada (DDC) e a porcentagem de detectores ativos (DES_{ativos}) com a precipitação total, e API de 2 dias para todos os períodos (Tabela 7). O resultado completo das matrizes de correlação se encontra nas Tabela E16 e Tabela E17 (Apêndice E).

A intensidade máxima de precipitação teve forte correlação com as mesmas variáveis, para todos os intervalos de tempo adotados. A intensidade máxima é calculada como uma soma móvel sobre a série pluviométrica, portanto quanto maior o intervalo de tempo para o cálculo da intensidade, maior o volume acumulado na soma. Na Tabela E17 (Apêndice E) vemos que a intensidade apresenta uma forte correlação com a precipitação total do período, e essa correlação aumenta quando aumentamos os minutos considerados na soma móvel. Assim, a correlação forte da intensidade máxima com as características da dinâmica da drenagem está ligada ao volume do evento dentro do período quando aumentamos o intervalo de tempo. I_5 foi a que apresentou menor correlação com a precipitação total, sendo considerada para a avaliação dos resultados.

Tabela 7 - Matriz de correlação de Pearson entre a precipitação total acumulada, API de 2 dias e intensidade máxima de precipitação de 5 minutos para cada período. Os dados foram retirados das Tabela E16 e Tabela E17 – Apêndice E

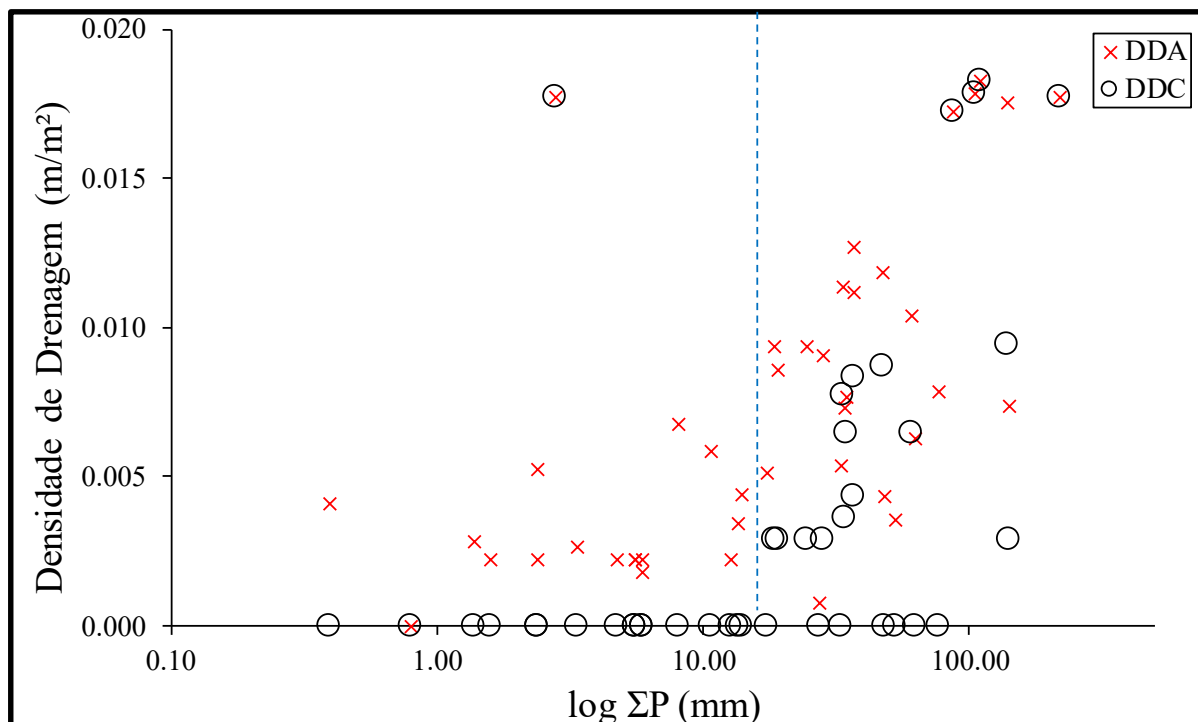
	Coeficiente de Pearson (r)			p-valor		
	DESativos (%)	DDC (m/m ²)	DDA (m/m ²)	DESativos (%)	DDC (m/m ²)	DDA (m/m ²)
ΣP (mm)	0,72	0,70	0,68	0,000	0,000	0,000
API ₂ (mm)	0,44	0,39	0,41	0,003	0,008	0,005
I ₅ (mm/h)	0,47	0,52	0,49	0,001	0,000	0,001

A correlação entre os DES_{ativos} e DDA com as variáveis meteorológicas são próximas, porém diferente (Tabela 7). Estas diferenças significam que para diferentes configurações meteorológicas podemos ter o mesmo número de detectores ativos, mas em locais diferentes, alterado o comprimento da rede ativa (e consequentemente DDA).

A densidade de drenagem ativa foi diferente da densidade de drenagem conectada em 85% dos eventos (Figura 23). Ocorre escoamento superficial na rede de drenagem da encosta, mas esta se fragmenta ao longo dos canais, voltando a infiltrar no solo, ou evaporando-se, sem alcançar o exutório da bacia. O escoamento superficial geralmente começa a se conectar com o exutório a partir de 18 mm de precipitação total. Esse limiar para DDC é corroborado por um coeficiente de Pearson de 0,70 (Tabela 7) e p-valor<0,05. Por outro lado, a precipitação total sozinha não explica o comportamento da bacia, por que ocorrem eventos com ΣP maiores que 18 mm em que o escoamento não se conecta com o exutório. Também podemos observar que há períodos em que ocorreu escoamento no exutório (DDC>0) mas a densidade de drenagem ativa foi bem maior que a densidade de drenagem conectada. Ou seja, o escoamento superficial ocorre nos canais, mas se fragmenta, chegando somente uma parte deste a sair da bacia como escoamento superficial.

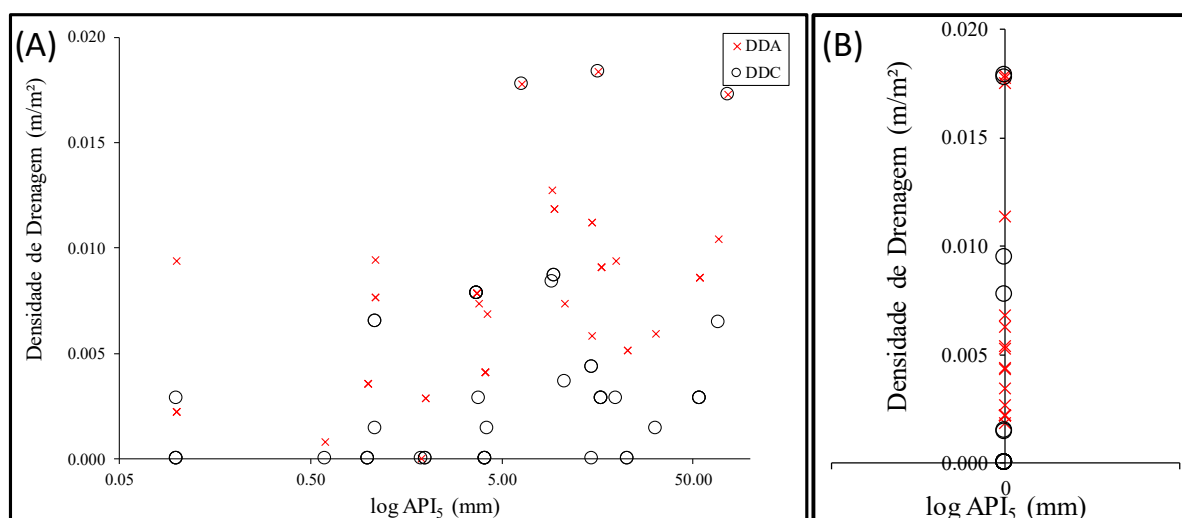
Não há um limiar definido para o início do escoamento e aumento da densidade de drenagem ativa. Também podemos ver que a DDA tende a aumentar com o aumento da precipitação total.

Figura 23 - Relação entre densidade de drenagem ativa (DDA - cruz vermelha) e densidade de drenagem conectada (DDC - círculo preto) com a precipitação total para cada período. A linha azul tracejada mostra o limiar para o qual a rede de drenagem fica conectada com o exutório.



O índice de umidade antecedente de dois dias foi o que apresentou menor correlação entre as variáveis meteorológicas consideradas na avaliação dos resultados. Na Figura 24A vemos que não existe uma relação evidente entre API_2 , DDA e DDC. Mesmo quando API_2 é zero (Figura 24B), houve períodos em que DDA e DDC foram maiores que zero.

Figura 24 - Relação entre densidade de drenagem ativa (DDA - cruz vermelha) e densidade de drenagem conectada (DDC - círculo preto) com a API_2 para cada período (A). Para cada valor de DDA existe um valor de DDC, para cada período. Como o eixo x está em escala log, os valores para API_2 igual a zero são mostrados em (B).

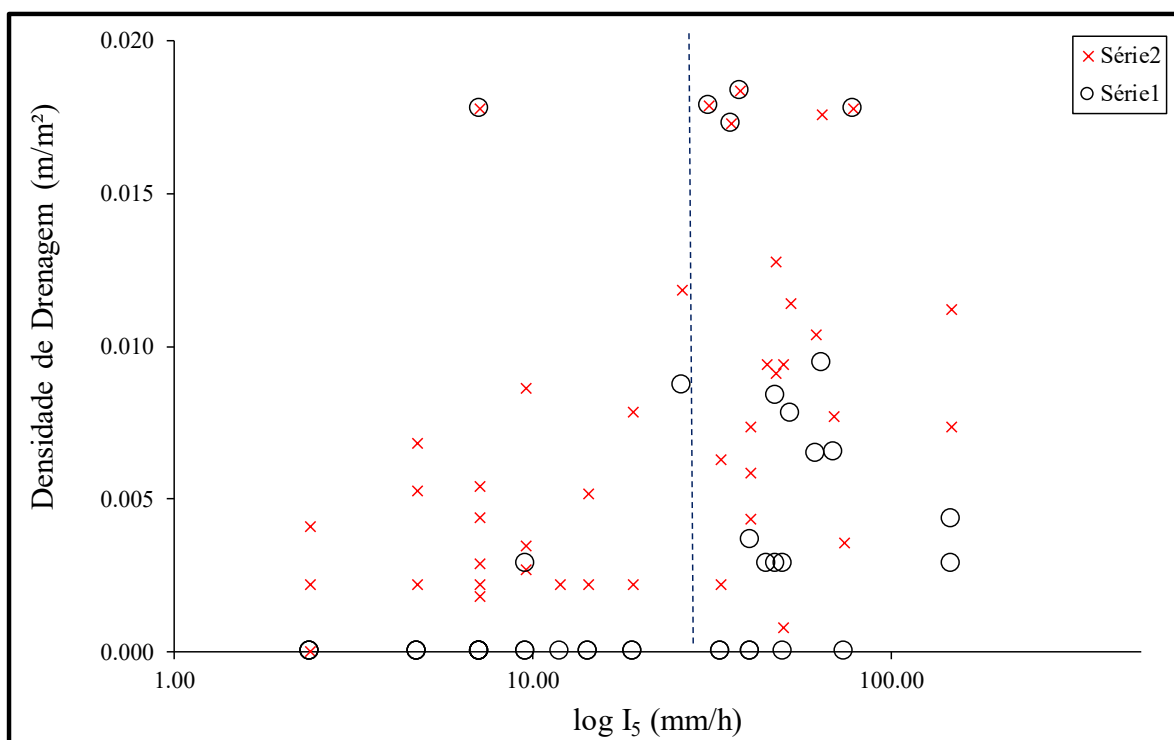


Em relação à intensidade máxima de precipitação (Figura 25), vemos que existe um limiar de I_5 (27mm/h) a partir do qual a maioria dos períodos teve DDC maior que zero. Não

há um limiar de I_5 para o início do escoamento na bacia, mas vimos que DDA tende a aumentar para períodos com intensidades de precipitação maior.

Assim como acontece com a precipitação total, a intensidade máxima de precipitação não consegue explicar sozinha o comportamento da bacia, apontando para a necessidade da combinação adequada entre as variáveis meteorológicas para representar a dinâmica da hidrografia.

Figura 25-Relação entre DDA (cruz vermelha) e DDC (círculo preto) com a intensidade máxima de precipitação para de 5 minutos, para cada período. Para cada valor de DDA existe um valor de DDC, para cada período.



4.4. DINÂMICA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

O nível de água subterrânea foi monitorado de 18/09/2018 até 06/08/2019, em um total de 36 períodos. Os resultados das medições de nível são mostrados na Figura 27.

A Figura 27 mostra o valor da profundidade do nível de água tendo o nível do terreno como zero. O poço P_{AS} está mais afastado da vertente, no mesmo local onde foi realizado o ensaio de condutividade hidráulica (Figura 7, poço 4) Neste local foi detectado água no poço para três períodos (uso dos reservatórios internos) (Figura 27 b) e uma única vez foi detectada durante as coletas (uso da trena) (Figura 27 a).

Durante as coletas após os eventos de precipitação, os poços P22 e P24 apresentaram água somente em uma observação. Como vemos na Figura 27b, esses poços apresentam água

durante os eventos de precipitação e logo secam. Quando chegamos para medir o nível há água nos reservatórios, mas o poço está seco.

Os poços P22, P_{ai}, PB1 e PB2 são os poços cujo nível de água chegou mais perto da superfície. Estes locais coincidem com o trecho da vertente que é intermitente (Figura 26) e com os locais mais rasos da encosta. O poço P_e, no exutório da bacia também apresentou níveis de água próximo da superfície. No entanto, deve ser questionada a influência que o nível da lagoa exerce sobre ele, visto que o nível do poço está no nível da superfície da lagoa. Para este estudo essa influência não foi considerada.

Nos poços P19 e P2, na região alta da bacia, sempre há água nos poços nos dias de monitoramento. Estes locais apresentam solo profundo servido como reservatório de abastecimento da região intermitente. Percebe-se na Figura 26, queo solo é profundo na região alta e efêmera e logo se torna raso e intermitente.

Figura 26 - Localização dos poços sobre a vertente principal. A linha tracejada mostra a profundidade do solo estimada pela profundidade dos poços. A região média da vertente se caracteriza por ser intermitente e o restante da hidrografia ser efêmera.

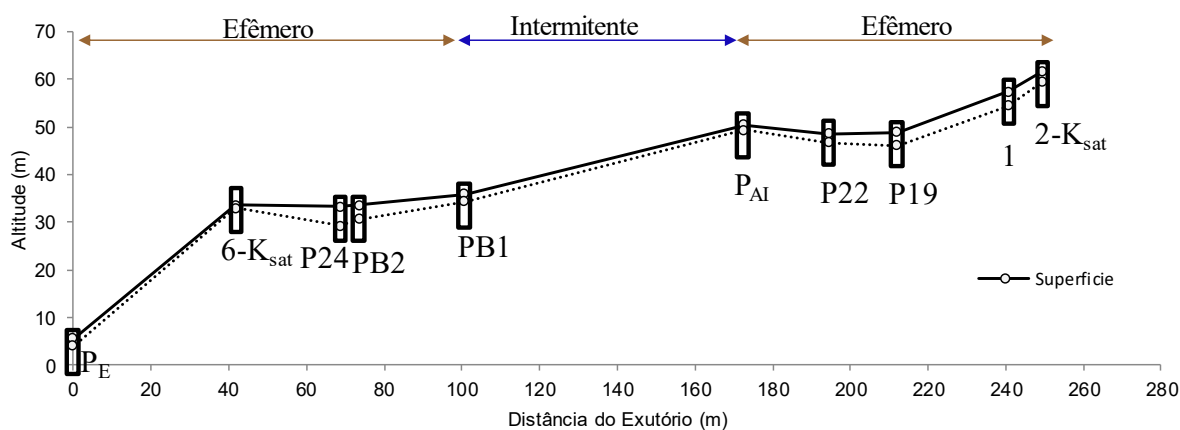
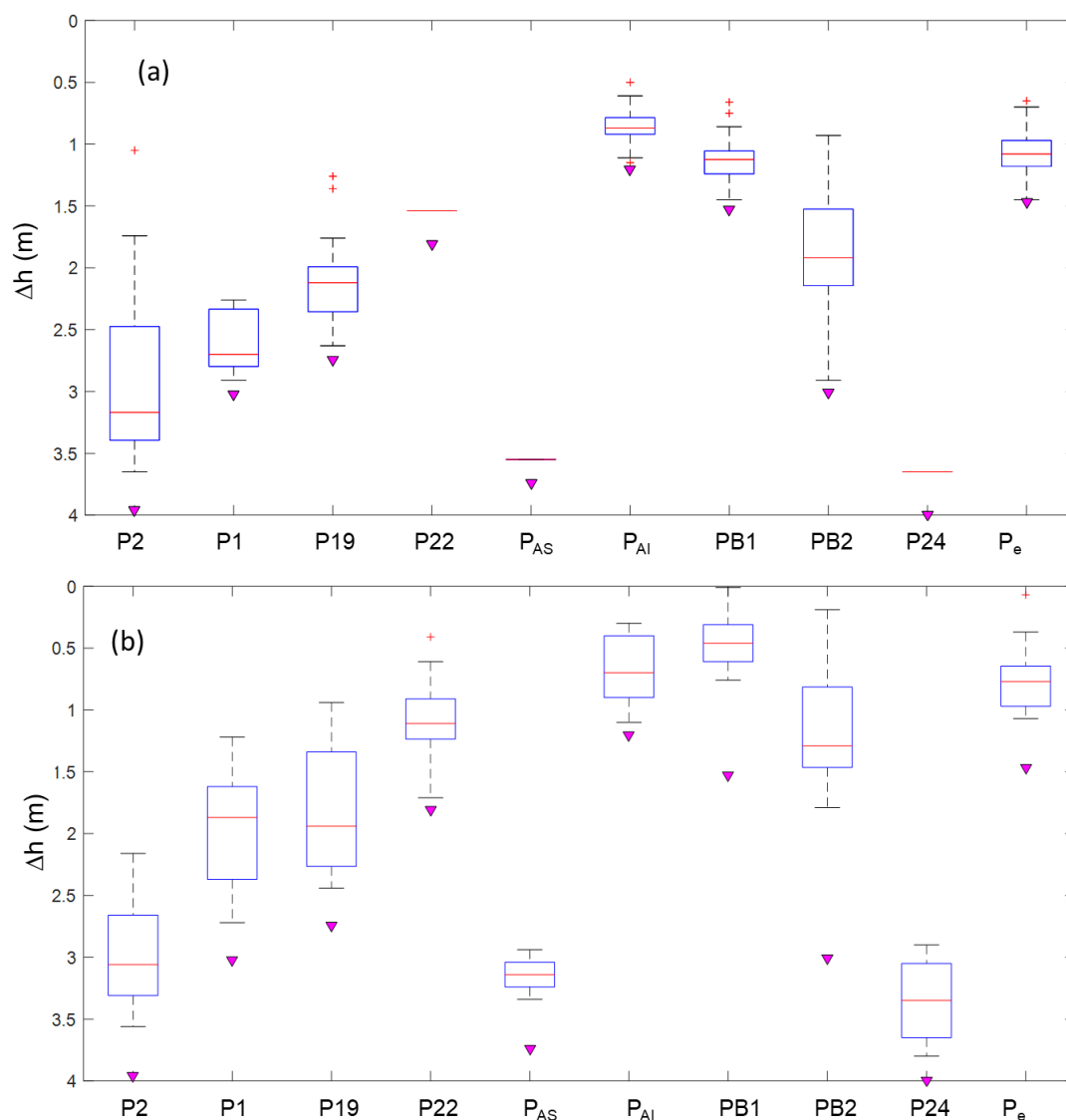


Figura 27 - Variações do nível de água subterrânea. Boxplot do nível de água no dia de monitoramento (a); boxplot do nível de água subterrânea no dia do evento que gerou o escoamento superficial (b). O triângulo rosa indica a profundidade máxima do poço. A linha vermelha é a média dos dados. A caixa azul contém 50% dos dados. As cruzes vermelhas são os níveis fora dos percentis.



4.5. CONTRIBUIÇÃO DA ENCOSTA COM ESCOAMENTO SUPERFICIAL PARA A LAGOA

4.5.1. Conectividade encosta-lagoa através do escoamento superficial: ativação do detector 8

Como descrito na metodologia, foi assumido que quando há água no detector 8, a rede de drenagem se conectou com o exutório e a água saiu da encosta como escoamento superficial. Na Figura 28 vemos os limiares de ativação do detector 8 em relação às variáveis meteorológicas e a densidade de drenagem ativa e conectada.

Para períodos com densidade de drenagem ativa maior a $0,007\text{m}^2$ e precipitação total maior a 18mm (Figura 28a), o que está de acordo com o limiar encontrado na Figura 23. O

limiar de 27mm/h se combina com o limiar de densidade de drenagem ativa, delimitando a região para a qual o detector 8 ficou ativo.

Na Figura 28c temos uma densidade de pontos menor na região sombreada que delimita o limiar para o escoamento no exutório da bacia. Ainda temos alguns períodos que ficaram fora deste limiar, mostrando que a API_2 só exerce influência sobre a ativação do DES8 em períodos muito úmidos.

As Figura 28d, e, f, mostram a densidade de drenagem conectada e as variáveis meteorológicas analisadas. Os limiares vistos antes para ΣP , I_5 e API_2 se repetem para densidade de drenagem conectada.

A densidade de drenagem e a conexão da encosta com o exutório parecem estar fortemente relacionadas. Na Figura 29 vemos claro o limiar de 0,007m/m² a partir do qual para todos os períodos ocorreu escoamento no exutório da bacia. Na Figura 29 também podemos ver os valores de densidade de drenagem conectada. Observa-se que os valores de DDC são menores que DDA. Essa informação é um indicio de que a água nos canais se fragmenta nos canais de drenagem e mesmo assim estão se conectando com o exutório da bacia por caminhos subsuperficiais.

Figura 28- Presença (círculo aberto) e ausência de escoamento (círculos fechados) no exutório em função de ΣP , I_5 , API_2 em relação à densidade de drenagem conectada (DDC) e a densidade de drenagem ativa (DDA). As linhas tracejadas e a seta preta indicam o limiar e sentido para a ocorrência do escoamento. A área sombreada delimita a região onde se agrupam os períodos para os quais o detector 8 ficou ativo.

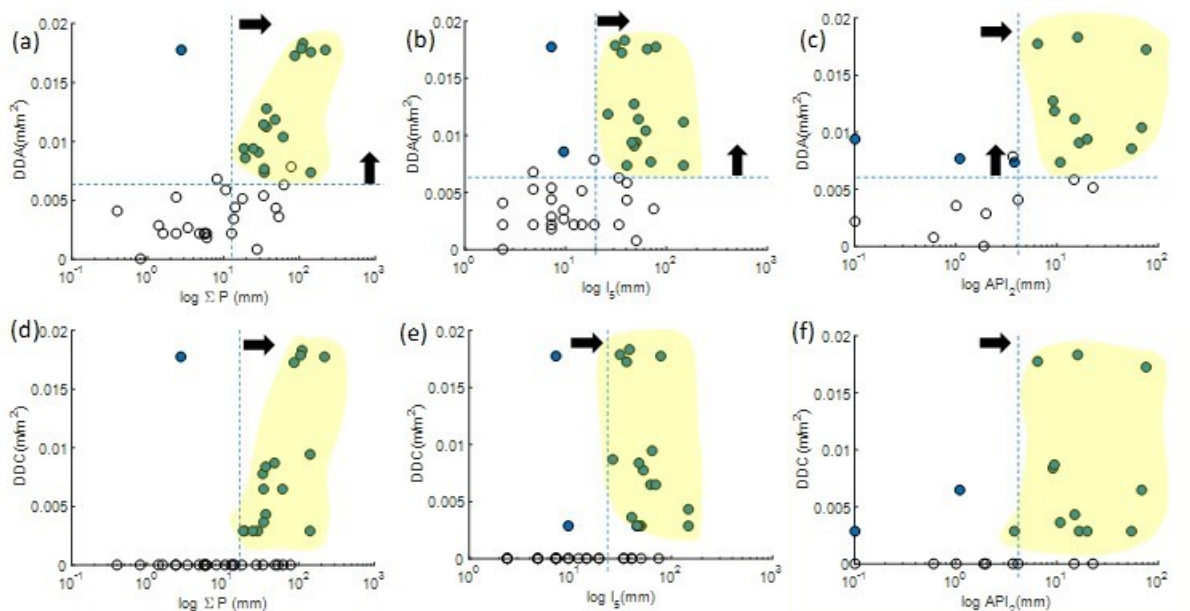
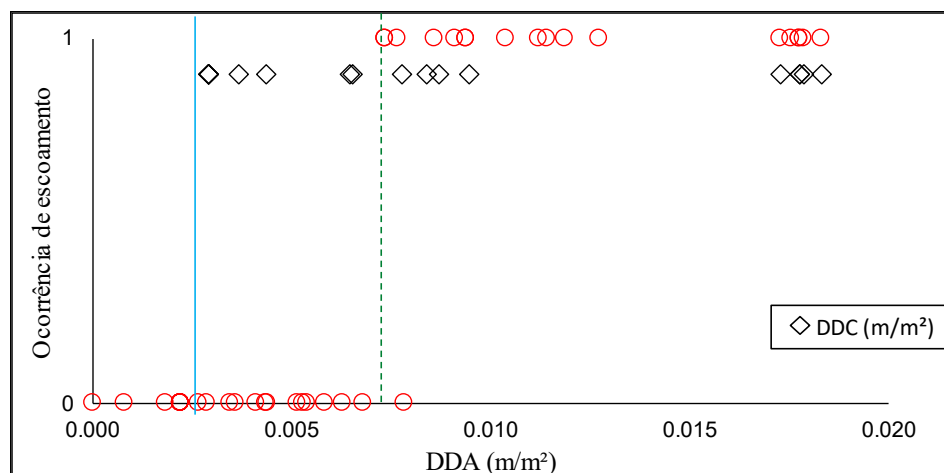


Figura 29 - Ativação do detector 8. Cada círculo representa um período de monitoramento. Quando o DES8 ficou ativo é representado pelo valor 1, quando o detector estava seco é representado por 0. A linha tracejada verde limita o limiar de densidade de drenagem ativa para a qual o DES8 é ativado. Os losangos pretos representam os valores de DDC. A linha azul marca o valor mínimo de DDC.

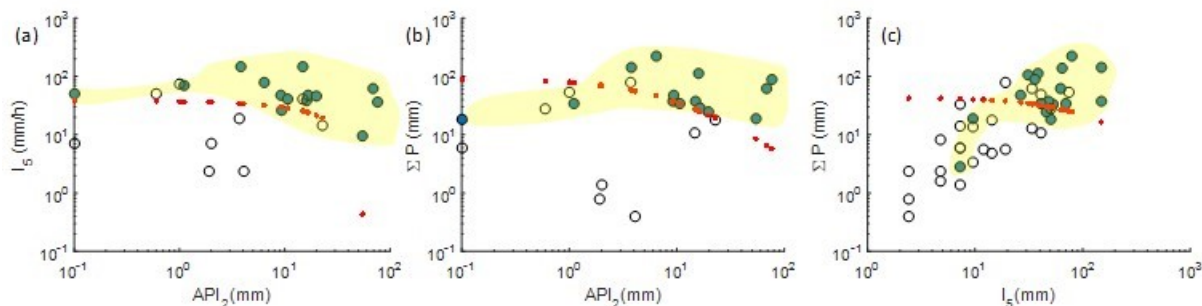


4.5.2. Modelo de regressão logística

O modelo de regressão logística foi utilizado para avaliar sensibilidade da conexão da encosta com o exutório através do escoamento superficial, às variáveis meteorológicas. As equações 16, 17 e 18 foram utilizadas para descrever a probabilidade de ocorrer essa conexão.

A série de dados foi dividida em número igual de eventos, escolhidos de forma aleatória. As três estruturas foram calibradas para esses períodos e validadas para os períodos restantes. O resultado das três estruturas apresentadas é mostrado na Figura 30, onde são apresentados todos os períodos. A linha vermelha representa o melhor ajuste dos modelos, separando os períodos com probabilidade de ocorrência ($\text{Prob}(\text{DES}) > 0,5$) daqueles períodos com probabilidade de não haver conexão ($\text{Prob}(\text{DES}) < 0,5$).

Figura 30 - Resultado do modelo de regressão logística. A estrutura 1 (a) relaciona as variáveis I_5 e API_2 ; A segunda estrutura do modelo (b) relaciona as variáveis ΣP e API_2 e a terceira estrutura (c) relaciona ΣP e I_5 . Cada círculo representa um período. Os círculos azuis são os períodos para os quais o DES8 esteve ativo. A linha vermelha tracejada é a curva de melhor ajuste do modelo de regressão logística, que separa os eventos com e sem conexão com o exutório.



O modelo de regressão logística conseguiu separar com eficiência os períodos com o detector 8 ativo daqueles em que não ocorreu escoamento no exutório. O resultado dos

parâmetros de ajuste das estruturas adotadas é mostrado na Tabela 8. A segunda estrutura, que considera ΣP e API_2 como parâmetros de entrada foi o que apresentou menor ajuste aos dados, com um pseudo- R^2 de 0,68, o que já era esperado devido à API_2 ser a variável com limiar para DDC menos definidos. A primeira estrutura proposta, I_5-API_2 , apresentou o melhor ajuste, com um pseudo- R^2 de 0,78, representando um acerto de 78% dos períodos. Como API_2 foi a variável menos representativa para o início da conexão, a melhora na representatividade do modelo foi atribuída à intensidade máxima de 5 minutos.

A terceira estrutura, $\Sigma P -I_5$, obteve um pseudo- R^2 de 0,73, tendo uma eficiência intermediária quando comparada às outras estruturas. Esta estrutura utiliza como entrada as duas variáveis meteorológicas que apresentaram um limiar para o início do escoamento no detector 8. Na Tabela 8, terceira linha, vemos que todos os coeficientes (b_1, b_2, b_3) são negativos, aumentando o valor de $Prob(DES)$, assim, podemos dizer que, o coeficiente b_1 que multiplica ΣP na equação 1, é maior em valor absoluto que o coeficiente b_2 que multiplica I_5 . Como consequência, variações em ΣP aumentam ou diminuem muito mais rápido o valor de $Prob(DES)$ do que I_5 . Logo, ocorrência de conexão da encosta com a saída da bacia através do escoamento superficial é mais sensível aos valores de precipitação total, quando comparada à influência da intensidade máxima de precipitação ou do índice antecedente de umidade.

Tabela 8 - Resultado dos parâmetros de ajustes das três estruturas do modelo de regressão logística adotados e o resultado do ajuste na validação.

Modelo	b_0	b_1	b_2	b_3	pseudo- R^2
I_5-API_2	2.946	-0.032	-0.009	-0.005	0,78
$\Sigma P -API_2$	7.044	-0.187	-0.127	-0.001	0,68
$\Sigma P -I_5$	3.563	-0.082	-0.005	-0.001	0,73

4.6. INFERÊNCIAS SOBRE O PROCESSO DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO

Os ensaios de infiltração mostraram alta taxa de infiltração inicial na bacia, muito acima dos valores de intensidade máxima de precipitação registrados. No entanto, no ensaio 5 de infiltração, onde não havia vegetação rasteira, apenas por uma fina camada de serapilheira, a taxa de infiltração começou alta (360 mm/h) e rapidamente estabilizou em um valor mais baixo (120 mm/h). Este valor foi alcançado após 12 minutos de ensaio, quando já tinham infiltrado 13 mm de água. A intensidade máxima de precipitação de 5 minutos, I_5 , alcançou o valor máximo de 148,8 mm/h no dia 01/10/2018. Essa I_5 representa um volume de 12,4 mm em cinco minutos de chuva, que ocorreu após 0,8 mm desde o início o evento, superando a taxa mínima de infiltração do ensaio 5. Estes valores levam a acreditar que, em determinados locais da bacia,

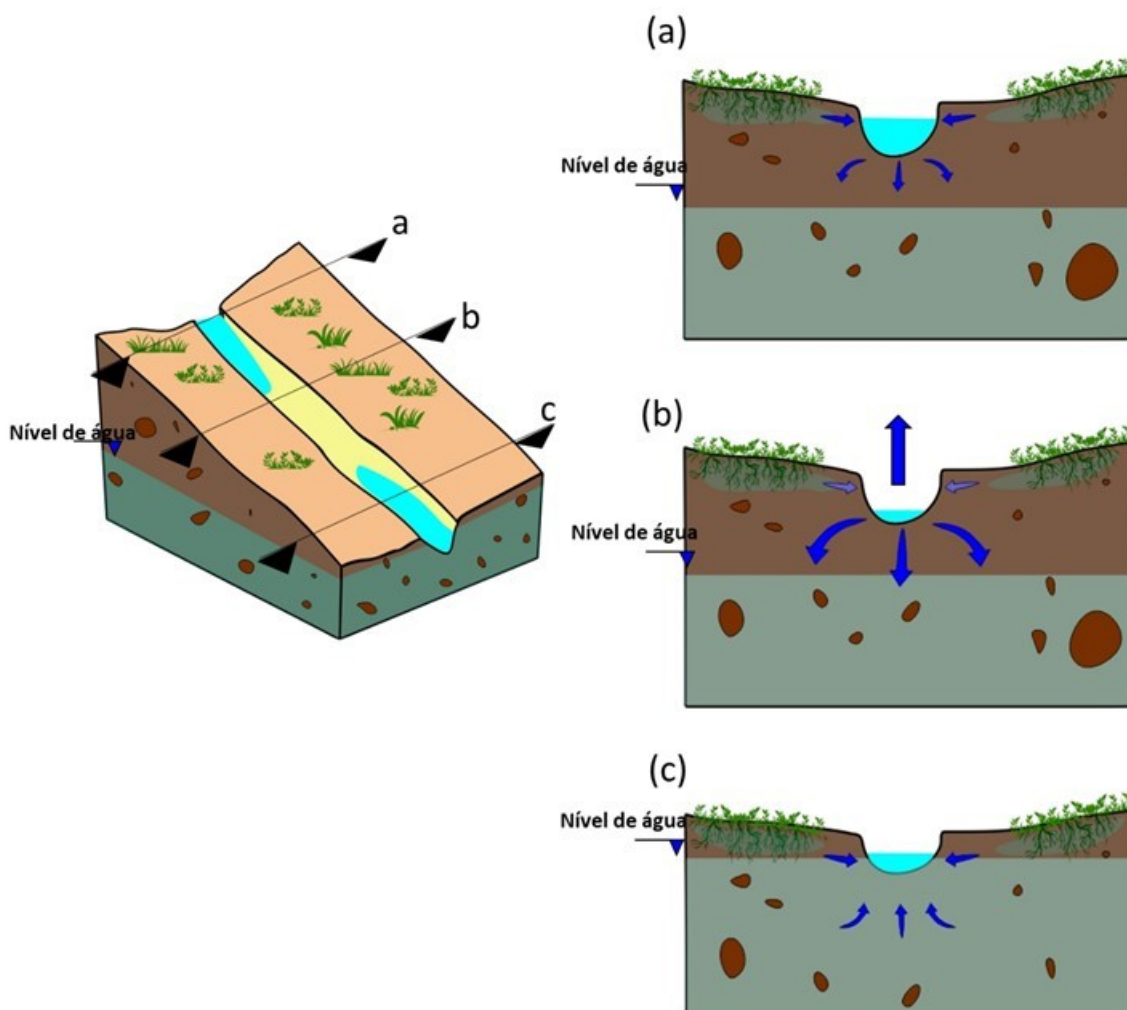
onde não há vegetação rasteira e o solo fica exposto há ocorrência de escoamento por exceder a capacidade de infiltração para eventos de intensidade extrema. No entanto, estes locais são raros na bacia, sendo dominantes as altas taxas de infiltração, como nos outros 5 ensaios. Logo, se ocorrer escoamento por excesso de infiltração este pode não ser significativo no volume total que chega até as vertentes

O poço 4, onde foi realizado o ensaio de condutividade hidráulica, fica próximo aos locais onde se realizaram os ensaios e infiltração 4 e 5 (ver Figura 6 e Figura 12). No poço 4, K_{sat} teve o valor de 28,0mm/h nos primeiros 70cm e 16,7 mm/h nos próximos 128cm (Tabela 4). Na primeira camada do solo, o ensaio de granulometria (Figura 8) mostrou que dominam as frações de argila e silte (66% e 29% respectivamente) sendo esperada uma condutividade hidráulica saturada abaixo de 3,6mm/h (Tabela 2), muito abaixo do valor real. Sendo K_{sat} um valor médio do ensaio, e sendo as taxas de infiltração até 25 vezes o valor da primeira camada de K_{sat} , estes dados levam a acreditar que na primeira camada do solo a vegetação aumenta a taxa de infiltração (“camada de raízes”), a qual vai diminuindo à medida que a água alcança camadas mais profundas onde há menos raízes. Na segunda camada de solo do poço 4 não temos mais a presença de raízes (neste local não há grandes árvores com raízes profundas) e o valor de K_{sat} diminui para 16,66 mm/h. Este valor é razoável para um solo sedimentar onde dominam as frações de areia com presença de silte, como mostrado pelo ensaio de granulometria.

O ensaio de K_{sat} no poço 3 localiza-se próximo ao poço de monitoramento P2. Este poço mostrou uma condutividade hidráulica saturada de 10,14 mm/h para toda a camada de solo. Onde K_{sat} não diminui de forma abrupta e sim gradualmente, há a presença constante de água no poço 2, sugerindo que a água se move mais lentamente dentro do solo, permitindo formar um lençol freático mais profundo e duradouro. O detector 18, localizado a montante do P2, é o detector com maior frequência de ativação, no entanto, o nível do poço sempre está pelo menos 1 metro abaixo da calha da vertente, indicando que a água que chega nos canais não é água do lençol profundo. O mesmo acontece com o detector 1, também na parte alta da bacia. O poço P1 teve água nos reservatórios em 8 períodos, de um total de 36. Enquanto o detector 1 este ativo em 20 desses mesmos 36 períodos. Assim, a formação de um lençol suspenso temporário próximo à camada de raízes poderia explicar dinâmica da rede de drenagem efêmera (Figura 31a). Nos períodos em que o nível do lençol subiu no poço, esteve abaixo da calha do canal, indicando que a água do canal está contribuindo com a o lençol freático profundo e não o contrário.

Onde o solo é profundo e a capacidade de transmissão de água do solo diminui com a profundidade, a água que flui pelos canais passa a contribuir com a água subterrânea (Figura 31b). Nestes locais a rede de drenagem se fragmenta. Onde o solo é raso, na região central da bacia, o lençol profundo encontra o nível das calhas, passando a contribuir com o fluxo, independente dos eventos de precipitação (Figura 31c).

Figura 31- Inferências sobre os processos de geração de escoamento superficial. Geração de escoamento por saturação e formação de lençol suspenso (a). Descontinuidade do escoamento devido às perdas sofridas no percurso (b). Manutenção do escoamento superficial na vertente por afloramento do lençol freático (c).



Fonte: Autor.

A densidade de drenagem varia com a precipitação total, já que as camadas do solo devem ser preenchidas para que o escoamento aflore nas vertentes. A dinâmica da densidade de drenagem mostrou que existem um limiar de precipitação total para que a rede fique conectada com o exutório. Ou seja, o volume precipitado deve ser superior e por tempo suficiente para superar as perdas que ocorrem, por exemplo, por infiltração na própria calha do rio e/ou por evaporação.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho avaliou-se como a rede hidrográfica se expande, se contrai e fragmenta-se ao longo dos canais de drenagem de uma bacia de cabeceira com hidrografia efêmera-intermitente, na bacia hidrográfica da Lagoa do Peri. A utilização de detectores de escoamento superficial e poços com hastes e reservatórios, se mostraram ferramentas eficientes e de baixo custo para o monitoramento de ocorrência de escoamento e variações de nível de água subterrânea, a pesar das incertezas dos dados.

O monitoramento das vertentes mostrou que a densidade de drenagem ativa pode aumentar em até 22 vezes para diferentes características meteorológicas. A hidrografia ativa pode se fragmentar ao longo da drenagem, formando locais de descontinuidade do escoamento superficial. A soma da drenagem ativa pode ser maior que a rede de drenagem conectada, sendo que o escoamento somente se conectou com o exutório como escoamento superficial em 15% dos períodos.

A densidade de drenagem ativa e a densidade de drenagem conectada têm correlação com a precipitação total e a intensidade máxima de 5 minutos dos períodos monitorados. A avaliação da dinâmica da densidade de drenagem mostrou que existe um limiar de precipitação total para que a rede fique conectada com o exutório. Ou seja, o volume precipitado deve superar o limiar por tempo suficiente para superar as perdas que ocorrem ao longo do trajeto.

As características fisiográficas de condutividade hidráulica, capacidade de infiltração e profundidade do solo controlam os mecanismos de geração de escoamento nas vertentes. A rápida diminuição da condutividade hidráulica do solo e as altas taxas de infiltração da interface solo-atmosfera, indicam a ocorrência de escoamento por saturação próximo à superfície. Nos locais onde o solo é profundo (região alta e baixa da bacia) os rios se fragmentam e secam porque o lençol freático não alcança o nível das vertentes. A vazão nos canais se mantém até que as perdas, por exemplo por infiltração ou evaporação, superem a descarga a montante, tornando os rios efêmeros. Onde o solo é raso (i.e. na região central da bacia), o lençol profundo encontra o nível das calhas, passando a contribuir com o fluxo por escoamento de retorno. Nestes canais o escoamento é intermitente, sendo a ocorrência de escoamento independente dos eventos de precipitação.

Apesar da relação entre os mecanismos de geração de escoamento e as propriedades do solo, a frequência de ativação dos canais não tem uma relação direta com sua distribuição espacial destes. Detectores próximos tiveram comportamentos muito diferentes e alguns detectores nunca ficaram ativos. Os resultados indicam que o escoamento nos canais efêmeros se

deve a processos que ocorrem próximos à superfície, assim, recomenda-se realizar a caracterização topográfica e avaliara sua influência na ocorrência de fluxo nos canais.

A descontinuidade do escoamento parece depender do balanço entre as perdas que ocorrem ao longo do canal e a disponibilidade de água a montante. Logo, a quantificação das perdas ocorridas pela infiltração no canal e as perdas por evaporação poderiam ajudar a prever os locais suscetíveis à desconexão do fluxo superficial neste tipo de bacia.

A influência da vegetação não foi quantificada, no entanto as altas taxas de infiltração são o primeiro indício de que a estrutura da floresta tem um papel de destaque na geração de escoamento, pincipalmente em processos que ocorrem próximos à superfície. Por outro lado, o limiar para a conectividade hidrológica da encosta está intimamente relacionado à precipitação total; logo, menosprezar as perdas por interceptação, em uma floresta tão densa e heterogênea, pode subestimar os resultados e levar a uma compressão equivocada da magnitude dos processos envolvidos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALI, G. et al. The T-TEL Method for Assessing Water, Sediment, and Chemical Connectivity. *Water Resources Research*, v. 54, n. 2, p. 634–662, 2018.
- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: From historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, v. 291, n. 1–2, p. 1–27, 2004.
- ARNOLD, J. G.; ALLEN, P. M.; BERNHARDT, G. A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology*, v. 142, n. 1–4, p. 47–69, fev. 1993a.
- BACHMAIR, S.; WEILER, M. Interactions and connectivity between runoff generation processes of different spatial scales. *Hydrological Processes*, 2014.
- BARTHOLD, F. K.; WOODS, R. A. Stormflow generation: A meta-analysis of field evidence from small, forested catchments. *Water Resources Research*, v. 51, n. 5, p. 3730–3753, maio 2015.
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979.
- BJORKLAND, R.; PRINGLE, C. M. Educating Our Communities and Ourselves about Conservation of Aquatic Resources through Environmental Outreach. *BioScience*, v. 51, n. 4, p. 279, 2001.
- BLUME, T.; VAN MEERVELD, H. J. From hillslope to stream: methods to investigate subsurface connectivity. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, v. 1, n. June, p. 177–198, 2015a.
- BLYTH, K.; RODDA, J. C. A stream length study. *Water Resources Research*, v. 9, n. 5, p. 1454–1461, out. 1973.
- BOND, N.; COTTINGHAM, P. Ecology and hydrology of temporary streams: implications for sustainable water management. [s.l: s.n.]. v. 47
- BOSCH, J. M.; HEWLETT, J. D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, v. 55, n. 1–4, p. 3–23, 1982.
- BRACKEN, L. J. et al. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, Pathways and future agendas. *Earth-Science Reviews*, v. 119, p. 17–34, 2013.
- BRASIL (a). Lei nº 12651, de 25 de maio de 2012. Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa; altera as Leis nºs 6.938, de 31 de agosto de 1981, 9.393, de 19 de dezembro de 1996, e 11.428, de 22 de dezembro de 2006; revoga as Leis nºs 4.771, de 15 de setembro de 1965, e 7.754, de 14 de abril de 1989, e a Medida Provisória nº 2.166-67, de 24 de agosto de 2001; e dá outras providências.. Brasília, Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2011-2014/2012/Lei/L12651.htm>. Acesso em: 01 out. 2019.
- BRASIL (b). Resolução nº 141, de 10 de julho de 2012. Estabelece critérios e diretrizes para implementação dos instrumentos de outorga de direito de uso de recursos hídricos e de enquadramento dos corpos de água em classes, segundo os usos preponderantes da água, em rios intermitentes e efêmeros, e dá outras providências. Ministério do Meio Ambiente: CONSELHO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS. Brasília, 24 ago. 2012. Disponível em: <http://piranhasacu.ana.gov.br/resolucoes/resolucaoCNRH_%20141_2012.pdf>. Acesso em: 01 out. 2019.

- CANTWELL, M. D.; FORMAN, R. T. T. Landscape graphs: Ecological modeling with graph theory to detect configurations common to diverse landscapes. *Landscape Ecology*, v. 8, n. 4, p. 239–255, dez. 1993.
- CAPUTO, H. P. Mecânica dos solos e suas aplicações - fundamentos. p. 244, 1988.
- CARDOSO, F. DA S. et al. Análise do uso e ocupação da terra na bacia da lagoa do Peri Florianópolis (SC). *Caminhos de geografia*, v. 9, n. 27, p. 201–213, 2008.
- CAUDURO, F.A.; DORFMAN, R. Manual de ensaios de laboratório e de campo para irrigação e drenagem. Porto Alegre: PRONI/ IPH-UFRGS, 1986. 216p.
- CHAFFE, P. L. B.; KOBAYAMA, M. Estudo hidrológico comparativo na região serrana sul brasileira. Florianópolis: UFSC/CTC/ENS/LabHidro: 2006
- CHAPPELL, N. A.; SHERLOCK, M. D. Contrasting flow pathways within tropical forest slopes of Ultisol soils. v. 753, p. 735–753, 2005.
- CLOSS, G. P.; LAKE, P. S. Spatial and Temporal Variation in the Structure of an Intermittent-Stream Food Web. *Ecological Monographs*, v. 64, n. 1, p. 1–21, fev. 1994.
- DATRY, T.; LARNED, S. T.; TOCKNER, K. Intermittent rivers: A challenge for freshwater ecology. *BioScience*, v. 64, n. 3, p. 229–235, 2014.
- DAY, D. G. Lithologic controls of drainage density. *CATENA*, v. 7, n. 1, p. 339–351, jan. 1980a.
- DETTY, J. M.; MCGUIRE, K. J. Topographic controls on shallow groundwater dynamics: Implications of hydrologic connectivity between hillslopes and riparian zones in a till mantled catchment. *Hydrological Processes*, v. 24, n. 16, p. 2222–2236, 2010.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New Englands Watershed. *Water Resources Research*, v. 6, n. 5, p. 1296–1311, 1970.
- EDWARDS, ANTHONY C; WETZEL, R. G. Nutrient Cycling ANDERSON, Malcolm G; MCDONNELL, Jeffrey J., , 2005. (Nota técnica).
- ELSENBEER, H.; CASSEL, K.; CASTRO, J. Spatial analysis of soil hydraulic conductivity in a tropical rain forest catchment. *Water Resources Research*, v. 28, n. 12, p. 3201–3214, 1992.
- FIGUEIREDO, J. V. DE et al. Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed , Northeastern Brazil. v. 2400, n. March, p. 2390–2400, 2016.
- FREEMAN, M. C.; PRINGLE, C. M.; JACKSON, C. R. Hydrologic connectivity and the contribution of stream headwaters to ecological integrity at regional scales. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 43, n. 1, p. 5–14, 2007.
- FRITZ, K. M.; DODDS, W. K. Harshness: characterisation of intermittent stream habitat over space and time. *Marine and Freshwater Research*, v. 56, n. 1, p. 13, 2005.
- GODSEY, S. E.; KIRCHNER, J. W. Dynamic, discontinuous stream networks: Hydrologically driven variations in active drainage density, flowing channels and stream order. *Hydrological Processes*, v. 28, n. 23, p. 5791–5803, 2014.
- GODSEY, S.; ELSENBEER, H.; STALLARD, R. Overland flow generation in two lithologically distinct rainforest catchments. *Journal of Hydrology*, v. 295, n. 1–4, p. 276–290, 2004a.
- GONÇALVES, A. D. M. DE A.; LIBARDI, P. L. Análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, v. 37, n. 5, p. 1174–1184, 2013.

- GOTADO, R. et al. Distribuição espacial e temporal das chuvas no estado de Santa Catarina. *Geosul*, v. 33, n. 67, p. 253–276, maio 2018.
- GOULSBRA, C.; EVANS, M.; LINDSAY, J. Temporary streams in a peatland catchment: Pattern, timing, and controls on stream network expansion and contraction. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 39, n. 6, p. 790–803, 2014.
- GRANT, G. E.; DIETRICH, W. E. The frontier beneath our feet. *Water Resources Research*. p. 1–5, 2017.
- HENNEMANN, M. C.; PETRUCIO, M. M. Seasonal phytoplankton response to increased temperature and phosphorus inputs in a freshwater coastal lagoon, Southern Brazil: a microcosm bioassay. *Acta Limnologica Brasiliensia*, v. 22, n. 3, p. 295–305, 2010.
- HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Athens, Ga: University of Georgia Press, 1965.
- HORTON, R. E. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 14, n. 1, p. 446, 1933.
- JAEGER, K. L.; OLDEN, J. D.; PELLAND, N. A. Climate change poised to threaten hydrologic connectivity and endemic fishes in dryland streams. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 111, n. 38, p. 13894–13899, 23 set. 2014.
- KAPLAN, N. H. et al. Monitoring ephemeral, intermittent and perennial streamflow: A data set from 182 sites in the Attert catchment, Luxembourg. *Earth System Science Data Discussions*, p. 1–23, 4 abr. 2019.
- KIRKBY, M. J. *Hydrograph Modelling Strategies*. [s.l.] Department of Geography, University of Leeds, 1975.
- KOBIYAMA, M. et al. Estudo hidrológico comparativo entre três pequenas bacias experimentais no município de Rio Negrinho – SC: resultados preliminares. Santa Maria: UFSM: 2004
- KOHLER, M. A.; LINSLEY, R. K. Predicting the runoff from storm rainfall. *US. Weather Bureau. Research paper*, n. 34, p. 10, 1951.
- LARSEN, L. G. et al. Directional connectivity in hydrology and ecology. *Ecological Applications*, v. 22, n. 8, p. 2204–2220, dez. 2012.
- LEOPOLD, L.; MILLER, J. *Ephemeral Streams: Hydraulic Factors and Their Relation to the Drainage Net*. U.S. Government Printing Office, 1956. Disponível em: <<https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp282A>>
- LEXARTZA-ARTZA, I.; WAINWRIGHT, J. Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena*, v. 79, n. 2, p. 146–152, 2009.
- MCDONNELL, J. J. Are all runoff processes the same? v. 4111, n. August, p. 4103–4111, 2013.
- MCGRATH, G. S.; HINZ, C.; SIVAPALAN, M. Temporal dynamics of hydrological threshold events. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 11, n. 2, p. 923–938, 26 fev. 2007.
- MEDEIROS, J. DE D. Floresta com araucárias : um símbolo da Mata Atlântica a ser salvo da extinção / João de Deus Medeiros ... [et al.]. Rio do Sul: APREMAVI, [s.n.].
- MEERVELD, H. J. T.; MCDONNELL, J. J. Threshold relations in subsurface stormflow : 2 . The fill and spill hypothesis. v. 42, n. November 2004, p. 1–11, 2006.

- MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Source areas, drainage density, and channel initiation. *Water Resources Research*, v. 25, n. 8, p. 1907–1918, ago. 1989.
- MYERS, N. et al. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, v. 403, n. 6772, p. 853–858, 2000.
- OSWALD, C. J.; RICHARDSON, M. C.; BRANFIREUN, B. A. Water storage dynamics and runoff response of a boreal Shield headwater catchment. *Hydrological Processes*, p. n/a-n/a, 2011.
- PEREZ, Alondra Beatriz Alvarez. Análise de limiares e processos de geração de escoamento superficial em uma encosta da Lagoa do Peri-SC. 2017. 88 f. TCC (Graduação) - Curso de Engenharia Sanitária e Ambiental, Centro Tecnológico, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2017.
- RAMOS-SCHARRÓN, C. E.; LAFEVOR, M. C. Effects of Forest Roads on Runoff Initiation in Low-Order Ephemeral Streams. *Water Resources Research*, v. 54, n. 11, p. 8613–8631, 5 nov. 2018.
- REYNOLDS, L. V.; SHAFROTH, P. B.; LEROY POFF, N. Modeled intermittency risk for small streams in the Upper Colorado River Basin under climate change. *Journal of Hydrology*, v. 523, p. 768–780, abr. 2015.
- ROBERTS, M.; KLINGEMAN, P. The relationship of drainage net fluctuation and discharge. Canada: Paper presented at 22 International Geographical Congress, 1972
- SAFFARPOUR, S. et al. Multiple runoff processes and multiple thresholds control agricultural runoff generation. p. 4525–4545, 2016a.
- SANTOS, G. F. et al. Análise ambiental da lagoa do Peri. [s.l.: s.n.].
- SANTOS, I. DOS. Hidrogeomorfológicos : Mecanismos De Geração De Hidrogeomorfológicos : Mecanismos De Geração De. Filosofia, 2009.
- SBROGLIA, R. M.; BELTRAME, V. O zoneamento, conflitos e recategorização do parque municipal da Lagoa do Peri, Florianópolis / SC. Zoning , conflicts and reclassification of Lagoa do Peri County Park , Florianópolis / SC. p. 5–18, 2012.
- SCAIFE, C. I.; BAND, L. E. Nonstationarity in threshold response of stormflow in southern Appalachian headwater catchments. *Water Resources Research*, v. 53, n. 8, p. 6579–6596, ago. 2017.
- SILVA, A. Á. D. S. DA et al. Parque Municipal Da Lagoa Do Peri: Subsídios Para O Uso Sustentável Dos Recursos Naturais. [s.l.: s.n.].
- SMITH, R. E.; GOODRICH, D. C. Rainfall Excess Overland Flow. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2005.
- SOPHOCLEOUS, M. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, v. 10, n. 1, p. 52–67, 11 fev. 2002.
- SOUZA, K. I. S. DE et al. Proteção ambiental de nascentes e afloramentos de água subterrânea no Brasil: histórico e lacunas técnicas atuais. *Águas Subterrâneas*, v. 33, n. 1, p. 76–86, mar. 2019.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*. *Geological Society of America Bulletin*, v. 63, n. (11):1117-1142, p. 25, 1952.

- TROMP-VAN MEERVELD, H. J.; MCDONNELL, J. J. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, v. 42, n. 2, p. 1–11, 2006.
- TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J.; BRAZIER, R. E. A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: ecohydrological interactions across multiple-space and time scales. *Ecohydrology*, v. 1, n. 1, p. 23–34, 21 fev. 2008.
- UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (USDA). *Soil Survey Manual* By Soil Science Division Staff. [s.l: s.n.].
- VAN MEERVELD, H. J.; SEIBERT, J.; PETERS, N. E. Hillslope-riparian-stream connectivity and flow directions at the Panola Mountain Research Watershed. *Hydrological Processes*, v. 29, n. 16, p. 3556–3574, 2015.
- VERTESSY, R.; ELSENBEER, H. Storm runoff generation at La Cuenca. In: *Spatial Patterns in ...* [s.l: s.n.]. v. 1p. 247–271.
- WEILER, M.; MCDONNELL, J. Virtual experiments : a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. v. 285, p. 3–18, 2004a.
- WEILER, M.; MCDONNELL, J. Virtual experiments: A new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. *Journal of Hydrology*, v. 285, n. 1–4, p. 3–18, 2004b.
- WHARTON, G. Progress in the use of drainage network indices for rainfall-runoff modelling and runoff prediction. *Progress in Physical Geography*, v. 18, n. 4, p. 539–557, 18 dez. 1994.
- WOHL, E. The significance of small streams. *Frontiers of Earth Science*, v. 11, n. 3, p. 447–456, 6 set. 2017.
- ZIMMER, M. A.; MCGLYNN, B. L. Ephemeral and intermittent runoff generation processes in a low relief, highly weathered catchment. *Water Resources Research*, v. 53, n. 8, p. 7055–7077, 2017.
- ZIMMER, M. A.; MCGLYNN, B. L. Lateral, Vertical, and Longitudinal Source Area Connectivity Drive Runoff and Carbon Export Across Watershed Scales. *Water Resources Research*, v. 54, n. 3, p. 1576–1598, 2018.
- ZIMMERMANN, A.; ELSENBEER, H.; ZIMMERMANN, B. Uncovering patterns of near-surface saturated hydraulic conductivity in an overland flow- controlled landscape. *Geoderma*, v. 195–196, n. March, p. 1–11, 2013.
- ZIMMERMANN, B. et al. Connectivity of overland flow by drainage network expansion in a rain forest catchment. *Water Resources Research*, v. 50, n. 2, p. 1457–1473, fev. 2014.

APÊNDICE A: CARACTERIZAÇÃO METEOROLÓGICA DOS PERÍODOS DE MONITORAMENTO.

Tabela A9 - Separação da série pluviométrica em períodos

Data da coleta	Duração do Período (dias)	Dias com chuva	Dias sem chuva
28/06/2018	3	2	1
05/07/2018	7	4	3
17/07/2018	12	3	9
27/07/2018	10	4	6
08/08/2018	12	5	7
16/08/2018	8	2	6
23/08/2018	7	3	4
28/08/2018	5	3	2
04/09/2018	7	4	3
18/09/2018	14	9	5
04/10/2018	16	6	10
09/10/2018	5	2	3
11/10/2018	2	2	0
18/10/2018	7	5	2
29/10/2018	11	9	2
06/11/2018	8	5	3
13/11/2018	7	3	4
23/11/2018	10	2	8
30/11/2018	7	4	3
04/12/2018	4	3	1
17/12/2018	13	4	9
20/12/2018	3	2	1
16/01/2019	27	16	11
22/01/2019	6	2	4
29/01/2019	7	2	5
06/02/2019	8	4	4
19/02/2019	13	6	7
01/03/2019	10	8	2
08/03/2019	7	3	4
11/03/2019	3	3	0
20/03/2019	9	9	0
03/04/2019	14	8	6
17/04/2019	14	6	8
25/04/2019	8	3	5
28/04/2019	3	2	1
13/05/2019	15	7	8
21/05/2019	8	8	0
27/05/2019	6	5	1
29/05/2019	2	1	1

05/06/2019	7	5	2
04/07/2019	29	7	22
17/07/2019	13	3	10
23/07/2019	6	2	4
31/07/2019	8	1	7
06/08/2019	6	1	5

Tabela A10 Caracterização dos períodos. H é a precipitação acumulada antecedente a cada período e o índice é o número de dias considerados na soma.

Data da coleta	Precipitação total (mm)	H1 (mm)	H2 (mm)	H3 (mm)	H4 (mm)	H5 (mm)	H6 (mm)	H7 (mm)	H8 (mm)	H9 (mm)	H10 (mm)
28/06/2018	6,00	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	63,80	64,00	64,00	64,00	7,20
05/07/2018	39,80	4,20	4,20	4,20	4,20	4,60	5,20	5,40	5,40	5,40	4,80
17/07/2018	18,40	2,20	6,80	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,40	12,00	21,60
27/07/2018	111,40	34,00	34,00	34,00	39,80	39,80	40,00	40,00	42,20	46,80	57,60
08/08/2018	19,20	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,40	16,40	16,40	16,40	38,40
16/08/2018	5,60	109,00	111,40	111,40	111,40	111,40	111,40	111,40	111,40	113,20	9,60
23/08/2018	33,40	0,00	0,00	0,00	4,80	17,80	17,80	17,80	17,80	18,60	12,00
28/08/2018	17,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,20
04/09/2018	105,60	31,20	33,40	33,40	33,40	33,40	33,40	33,40	33,40	33,40	14,40
18/09/2018	87,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	17,40	17,60	32,00	48,80	31,20
04/10/2018	37,00	83,00	96,40	103,40	103,40	103,40	103,40	103,40	103,40	103,60	36,00
09/10/2018	2,40	17,60	26,00	41,80	42,40	58,40	83,00	86,40	86,40	86,40	148,80
11/10/2018	1,40	0,00	0,00	10,40	15,40	33,60	33,60	34,40	37,00	37,00	2,40
18/10/2018	8,20	2,40	2,40	2,40	2,40	12,80	17,80	36,00	36,00	36,80	7,20
29/10/2018	78,20	0,00	0,20	1,40	3,00	3,80	3,80	3,80	3,80	14,20	4,80
06/11/2018	48,60	4,40	4,60	4,80	8,00	8,00	8,00	8,20	9,40	11,00	19,20
13/11/2018	2,40	0,00	0,40	1,00	51,00	74,00	74,20	76,40	76,40	76,40	40,80
23/11/2018	3,40	0,00	0,00	1,00	5,00	19,60	19,60	20,00	48,60	48,60	4,80

30/11/2018	18,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	2,20	2,40	2,40	9,60
04/12/2018	28,60	0,20	0,20	0,20	0,20	3,40	3,40	3,40	3,40	3,40	50,40
17/12/2018	5,60	17,00	18,20	18,20	18,20	18,60	18,60	18,80	18,80	18,80	48,00
20/12/2018	6,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	19,20
16/01/2019	142,60	0,00	0,60	4,40	5,40	5,60	5,60	5,60	5,60	5,60	7,20
22/01/2019	0,40	5,40	5,40	5,40	6,00	9,80	10,80	11,00	11,00	11,00	148,80
29/01/2019	2,80	4,20	40,00	40,80	40,80	40,80	40,80	41,60	45,20	50,40	2,40
06/02/2019	33,80	0,00	0,00	0,00	0,40	0,40	0,40	0,60	4,60	4,80	7,20
19/02/2019	140,40	0,00	0,00	0,00	1,20	1,20	2,80	2,80	2,80	2,80	52,80
01/03/2019	61,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,20	24,00	64,80
08/03/2019	10,80	115,20	135,60	139,40	139,40	140,00	140,40	140,40	140,40	140,40	62,40
11/03/2019	37,20	24,00	24,80	36,80	58,80	60,60	60,60	60,60	60,80	61,40	40,80
20/03/2019	24,60	10,80	10,80	10,80	10,80	10,80	11,00	16,60	35,00	35,80	48,00
03/04/2019	53,00	26,20	36,40	44,00	47,20	47,20	47,20	47,20	47,20	47,40	45,60
17/04/2019	63,00	1,60	1,80	2,00	2,60	4,00	5,20	22,00	25,00	38,40	74,40
25/04/2019	14,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,60	40,20	41,60	43,60	33,60
28/04/2019	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	7,20
13/05/2019	27,80	2,20	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	17,00	17,00	2,40
21/05/2019	34,20	0,60	0,80	2,40	3,00	14,80	14,80	14,80	14,80	14,80	50,40
27/05/2019	34,80	21,20	21,40	22,40	22,80	24,20	24,20	24,20	24,20	24,20	40,80
29/05/2019	12,80	1,40	1,80	2,20	2,60	4,40	16,80	34,00	34,20	55,20	69,60
05/06/2019	220,80	0,00	5,20	21,20	28,60	34,60	35,00	35,80	36,40	36,80	33,60
04/07/2019	47,80	12,80	12,80	12,80	18,00	34,00	41,40	47,40	47,80	48,60	79,20

17/07/2019	13,60	18,80	23,00	124,80	152,80	220,80	220,80	233,60	233,60	233,60	26,40
23/07/2019	6,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,60
31/07/2019	4,80	0,20	2,40	13,60	13,60	13,60	13,60	13,60	13,60	13,60	7,20
06/08/2019	1,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	6,00	6,00	14,40

Tabela A11: Intensidade máxima entre os eventos ocorridos dentro de cada período para diferentes intervalos de tempo (5, 10, 15, 30 e 60 minutos)

Data da coleta	I ₅ (mm/h)	I ₁₀ (mm/h)	I ₁₅ (mm/h)	I ₃₀ (mm/h)	I ₆₀ (mm/h)
28/06/2018	4,80	4,80	4,00	2,80	2,00
05/07/2018	21,60	19,20	15,20	12,40	9,20
17/07/2018	57,60	50,40	47,20	27,60	14,00
27/07/2018	38,40	36,00	33,60	27,20	22,00
08/08/2018	9,60	6,00	5,60	4,00	3,40
16/08/2018	12,00	9,60	8,00	5,60	3,60
23/08/2018	7,20	6,00	4,80	4,00	3,80
28/08/2018	14,40	9,60	8,00	6,40	4,40
04/09/2018	31,20	26,40	25,60	22,40	18,40
18/09/2018	36,00	28,80	22,40	18,40	14,80
04/10/2018	148,80	100,80	68,80	35,20	18,00
09/10/2018	2,40	2,40	1,60	1,20	0,80
11/10/2018	7,20	3,60	2,40	1,20	0,60
18/10/2018	4,80	4,80	3,20	2,00	1,20
29/10/2018	19,20	18,00	16,00	14,40	11,00
06/11/2018	40,80	25,20	23,20	16,00	12,80
13/11/2018	4,80	4,80	3,20	1,60	0,80
23/11/2018	9,60	7,20	4,80	3,20	2,00
30/11/2018	50,40	32,40	24,00	13,60	7,60
04/12/2018	48,00	39,60	35,20	26,80	15,80
17/12/2018	19,20	15,60	12,00	7,20	3,60
20/12/2018	7,20	4,80	4,00	2,40	2,00
16/01/2019	148,80	121,20	100,80	61,60	33,60
22/01/2019	2,40	2,40	1,60	0,80	0,40
29/01/2019	7,20	3,60	4,00	2,00	1,20
06/02/2019	52,80	37,20	28,00	17,60	11,20
19/02/2019	64,80	57,60	56,00	44,00	34,20
01/03/2019	62,40	34,80	25,60	15,20	15,00
08/03/2019	40,80	31,20	26,40	14,40	7,40
11/03/2019	48,00	31,20	24,00	19,60	10,20
20/03/2019	45,60	31,20	23,20	12,00	6,40
03/04/2019	74,40	48,00	36,00	20,40	10,40
17/04/2019	33,60	28,80	23,20	19,20	12,00
25/04/2019	7,20	4,80	4,00	3,60	3,00
28/04/2019	2,40	2,40	1,60	0,80	0,40
13/05/2019	50,40	49,20	36,80	21,20	12,80
21/05/2019	40,80	25,20	22,40	19,20	14,60
27/05/2019	69,60	48,00	37,60	21,20	12,20
29/05/2019	33,60	28,80	22,40	13,20	7,80
05/06/2019	79,20	70,80	60,80	44,00	40,00

04/07/2019	26,40	16,80	12,80	10,00	8,80
17/07/2019	9,60	7,20	6,40	5,60	4,40
23/07/2019	7,20	6,00	4,80	4,00	2,80
31/07/2019	14,40	7,20	6,40	4,40	3,40
06/08/2019	4,80	3,60	2,40	1,20	1,20

Tabela A12 – Cálculo do Índice Antecedente de Precipitação (API) para 1,2 ,3 4, 5, 6, 7, 10, 15 e 20 dias antecedentes ao período.

Data da coleta	API ₁ (mm)	API ₂ (mm)	API ₃ (mm)	API ₄ (mm)	API ₅ (mm)	API ₆ (mm)	API ₇ (mm)	API ₁₀ (mm)	API ₁₅ (mm)	API ₂₀ (mm)
28/06/2018	4,20	4,20	4,20	4,20	4,20	4,27	4,35	4,38	9,24	10,30
05/07/2018	0,00	1,10	2,63	3,68	3,68	3,68	3,68	3,79	3,81	7,76
17/07/2018	30,60	32,30	32,30	32,30	33,46	33,46	33,49	34,19	34,57	34,65
27/07/2018	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,06	16,06	18,67	19,02
08/08/2018	0,20	54,60	55,40	55,40	55,40	55,40	55,40	55,58	57,03	57,06
16/08/2018	0,00	0,00	0,00	0,00	0,96	3,13	3,13	3,21	11,20	11,20
23/08/2018	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	1,47
28/08/2018	14,40	22,80	23,53	23,53	23,53	23,53	23,53	23,53	23,91	24,15
04/09/2018	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	2,49	5,80	6,00	6,00
18/09/2018	69,40	76,20	80,67	82,42	82,42	82,42	82,42	82,44	86,47	86,47
04/10/2018	12,20	14,90	17,70	21,65	21,77	24,44	27,95	28,38	33,16	35,19
09/10/2018	0,00	0,00	0,00	2,60	3,60	6,63	6,63	7,02	7,02	7,71
11/10/2018	1,60	2,00	2,00	2,00	2,00	3,73	4,45	6,80	7,04	7,04
18/10/2018	0,00	0,00	0,07	0,37	0,69	0,82	0,82	1,86	4,06	4,06
29/10/2018	3,00	3,70	3,77	3,82	4,46	4,46	4,46	4,78	5,54	7,10
06/11/2018	0,00	0,00	0,13	0,28	10,28	14,12	14,15	14,42	14,91	15,11
13/11/2018	0,00	0,00	0,00	0,25	1,05	3,48	3,48	6,71	11,90	12,12
23/11/2018	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,30	1,64	3,25
30/11/2018	0,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,63	0,63	0,63	0,80	1,06
04/12/2018	16,20	16,60	17,00	17,00	17,00	17,07	17,07	17,09	17,36	17,47
17/12/2018	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	3,79	3,83
20/12/2018	0,00	0,00	0,20	1,15	1,35	1,38	1,38	1,38	1,38	3,88
16/01/2019	2,20	3,80	3,80	3,80	3,92	4,55	4,70	4,72	4,72	6,16
22/01/2019	4,00	4,10	16,03	16,23	16,23	16,23	16,23	17,25	18,00	18,00

29/01/2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08	0,08	0,57	3,89	4,75
06/02/2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,24	0,47	0,47	0,52	2,81
19/02/2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,50	3,37	3,52
01/03/2019	21,80	68,50	75,30	76,25	76,25	76,35	76,41	76,41	76,41	78,39
08/03/2019	5,60	14,80	15,07	18,07	22,47	22,77	22,77	22,85	34,45	34,52
11/03/2019	7,60	9,20	9,20	9,20	9,20	9,20	9,23	12,05	15,12	22,31
20/03/2019	13,40	19,80	23,20	25,10	25,74	25,74	25,74	25,76	30,19	30,34
03/04/2019	0,40	1,00	1,07	1,12	1,24	1,47	1,64	5,41	8,24	8,53
17/04/2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,51	5,69	6,37	6,51
25/04/2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,50	0,50	3,26	4,43
28/04/2019	1,60	1,90	5,83	5,83	5,83	5,83	5,83	6,17	6,19	9,45
13/05/2019	0,60	0,60	0,67	1,07	1,19	3,15	3,15	3,15	3,40	3,48
21/05/2019	0,20	10,70	10,77	11,02	11,10	11,33	11,33	11,33	11,58	11,75
27/05/2019	0,80	1,10	1,23	1,33	1,41	1,71	3,48	7,76	7,99	7,99
29/05/2019	0,00	0,00	1,73	5,73	7,21	8,21	8,27	8,48	10,72	12,05
05/06/2019	0,00	6,40	6,40	6,40	7,44	10,11	11,16	12,04	12,31	15,22
04/07/2019	0,00	9,40	10,80	36,25	41,85	53,18	53,18	54,78	57,61	57,76
17/07/2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,93	3,54
23/07/2019	0,00	0,10	0,83	3,63	3,63	3,63	3,63	3,63	3,77	5,84
31/07/2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68	1,74	1,74
06/08/2019	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,80	0,80	1,20	1,93

APÊNDICE B: RESULTADOS DO MONITORAMENTO DA OCORRÊNCIA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL NAS VERTENTES.

Tabela B13 – Análise da dinâmica da hidrografia para cada período

Data da coleta	DDC (m/m ²)	DDA (m/m ²)	DES ativos (%)
28/06/2018	0,00146	0,00686	29,17
05/07/2018	0,00146	0,00941	50,00
17/07/2018	0,00146	0,00595	25,00
27/07/2018	0,01833	0,01833	91,67
08/08/2018	0,00290	0,00860	33,33
16/08/2018	0,00000	0,00221	8,33
23/08/2018	0,00146	0,00539	37,50
28/08/2018	0,00000	0,00516	33,33
04/09/2018	0,01787	0,01787	87,50
18/09/2018	0,01727	0,01727	91,67
04/10/2018	0,00436	0,01120	54,17
09/10/2018	0,00000	0,00221	8,33
11/10/2018	0,00000	0,00287	12,50
18/10/2018	0,00000	0,00680	29,17
29/10/2018	0,00785	0,00785	41,67
06/11/2018	0,00149	0,00434	25,00
13/11/2018	0,00000	0,00526	20,83
23/11/2018	0,00000	0,00266	16,67
30/11/2018	0,00290	0,00938	45,83
04/12/2018	0,00290	0,00911	41,67
17/12/2018	0,00000	0,00221	8,33
20/12/2018	0,00000	0,00183	12,50
16/01/2019	0,00290	0,00736	41,67
22/01/2019	0,00000	0,00409	29,17
29/01/2019	0,01777	0,01777	83,33
06/02/2019	0,00778	0,01141	41,67
19/02/2019	0,00946	0,01756	83,33
01/03/2019	0,00647	0,01039	50,00
08/03/2019	0,00000	0,00585	25,00
11/03/2019	0,00839	0,01275	58,33
20/03/2019	0,00290	0,00938	37,50
03/04/2019	0,00000	0,00358	20,83
17/04/2019	0,00000	0,00630	29,17
25/04/2019	0,00000	0,00440	20,83
28/04/2019	0,00000	0,00000	0,00
13/05/2019	0,00000	0,00081	8,33
21/05/2019	0,00365	0,00735	29,17

27/05/2019	0,00651	0,00767	29,17
29/05/2019	0,00000	0,00221	8,33
05/06/2019	0,01776	0,01776	87,50
04/07/2019	0,00870	0,01186	54,17
17/07/2019	0,00000	0,00475	45,83
23/07/2019	0,00000	0,00221	8,33
31/07/2019	0,00000	0,00335	16,7
06/08/2019	0,00000	0,00221	8,3

Tabela B14 - Frequência de ativação (FAD) para todos detectores (DES) e pontos de observação na vertente (PNV) para todos os períodos monitorados.

DES	FAD(%)	DES	FAD(%)	PNV	FAD(%)
1	59	14	0	PNV1	16
2	51	15	40	PNV2	18
3	38	16	53	PNV3	49
4	22	17	21	PNV4	73
5	33	18	73	PNV5	74
6	34	19	30	PNV6	84
7	40	20	11	PNV7	82
8	43	21	0	PNV8	22
11	16	22	49	PNV9	07
12	16	23	22	PNV10	07
13	16	24	31	PNV11	11

APÊNDICE D: RESULTADOS DOS ENSAIOS DE INFILTRAÇÃO

Figura D32- Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 1.

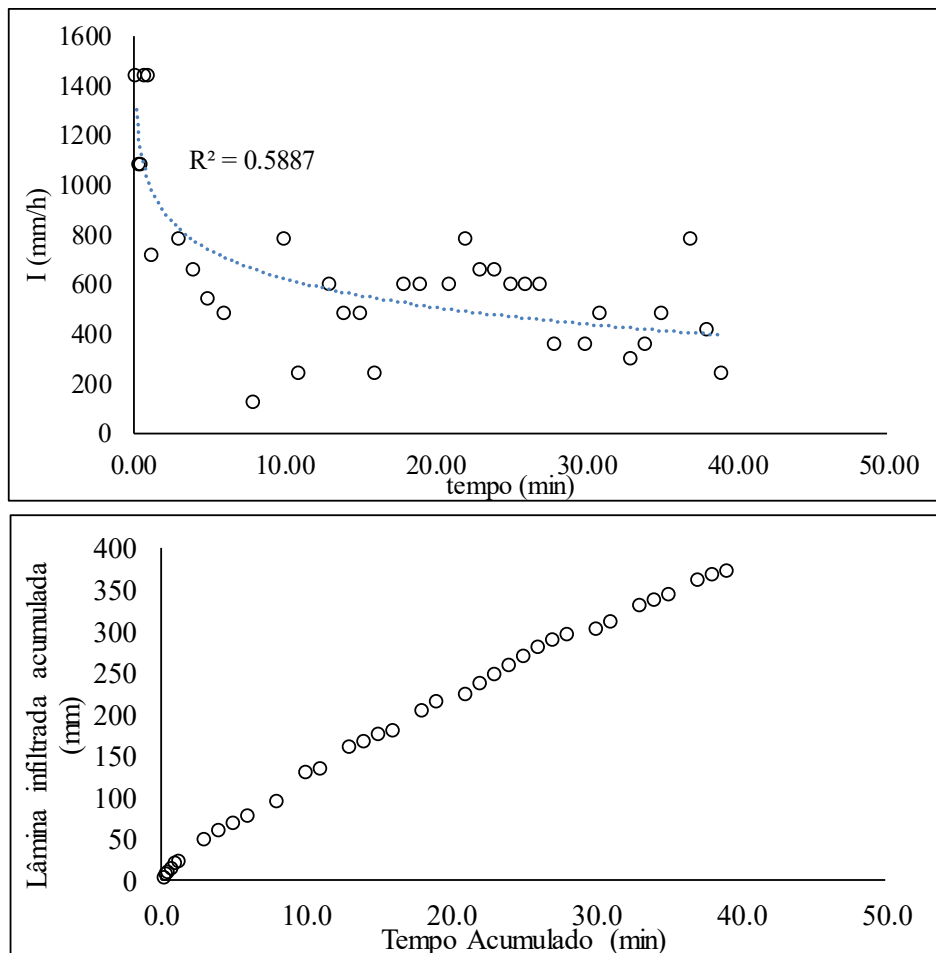


Figura D33 - Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 2

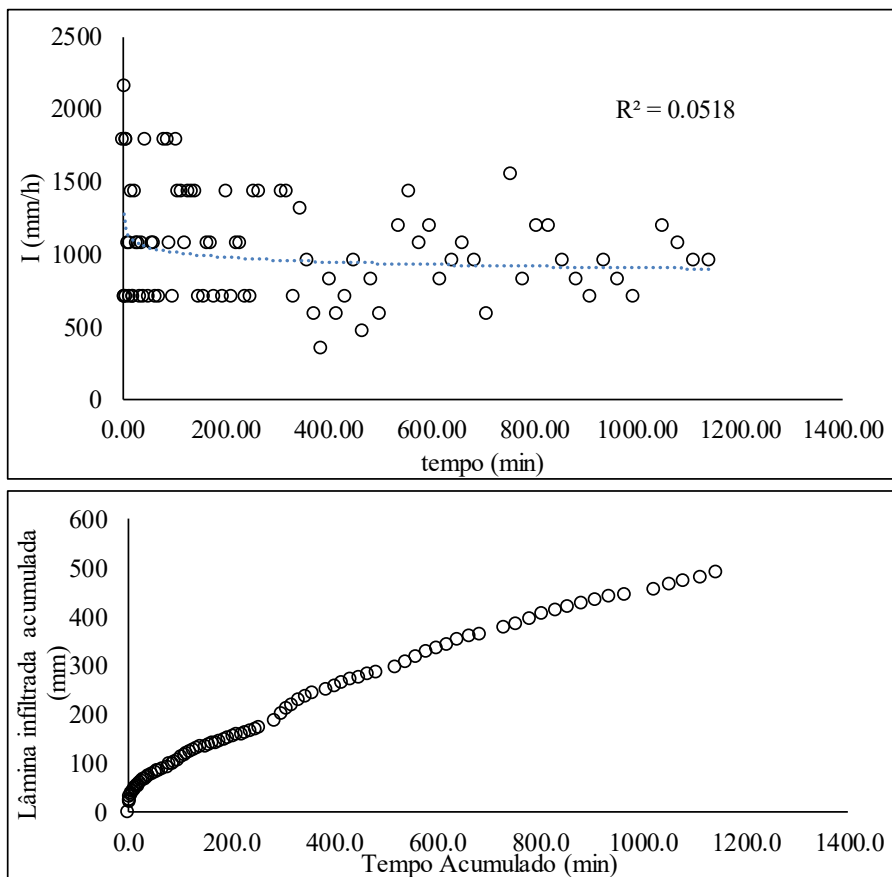


Figura D34 - Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 3.

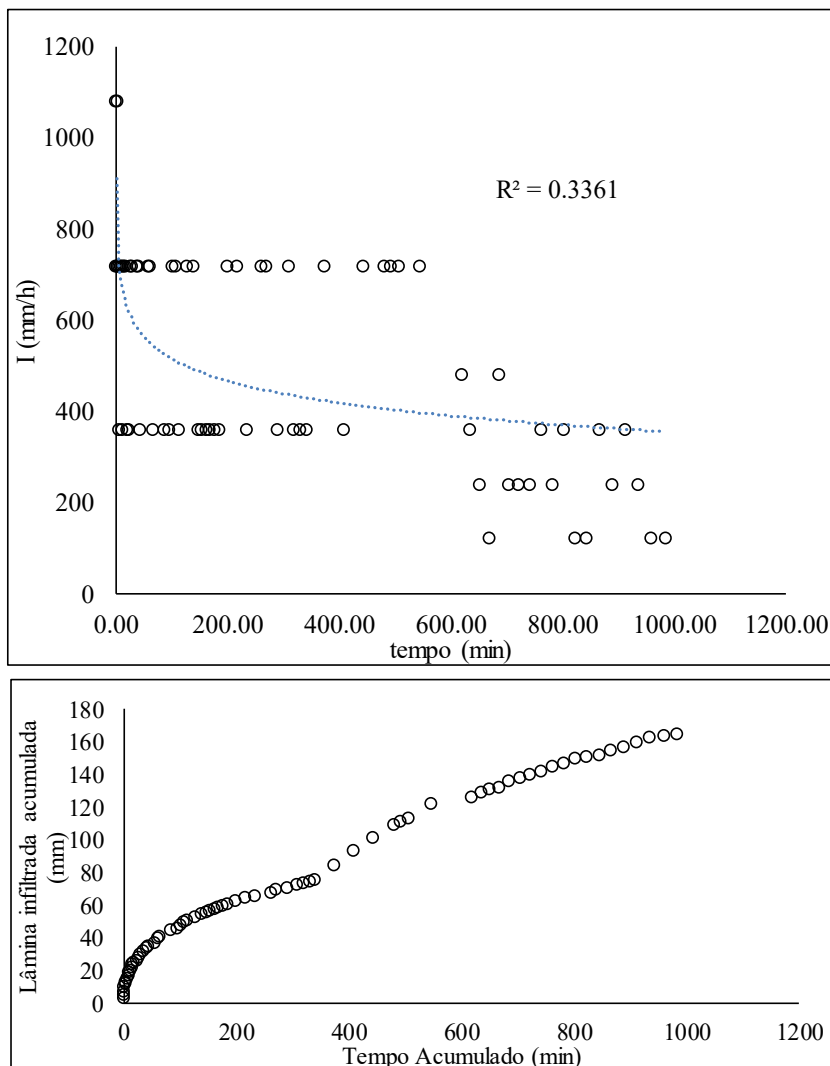


Figura D35- Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 4.

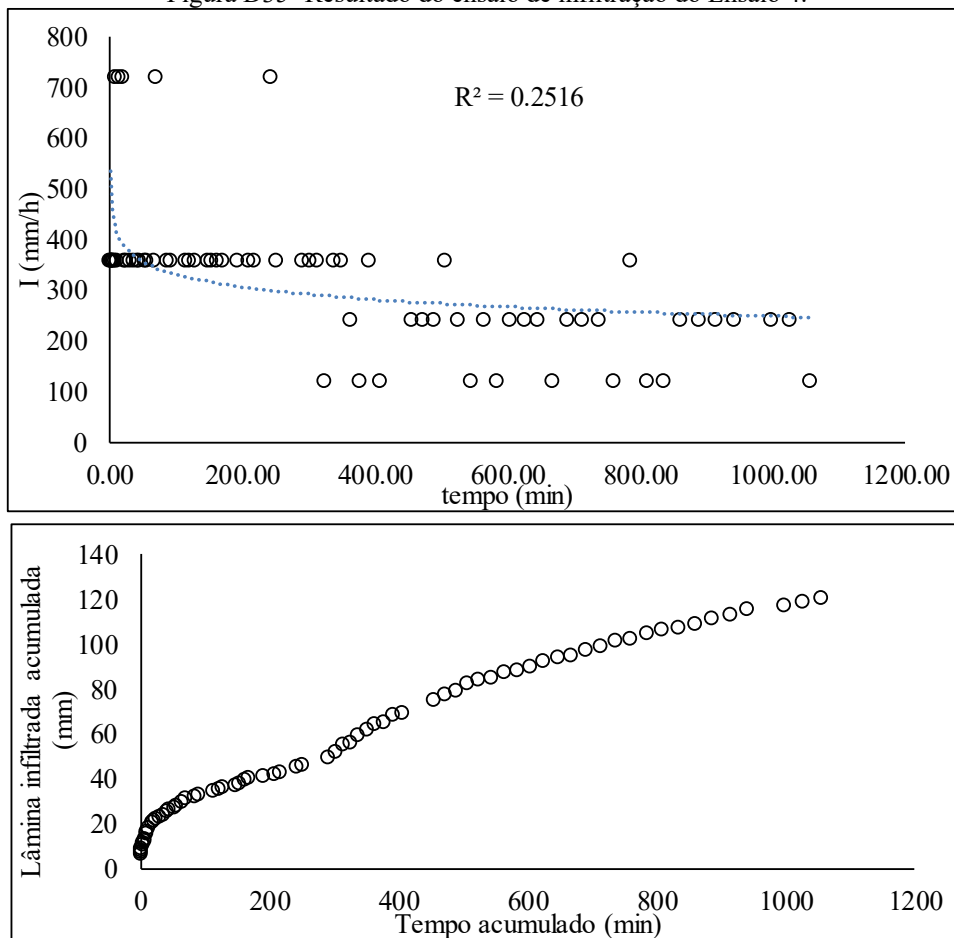


Figura D36 - Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 5.

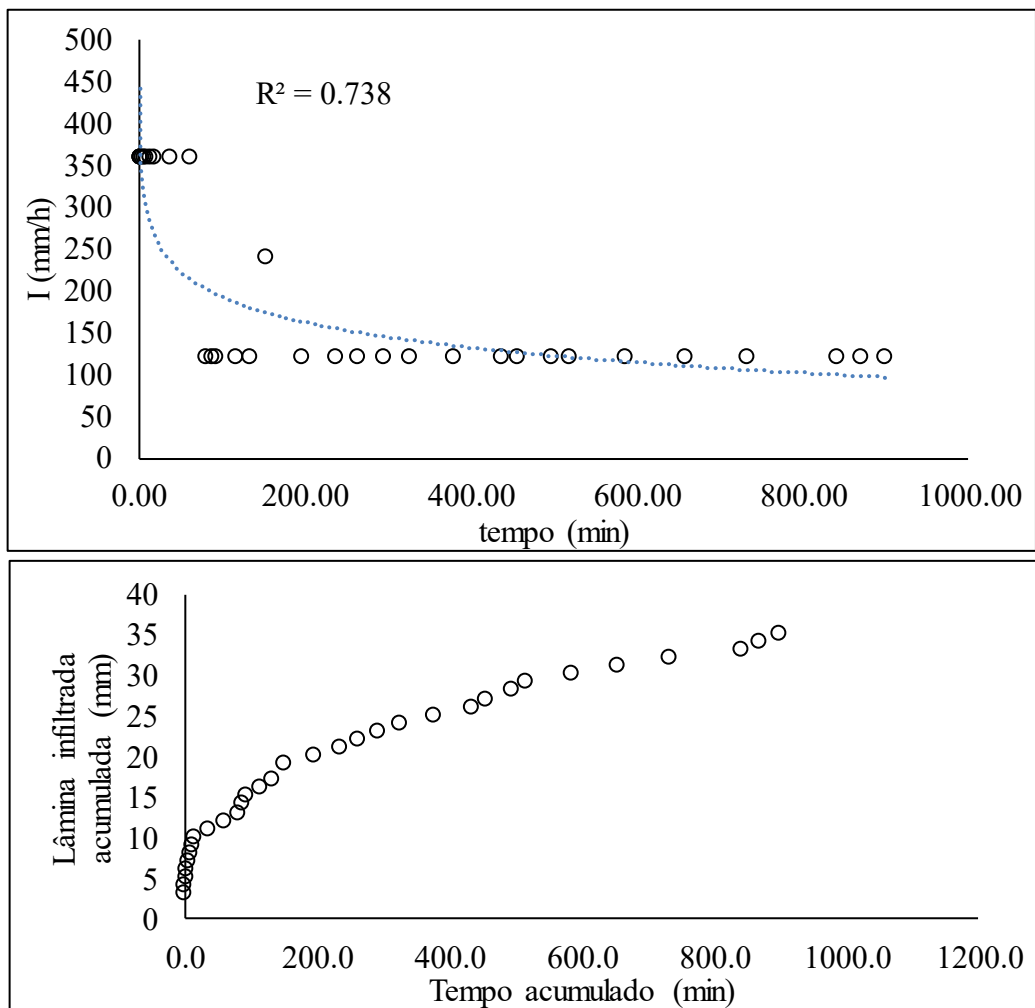
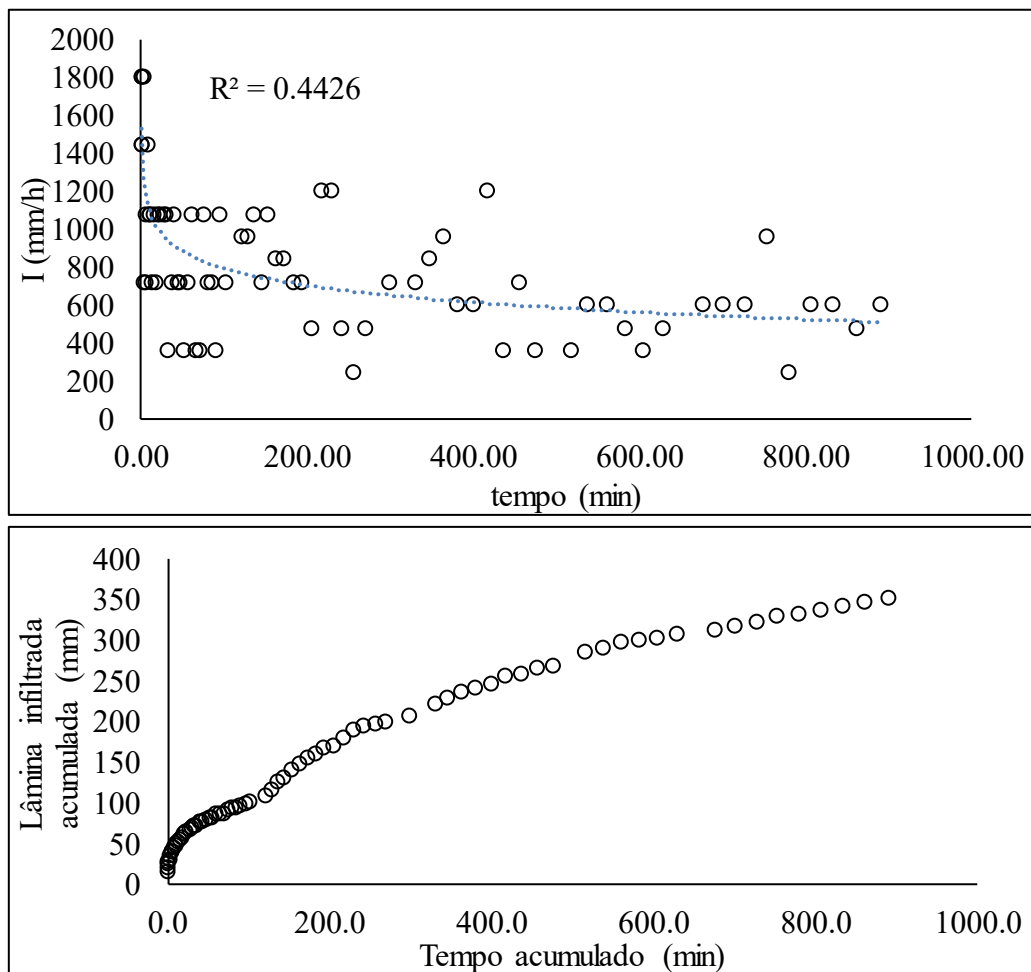


Figura D37- Resultado do ensaio de infiltração do Ensaio 6.



APÊNDICE E: CORRELAÇÕES ESTATÍSTICAS

Tabela E16 – Matriz resultante do teste de Correlação de Pearson das variáveis meteorológicas (Precipitação total, API e PA) e os índices da dinâmica da rede de drenagem.

	Coeficiente de Pearson (r)			p-valor		
	DESativos (%)	DDC (m/m ²)	DDA (m/m ²)	DESativos (%)	DDC (%)	DDA (m/m ²)
ΣP (mm)	0,72	0,70	0,68	0,000	0,000	0,000
PA ₀	0,01	0,12	0,02	0,966	0,417	0,907
PA ₁	0,29	0,25	0,25	0,054	0,095	0,091
PA ₂	0,42	0,38	0,40	0,004	0,010	0,006
PA ₃	0,34	0,29	0,30	0,022	0,056	0,045
PA ₄	0,26	0,22	0,23	0,090	0,145	0,135
PA ₅	0,24	0,24	0,22	0,116	0,116	0,155
PA ₆	0,13	0,15	0,12	0,397	0,324	0,427
PA ₇	0,19	0,19	0,20	0,205	0,210	0,190
PA ₈	0,18	0,17	0,19	0,227	0,274	0,202
PA ₉	0,22	0,21	0,24	0,147	0,164	0,114
PA ₁₀	0,28	0,27	0,30	0,066	0,073	0,043
API ₁	0,29	0,25	0,25	0,054	0,095	0,091
API ₂	0,44	0,39	0,41	0,003	0,008	0,005
API ₃	0,37	0,32	0,33	0,012	0,031	0,026
API ₄	0,32	0,29	0,29	0,031	0,057	0,050
API ₅	0,32	0,31	0,30	0,034	0,036	0,049
API ₆	0,28	0,28	0,27	0,061	0,062	0,078
API ₇	0,31	0,29	0,29	0,041	0,050	0,051
API ₁₀	0,34	0,33	0,35	0,021	0,029	0,020
API ₁₅	0,33	0,29	0,35	0,029	0,052	0,020
API ₂₀	0,34	0,30	0,35	0,024	0,047	0,019

Tabela E17 - Matriz resultante do teste de Correlação de Pearson para a Intensidade Máxima e os índices da dinâmica da rede de drenagem. Os índices de I são os intervalos de tempo em minutos.

	Coeficiente de Pearson (r)			p-valor		
	DESativos	DDC	DDA	DESativos	DDC	DDA
	(%)	(m/m ²)	(m/m ²)	(%)	(m/m ²)	(m/m ²)
I ₅	0,47	0,52	0,49	0,001	0,000	0,001
I ₁₀	0,47	0,50	0,48	0,001	0,001	0,001
I ₁₅	0,49	0,53	0,50	0,001	0,000	0,000
I ₃₀	0,54	0,58	0,54	0,000	0,000	0,000
I ₆₀	0,61	0,66	0,60	0,000	0,000	0,000

Tabela E18 - Matriz resultante de correlação de Pearson para a intensidade máxima de precipitação (I) e a precipitação total do período. Os índices de I são os intervalos de tempo em minutos.

	ΣP (mm)	
	Coeficiente de Pearson (r)	p-valor
I ₅	57	0,000
I ₁₀	65	0,000
I ₁₅	70	0,000
I ₃₀	81	0,000
I ₆₀	93	0,000