

Camyla Innocente do Santos

**ESTRUTURA DA PAISAGEM E PADRÕES DE ESCOAMENTO DE  
BASE EM UMA BACIA COSTEIRA**

Dissertação submetida ao Programa de Pós  
Graduação em Engenharia Ambiental da  
Universidade Federal de Santa Catarina como  
parte dos requisitos para obtenção do Grau de  
Mestre em Engenharia Ambiental. Orientador:  
Prof. Dr Pedro Luiz Borges Chaffe

Florianópolis  
2019

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

Santos, Camyla Innocente

Estrutura da paisagem e padrões de escoamento de base em uma bacia costeira / Camyla Innocente Santos ; orientador, Pedro Luiz Borges Chaffe, 2019.

147 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. monitoramento hidrológico. 3. escoamento de base. 4. tempo de concentração. 5. Lagoa do Peri. I. Chaffe, Pedro Luiz Borges . II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. III. Título.



**“ESTRUTURA DA PAISAGEM E PADRÕES DE ESCOAMENTO DE BASE EM  
UMA BACIA COSTEIRA”**

**CAMYLA INNOCENTE DOS SANTOS**

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de

**MESTRE EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

na Área de Engenharia Ambiental.

Aprovado por:

Prof. Dr. Pedro Luiz Borges Chaffe  
(Orientador)

Prof. Dr. Aline de Almeida Mota

Prof. Dr. Fernando Grison

Prof. Dr. Leonardo Hoffmiski

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



## AGRADECIMENTOS

Ao Senhor, porque d'Ele, por Ele e para Ele são todas as coisas.

Ao professor Pedro por: i) confiar a mim um tema tão interessante; ii) sempre me enviar ótimos artigos; e iii) me ajudar a escrever melhor.

À banca, professores Aline, Grison e Leonardo, por gastarem o seu tempo corrigindo e participando da banca. Muito obrigada por todas as contribuições.

À Fundação do meio ambiente de Florianópolis (FLORAM) e ao projeto Lontras, que cederam seus equipamentos e pessoal. À Companhia Catarinense de Águas e Saneamento (CASAN), por ceder a série de dados de nível.

Ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental (PPGEA) da Universidade Federal de Santa Catarina por todo o apoio. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro na concessão de bolsa de mestrado. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento da pesquisa por meio do projeto MCTI/CNPQ/Universal 14/2014.

Ao LabHidro, por toda a parceria e ajuda nos campos. Principalmente a aqueles que estiveram mais próximos por pesquisarem na mesma área de estudo: i) ao João, por muitas vezes priorizar o meu trabalho e ter muita paciência; ii) à Alondra, pelas teorias hidrológicas e bravura; e iii) ao Pedrinho, por ser querido e levar biscoito globo.

À minha família: i) ao meu marido, porque o que estamos contruindo desde a adolescência é lindo; ii) à minha mãe, por todos os almoços de segunda-feira; e iii) ao meu pai, por sempre achar muito divertido o meu trabalho.

Aos meus amigos, Livia e Humberto, por corrigirem o texto da dissertação e pela parceria em nossos encontros gastronômicos, juntamente com os amigos Yara e Wagner. As amigas Pri e Lu, que não sabem meu e-mail, mas mesmo assim são minhas amigas e convém agradecer.



## RESUMO

O escoamento de base é a parte do escoamento presente no rio entre eventos de chuva-vazão. Este trabalho é resultado de dois anos de monitoramento feito por meio de campanha de escoamento de base na bacia hidrográfica da Lagoa do Peri e tem como objetivo investigar a relação entre a estrutura da bacia e os padrões do escoamento de base. Essa bacia é costeira, em região de transição entre clima tropical e temperado, coberta por Mata Atlântica e com formação geológica de granito e dique. Foram realizadas medições de vazão e velocidade em 30 pontos diferentes da drenagem, totalizando 77 medidas de vazão e 35 de velocidade. Além disso, foram coletadas amostras de água em diferentes fontes (perfil do solo, nascentes, rios de 1° a 4° ordem e lagoa) para análise de parâmetros químicos não conservativos da água, totalizando 117 amostras, em cinco difentes dias de campanha de junho a outubro de 2018. O design experimental para coleta de água foi feito de maneira que fosse possível coletar amostras de água em sub-bacias que estivessem na mesma condição. Com os dados monitorados de vazão e velocidade foi possível compreender a hidrodinâmica da bacia e combiná-la com informações da geomorfologia da bacia para melhorar a estimativa do tempo de resposta da vazão a um evento específico de precipitação. Com os dados dos parâmetros químicos não conservativos da água associados à estrutura da paisagem, foi possível identificar que os principais controles da bacia sobre a mudança dos padrões desses parâmetros foram relacionados à dimensão (e.g. área, ordem), à cobertura vegetal (e.g. porcentagem de Mata Atlântica) e à formação geológica (e.g. porcentagem de granito), diferente das estruturas da paisagem relacionadas diretamente à topografia (e.g. declividade, altitude média). Os resultados confirmaram a necessidade, bem como os benefícios, da amostragem realizada por meio de campanha de monitoramento espacialmente distribuído a fim de esclarecer a dinâmica dos processos hidrológicos em bacias costeiras durante o período de escoamento de base.

**Palavras-chave:** monitoramento hidrológico, escoamento de base, tempo de concentração, parâmetros químicos não conservativos, bacia costeira





## ABSTRACT

The baseflow is the part of the streamflow during events of rainfall-runoff. This work is a result of two years monitoring done by baseflow campaign on the Lagoa do Peri watershed and it aims to investigate the relationship between the landscape structure and the baseflow patterns. This watershed is coastal, on a region transiting from tropical to temperate climate, covered by Atlantic Forest, with the geological formation consisting in granite and dyke. Discharge and velocity measurements were done in 30 different points of the drainage, totaling 77 measurements of discharge and 35 of velocity. Besides that, water samples were collected in different sources (soil profile, spring, rivers of 1<sup>st</sup> to 4<sup>th</sup> orders and lagoon) in order to analyse non-conservative chemical parameters of water, totaling 177 samples, within five different days of campaign from June to October of 2018. The experiment design for the water collection was done in such a way that it was possible to sample the water on sub-basins that were in the same condition. From discharge and velocity data, it was possible to comprehend the hydrodynamics of the watershed and combine it with the information of the geomorphology to improve the estimative of time of the streamflow response to a precipitation event. From non-conservative chemical parameters of the water associated to the landscape profile, it was possible to identify that the main controls of the watershed on the change of parametric patterns were related to dimension (e.g. area, order), to the vegetation (e.g. Atlantic Forest percentage) and to the geological formation (e.g. percentage of granite), different from the landscape structures related directly to the topography (e.g. declivity, average altitude). The results confirmed the necessity, as the benefits, of the sampling done by means of space distributed monitoring campaign, in order to clarify the dynamics of hydrological processes in coastal watershed during the period of baseflow.

**Keywords:** hydrological monitoring, baseflow, time of concentration, non-conservative chemical parameters, coastal watershed



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Atual entendimento dos mecanismos dominantes de geração de vazão conforme topografia, solos, clima, vegetação e uso da terra. Adaptado de: Dunne e Leopold (1979).....	28
Figura 2 – Modelo conceitual dos padrões químico do escoamento de base. As nascentes são mostradas a direita. Fonte: Peralta-Tapia et al. (2015).....	38
Figura 3 – Localização, cobertura vegetal e formação geológica da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri. Onde BH é bacia hidrográfica. ...	42
Figura 4 – Representação das duas principais bacias de contribuição da Lagoa do Peri.....	46
Figura 5 – Localização das medições de vazão e velocidade. Onde BH é bacia hidrográfica.....	47
Figura 6 – Micromolinete com contador de rotações .....	49
Figura 7 – Precipitação e nível de água com discretização temporal de uma hora. ....	50
Figura 8 – a) equipamento utilizado para leitura de pH e oxigênio dissolvido e temperatura; b) equipamento para medição de temperatura e condutividade elétrica; c) GPS. ....	51
Figura 9 - Localização dos pontos de coleta de amostras de água. Onde BH é bacia hidrográfica. ....	52
Figura 10 – Materiais utilizados para a coleta de água em campo. a) ponteira de poço para coleta de água do perfil do solo; b) bomba manual para coleta de água da lagoa; c) pluviômetro para coleta de água da chuva. ....	53
Figura 11 – Pontos de monitoramento na bacia da Lagoa do Peri. Os pontos em vermelho referem-se aos pontos monitorados no primeiro trajeto; em azul, ao segundo trajeto; em rosa, ao terceiro trajeto e, em amarelo, aos pontos do quarto trajeto.....	56
Figura 12 – a) Água vertendo sobre a rocha; b) Seção com fluxo laminar; c) Típica seção do trajeto, onde a água verte em meio as pedras e; d) medição de vazão utilizando o método volumétrico. ....	59
Figura 13 - Esquema simplificado da zona hiporreica. Adaptado de Feeley et al. (2017).....	61
Figura 14 – a) Leito em alta altitude, com predominância de rochas; b) leito em baixa altitude, com predominância de areia fina semelhante a areia de praia.....	62
Figura 15 - Nascente da Bacia Hidrográfica Rio Ribeirão Grande .....	63

Figura 16 – a) marcação de pontos de afloramento da drenagem; b) leito de um rio de segunda ordem da bacia da Cachoeira Grande; c) leito de um rio de segunda ordem da bacia Cachoeira Grande; d) leito de um rio de terceira ordem da bacia do Rio Ribeirão Grande; e) leito de um rio de segunda ordem da bacia do Rio Ribeirão Grande; f) poço construído ao lado de uma nascente da bacia do Rio Ribeirão Grande .....	66
Figura 17 – Variação da vazão específica normalizada conforme a área de drenagem. Não há ponto monitorado em rio de terceira ordem.	67
Figura 18 - Condutividade elétrica do escoamento conforme situação da bacia. À esquerda é apresentada a condutividade elétrica em um período regular. À direita é apresentada a condutividade elétrica no escoamento após uma tempestade de 330 mm.....	68
Figura 19 – Características do escoamento de base dos pontos monitorados no rio a direita na Figura 12. Onde CE é condutividade elétrica e OD é oxigênio dissolvido. ....	69
Figura 20 – a) Ponto de descontinuidade do rio. b) Dimensão da seção hiporreica calculada. ....	71
Figura 21 - Características do escoamento de base nos pontos monitorados no rio a direita na Figura 6. Onde CE é condutividade elétrica e OD é oxigênio dissolvido. ....	72
Figura 22 - Diferença entre precisão e acurácia. A acurácia é a distância da mediana do conjunto de dados até o valor real e a precisão é o desvio padrão do conjunto de dados. ....	77
Figura 23 – Fluxograma ilustrando sistematicamente como os dados foram analisados .....	78
Figura 24 -Imagens capturadas de um mesmo ponto num mesmo dia, a) câmera apontada a jusante, b) câmera apontada a montante. ....	79
Figura 25 - Erro de precisão do método de diluição. (a) erro em cada medição, onde vermelho é de primeira ordem, verde é de segunda ordem, azul é a terceira ordem e amarelo é de quarta ordem. (b) Boxplot do erro de precisão para cada ordem e todas medições juntas. ....	82
Figura 26 – Curva-chave da bacia da Cachoeira Grande. Onde (a) mostra o ajuste das medições à função potencial curva-chave ajustada utilizando apenas dados obtidos por meio do método de medição de diluição. A imagem (b) mostra a curva-chave ajustada utilizando dados obtidos por meio do método de velocidade-área (circunferências vermelhas) e diluição. ....	84
Figura 27 – A relação entre a área de drenagem e a vazão em condições de escoamento de base. V-A é velocidade-área. ....	84

Figura 28 - A imagem à esquerda mostra a relação entre vazão específica normalizada pela vazão específica da maior bacia hidrográfica monitorada no dia ( $qn$ ) pela área de drenagem. As imagens à direita mostram a variância na relação de área de drenagem e ordem do rio. ... 85

Figura 29 - Relações entre vazão-velocidade a partir de uma ampla gama de canais da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri. O melhor ajuste foi determinado apenas usando os dados medidos pela diluição e apenas usando medido pela velocidade-área (V-A). ..... 86

Figura 30 – Relações vazão-velocidade a partir de uma ampla gama de canais, feitos em diferentes regiões, medidos por meio de traçadores. Adaptado de: Wondzell et al. (2007). ..... 87

Figura 31 - Modelo conceitual dos erros relacionados com a medição de vazão por meio do método de diluição em condições de escoamento de base. Nascentes são mostradas à esquerda da figura. ... 87

Figura 32 – Relação entre o tempo de concentração e as características do evento chuva-vazão. Onde  $H$  é altura,  $P$  é precipitação,  $I$  é intensidade  $D$  é duração,  $Pan$  é precipitação antecedente. Os índices  $máx$  é máximo,  $P$  é precipitação..... 95

Figura 33 – Relação entre o tempo de concentração e as características dos eventos chuva-vazão. Onde  $P$  é precipitação,  $H$  é altura e  $Pan$  é precipitação antecedente..... 96

Figura 34 - O GS-Tc para a bacia hidrográfica do Rio Ribeirão Grande com vazão específica de  $50 \text{ Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ . A imagem à esquerda mostra a distribuição espacial do tempo de viagem. A imagem à direita um histograma do tempo de percurso das partículas..... 97

Figura 35 - A relação entre o tempo de percurso calculado pela função GS-Tc e as características físicas. Onde:  $A$  é área de drenagem,  $P$  é perímetro,  $L_{MS}$  é comprimento do rio principal,  $S_{MS}$  é declividade do rio principal,  $R_C$  é razão de circulariedade,  $C_C$  é coeficiente de compacidade,  $R_B$  é alívio da bacia,  $F_F$  é fator de forma,  $D_D$  é densidade de drenagem,  $H_M$  altitude mediana,  $S_{iMS}$  sinuosidade do rio principal,  $TWI$  é índice topográfico médio,  $dH$  é diferença entre a máxima e a mínima altitude da bacia. .... 100

Figura 36 - A figura à esquerda mostra o valor do tempo de concentração para eventos com um nível máximo da água entre 10 e 37 cm. A figura à direita mostra o GS-Tc para esses eventos, onde cada classe do histograma cumulativo tem um espaço temporal de uma hora. .... 101

Figura 37 - Tempo de concentração calculado para diferentes métodos em eventos com nível médio de água entre 12 e 28 cm com 1 hora de discretização de tempo.  $M1$  é o tempo de concentração calculado

pela análise da relação entre hetógrafo e hidrograma, M2 é o tempo de concentração calculado por fórmulas empíricas e M3 é o tempo de concentração calculado por GS-Tc. ....	103
Figura 38 – Variação espacial dos valores de pH das cinco campanhas de monitoramento de escoamento de base realizadas entre junho e outubro de 2018, com intervalo mensal entre as campanhas. ....	107
Figura 39 - Variação espacial dos valores de condutividade elétrica (CE) das cinco campanhas de monitoramento de escoamento de base realizadas entre junho e outubro de 2018, com intervalo mensal entre as campanhas. ....	108
Figura 40 - Variação espacial dos valores de parâmetros monitorados na primeira campanha de monitoramento de escoamento de base realizada em junho de 2018. A unidade dos parâmetros é $\text{mgL}^{-1}$ . ....	109
Figura 41 – Parâmetros químicos da água, de todo o conjunto de dados, de acordo com o local onde foi coletada e parâmetros químicos da água coletada em rios de acordo com a área de drenagem. Onde CE é condutividade elétrica. ....	111
Figura 42 – Valores absolutos da correlação de Kendall entre os parâmetros químicos com as características físicas da paisagem. Onde CE é condutividade elétrica, Acet. é acetato, Clor. é cloreto, Sulf. é sulfato, Nitr. é nitrato, Coef. é coeficiente, Declivi. é declividade Compr. é comprimento, Sinuo é sinuosidade e Porcent é porcentagem. As cores variam de acordo com a correlação. Para correlações maiores a cor tende ao verde forte, para correlações menores a cor tende ao branco. ....	113
Figura 43 – Características físicas analisadas das bacias hidrográficas. Onde: A é área, P é perímetro, O é ordem, $L_{MS}$ é comprimento do rio principal, $L_w$ é comprimento da bacia hidrográfica, $S_{MS}$ é declividade do rio principal, $R_C$ é razão de circulariedade, $C_C$ é coeficiente de compacidade, $R_B$ é alívio da bacia, $F_F$ é fator de forma, $D_D$ é densidade de drenagem, $H_M$ altitude mediana, $S_{iMS}$ sinuosidade do rio principal, TWI é índice topográfico médio, Flor Atlân é floresta atlântica. ....	139
Figura 44 – Eventos de chuva-vazão da série de dados da bacia do Rio Ribeirão Grande. Onde a linha sólida é referente ao escoamento total e a linha pontilhada é referente ao escoamento de base. ....	147

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1–Visão geral dos conteúdos abordados nos capítulos 4, 5, 6 e 7.....	25
Tabela 2 - Relação dos estudos em campo que apresentaram uma taxa de variação de densidade de drenagem (Dd) conforme a vazão específica. Adaptado de: GODSEY; KIRCHNER, 2014.....	32
Tabela 3 – Lista de trabalhos feitos por meio campanhas de monitoramento do escoamento de base.....	34
Tabela 4 – Parâmetros físicos calculados da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri .....	43
Tabela 5 – Informações sobre os poços instalados para realização do monitoramento .....	51
Tabela 6 – Quadro resumindo os pontos dos trajetos adotados. Onde T. é trajeto e N. é número de campanhas com obtenção de dados. ....	57
Tabela 7 - Comparação entre a medição de vazão por meio do método de diluição e por meio do método de velocidade-área. ....	83
Tabela 8 - Valores da regressão da vazão em relação à velocidade. Onde a vazão está em $Ls^{-1}$ e a velocidade em $mH^{-1}$ . A PLW é a bacia hidrográfica da Lagoa do Peri. ....	86
Tabela 9 - Relações das metodologias utilizadas para estimar o tempo de concentração. Onde: $t_c$ é o tempo de concentração (h), $L_W$ é a distância máxima entre a divisão da bacia e a saída km, $S_W$ é declividade da bacia hidrográfica (m/m), $A$ é a área de drenagem ( $km^2$ ), $H_M$ é a elevação média da bacia hidrográfica (m), $S_{MS}$ é inclinação do rio principal (m/m).....	93
Tabela 10 - Tempo de concentração calculado por meio de fórmulas empíricas .....	102





## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Dimensão</b>
$A$	Área de drenagem	[L <sup>2</sup> ]
$P$	Perímetro	[L]
$O$	Ordem da bacia hidrográfica	[-]
$L_{MS}$	Comprimento do rio principal	[L]
$L_W$	Comprimento da bacia	[L]
$S_{MS}$	Declividade do rio principal	[L/L]
$R_C$	Razão de circularidade	[-]
$C_C$	Coefficiente de compacidade	[-]
$R_B$	Alívio da bacia	[L]
$Ff$	Fator de forma	[-]
$Dd$	Densidade de drenagem	[L/L <sup>2</sup> ]
$H_m$	Altitude mediana	[L]
$Si_{MS}$	Sinuosidade do rio principal	[L/L]
$S_m$	Declividade mediana	[°]
$TWI_m$	Índice topográfico mediano	[-]
$\rho$	Declividade pontual	[°]
$Q_v$	Vazão medida pelo método volumétrico	[L <sup>3</sup> /T]
$Q_d$	Vazão medida pelo método de diluição	[L <sup>3</sup> /T]
$Q_{va}$	Vazão medida pelo método de velocidade- área	[L <sup>3</sup> /T]
$V$	Volume	[L <sup>3</sup> ]
$C_r$	Concentração de soluto no rio	[M/L]
$v_d$	Velocidade do rio calculada pelo método de diluição	[L/T]
$x_{in}$	Posição da injeção de sal	[L]
$x_m$	Posição da sonda no rio	[L]
$t_i$	Momento da injeção de sal	[T]
$t_e$	Momento do centro de massa do momento da pluma de sal	[T]
$q$	Vazão específica	[L/T]
$qn$	Vazão específica normalizada pela vazão específica da maior bacia hidrográfica monitorada	[L/T]
$P$	Precipitação	[L]
$T_{r \rightarrow o}$	Tempo de trajeto de um ponto da drenagem a exutória da bacia	[T]

L: comprimento, T: Tempo, M: Massa

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Dimensão</b>
$t_c$	Tempo de concentração	[T]
$H_{máx}$	Altura máxima da lâmina de água	[L]
$H_{méd}$	Altura média da lâmina de água	[L]
$P_{total}$	Precipitação total	[L]
$I_{méd}$	Intensidade média da precipitação	[L/T]
$I_{máx}$	Intensidade máxima da precipitação	[L/T]
$P_{an\ dias}$	Precipitação antecedente em $n$ dia(s)	[T]

L: comprimento, T: Tempo, M: Massa

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>21</b>
1.1	OBJETIVO GERAL .....	23
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	23
1.3	ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO .....	23
<b>2</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>27</b>
2.1	MECANISMOS DE GERAÇÃO DE VAZÃO .....	27
2.2	DIFERENÇA ENTRE VELOCIDADE E CELERIDADE ..	29
2.3	CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS .....	29
2.4	ESCOAMENTO DE BASE.....	33
<b>3</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO E MONITORAMENTO .....</b>	<b>41</b>
3.1	ÁREA DE ESTUDO.....	41
3.2	MONITORAMENTO.....	47
<b>4</b>	<b>ESTABELECIMENTO DA METODOLOGIA DAS CAMPANHAS DE MONITORAMENTO.....</b>	<b>55</b>
4.1	INTRODUÇÃO .....	55
4.2	MATERIAIS E MÉTODOS .....	56
4.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	67
4.4	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	73
<b>5</b>	<b>ERROS INERENTES À MEDIÇÃO DE VAZÃO EM RIOS DE CABECEIRA UTILIZANDO O MÉTODO DE DILUIÇÃO .....</b>	<b>75</b>
5.1	INTRODUÇÃO .....	75
5.2	MATERIAS E MÉTODOS.....	76
5.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	81
5.4	CONCLUSÕES .....	88
<b>6</b>	<b>COMBINANDO VELOCIDADE DO ESCOAMENTO DE BASE E GEOMORFOLOGIA PARA MELHORAR A ESTIMATIVA DO TEMPO DE CONCENTRAÇÃO .....</b>	<b>89</b>
6.1	INTRODUÇÃO .....	89
6.2	MATERIAIS E MÉTODOS .....	91

6.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	95
6.4	CONCLUSÕES .....	103
<b>7</b>	<b>CONTROLES DO PADRÃO QUÍMICO DO</b>	
<b>ESCOAMENTO DE BASE .....</b>		<b>105</b>
7.1	INTRODUÇÃO .....	105
7.2	MATERIAIS E MÉTODOS .....	106
7.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	106
7.4	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	113
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES GERAIS E RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>115</b>
8.1	CONCLUSÕES GERAIS .....	115
8.2	RECOMENDAÇÕES .....	116
<b>REFERÊNCIAS.....</b>		<b>119</b>
<b>APÊNDICE I.....</b>		<b>131</b>
<b>APÊNDICE II.....</b>		<b>137</b>
<b>APÊNDICE III.....</b>		<b>141</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O escoamento de base, também chamado de fluxo de seca e vazão de recessão, é a parte do escoamento presente no rio no período entre eventos de chuva-vazão. Ele é proveniente da água armazenada entre as rochas e no perfil do solo (EGUSA et al., 2016). Esse armazenamento funciona como um amortecedor das mudanças causadas pelo clima e uso e ocupação da terra (VAN LOON; VAN HUIJGEVOORT; VAN LANEN, 2012). Ele é importante para a gestão de recursos hídricos, relacionando-se diretamente às vazões de referência para outorga (e.g.  $Q_{95}$  e  $Q_{7,10}$ , ANA, 2011), e considerado crítico para sustentar a demanda hídrica (MILLER et al., 2016). O escoamento de base também possui importância ecológica, uma vez que alguns elementos químicos são mais bem fixados em condições de vazão baixa, o que pode refletir numa maior reprodução da biota (DOYLE et al., 2005). Além disso, o monitoramento das características do escoamento de base pode ser a chave para responder a perguntas fundamentais da hidrologia tais como: (i) quais são os caminhos que a água da chuva percorre quando chega à bacia hidrográfica; (ii) como e por quanto tempo ela fica armazenada em média; e (iii) quanto tempo ela demora para sair da bacia hidrográfica.

Apesar da heterogeneidade da bacia, acredita-se que o armazenamento e liberação de água em períodos de recessão sejam dominados por estruturas da paisagem e que possuem padrões de escala. Estudos mostram que as características químicas do escoamento de base (e.g. isótopos, íons, carbono orgânico dissolvido, pH), que podem refletir a origem e/ou tempo de residência da água, estão relacionadas a área de drenagem (ASANO; UCHIDA, 2010; EGUSA et al., 2016; PERALTA-TAPIA et al., 2015), ordem do rio (FISCHER et al., 2015) e distância da exutória (SINGH; EMANUEL; MCGLYNN, 2016). Além disso, a capacidade de armazenamento da bacia pode se relacionar ao índice topográfico e à profundidade do solo (LIANG; CHAN, 2017).

O tempo de residência é o tempo médio em que a água permanece na bacia. Essa é uma das principais características estudadas para a compreensão dos processos de armazenamento e o movimento da água na bacia. A dificuldade em estimar o tempo de residência está em entender o caminho da água até o rio, período em que passa a maior parte do tempo no solo e nas rochas (BOTTER; BERTUZZO; RINALDO, 2010).

Muitos modelos representam o efeito da celeridade na bacia, isto é o tempo de resposta da bacia hidrográfica à precipitação, utilizando informações referentes às estruturas da paisagem (e.g. BHUNYA et al.,

2008; KIRKBY, 1976; MOCKUS, 1957; RODRÍGUEZ-ITURBE; GONZÁLEZ-SANABRIA; BRAS, 1982; RODRÍGUEZ-ITURBE; VALDÉS, 1979; SINGH, 1964; SNYDER, 1938; TAYLOR; SCHWARZ, 1952). Apesar disso, modelos que representam o tempo de concentração da bacia hidrográfica ainda que baseados nas características físicas (e.g. DE ALMEIDA et al., 2016; JAMES M. GREGORY, 1982; KIRPICH, 1940) apresentam um desempenho muito baixo para lugares diferentes dos quais foram desenvolvidos (GRIMALDI et al., 2012).

O monitoramento do escoamento de base pode ser a chave para uma investigação eficiente sobre a influência da estrutura da paisagem na velocidade e celeridade do hidrograma na bacia. Muitos trabalhos que monitoram o escoamento de base o fazem por meio de campanhas onde são coletadas amostras de água em diferentes pontos e em diferentes fontes (i.e. água diretamente do rio; da rocha; do perfil do solo; wetlands; e lagoas), para posterior análise de características químicas (LANGE; HAENSLER, 2012; SINGH; EMANUEL; MCGLYNN, 2016; STUMPP et al., 2014; UCHIDA; ASANO, 2010). Outros trabalhos monitoram velocidade e vazão em diferentes pontos da drenagem (BERGSTROM et al., 2016; EGUSA et al., 2016; WOODS; SIVAPALAN; DUNCAN, 1995). As dificuldades em realizar essas campanhas estão relacionadas ao desenvolvimento de um *design* experimental que englobe pontos em rios que apresentem diferentes áreas de drenagem; que tenham pontos acessíveis, a partir dos quais seja possível realizar o referido projeto num pequeno período: quando o estado de umidade da bacia seja considerado o mesmo para todos os pontos.

Enquanto muito se sabe acerca dos erros de medição de vazão em grandes rios, o mesmo não ocorre em rios de encostas e cabeceiras. Métodos tradicionais hidrométricos não se adequam a estes rios turbulentos em que seções com escoamento laminar são incomuns, sendo impossível realizar medições de vazão por meio de métodos tradicionais (e.g. molinete, flutuador) que são aplicáveis a rios com escoamento de características próxima ao laminar (como é o caso de grandes rios – HUDSON; FRASER, 2002).

A maioria das pesquisas com monitoramento se concentra em regiões temperadas, havendo uma carência de pesquisas em bacias tropicais e em regiões costeiras (WOHL et al., 2012). Neste trabalho, foi investigada a relação entre a estrutura da bacia e o padrão do escoamento de base em uma bacia costeira subtropical no sul do Brasil, coberta por Mata Atlântica. Essa dissertação foi orientada tendo em vista as seguintes perguntas:

- i. Quais são as incertezas relacionadas à medição de vazão em rios de cabeceira?
- ii. O que determina o tempo de resposta da água na bacia hidrográfica?
- iii. Quais são as características físicas da bacia hidrográfica que controlam os padrões dos parâmetros químicos do escoamento de base?

## 1.1 OBJETIVO GERAL

Investigar a relação entre a estrutura da bacia e os padrões do escoamento de base na bacia hidrográfica da Lagoa do Peri.

## 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i. Detalhar aspectos importantes para o início do monitoramento hidrológico feito por campanhas de monitoramento de escoamento de base;
- ii. Estimar a magnitude do erro de medição de vazão de pequenos rios;
- iii. Determinar o tempo de concentração da bacia hidrográfica do Rio Ribeirão Grande;
- iv. Desenvolver uma metodologia baseada na topografia e padrão de escoamento para estimar o tempo de concentração;
- v. Analisar a relação entre os padrões químicos da água e as estruturas da paisagem

## 1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

O Capítulo 2 apresenta a fundamentação teórica do trabalho e resultados de trabalhos anteriores que abordaram perguntas de pesquisa semelhantes. No Capítulo 3, apresentam-se a área de estudo e o monitoramento que tornaram possível a obtenção de dados para as análises e discussões dos capítulos posteriores.

Os Capítulos 4 ao 7 apresentam os resultados das campanhas de monitoramento e suas análises (Tabela 1). O Capítulo 4, intitulado “Estabelecimento da metodologia das campanhas de monitoramento de escoamento de base”, explora as perguntas “O que determina o tempo de percurso da água numa bacia hidrográfica?” e “Quais padrões dos

parâmetros químicos do escoamento de base estão relacionados às características físicas da bacia hidrográfica?”. Esse capítulo relata como foi escolhido o trajeto para o monitoramento das características do escoamento de base. O objetivo específico deste capítulo é “Descrever aspectos importantes a serem observados no início do monitoramento hidrológico feito por campanhas de escoamento de base”. Além disso, traz alguns resultados preliminares encontrados, mesmo quando não foi possível a realização de um trajeto ideal, e aponta-se o desenvolvimento de trabalhos futuros.

O Capítulo 5 trata dos erros de medição de vazão em rios de cabeceira. A pergunta científica relacionada a este capítulo é “Quais as incertezas relacionadas a medição de vazão em rios de cabeceira?”. O objetivo específico que é explorado nesse capítulo é “Estimar a magnitude do erro de medição de vazão nos rios da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri”. A principal motivação em desenvolver esse capítulo foi que já há uma extensa revisão acerca dos erros de medição de vazão em grandes rios, enquanto que nos rios de cabeceira esse conhecimento ainda é insuficiente.

O Capítulo 6 está relacionado ao estudo da celeridade da bacia hidrográfica. A pergunta científica relacionada a esse capítulo é “O que determina o tempo de percurso da água na bacia hidrográfica?”. Para isso dois objetivos específicos estão relacionados a essa pergunta “Determinar o tempo de concentração da bacia hidrográfica do Rio Ribeirão Grande” e “Desenvolver uma metodologia baseada na topografia e padrão de escoamento para estimar o tempo de concentração”.

O Capítulo 7 evidencia a variabilidade espacial das características químicas não conservativas do escoamento de base. A pergunta científica relacionada é “Quais são as características físicas da bacia hidrográfica que controlam os padrões dos parâmetros químicos do escoamento de base?”. O objetivo específico é: “Analisar a relação entre os padrões químicos da água e as estruturas da paisagem”.

A dissertação é concluída no Capítulo 8, realizando a integração entre todas as conclusões dos Capítulos 4 ao 7, além de propor sugestões para trabalhos futuros.



Tabela 1–Visão geral dos conteúdos abordados nos capítulos 4, 5, 6 e 7.

<b>Capítulo</b>	<b>Perguntas científicas relacionadas</b>	<b>Objetivos específicos relacionados</b>
<b>Capítulo 4: Estabelecimento da metodologia das campanhas de monitoramento</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• O que determina o tempo de resposta da água na bacia hidrográfica?</li> <li>• Quais são as características físicas da bacia hidrográfica que controlam os padrões dos parâmetros químicos do escoamento de base?</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Detalhar aspectos importantes para o início do monitoramento hidrológico feito por campanhas de monitoramento de escoamento de base;</li> </ul>
<b>Capítulo 5: Erros inerentes a medição de vazão em rios de cabeceira utilizando o método de diluição</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Quais as incertezas relacionadas às medições de vazão em rios de cabeceira?</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Estimar a magnitude do erro de medição de vazão de pequenos rios;</li> </ul>
<b>Capítulo 6: Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• O que determina o tempo de percurso da água na bacia hidrográfica?</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Determinar o tempo de concentração da bacia hidrográfica do Rio Ribeirão Grande;</li> <li>• Desenvolver uma metodologia baseada na topografia e padrão de escoamento para estimar o tempo de concentração;</li> </ul>
<b>Capítulo 7: Controles dos padrões químicos do escoamento de base</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Quais são as características físicas da bacia hidrográfica que controlam os padrões dos parâmetros químicos do escoamento de base?</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Analisar a relação entre os padrões químicos da água e as estruturas da paisagem</li> </ul>



## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 MECANISMOS DE GERAÇÃO DE VAZÃO

Modelos chuva-vazão tradicionais consideram que a maior parte da água que compõe o hidrograma de cheia é proveniente do escoamento superficial, (e.g. CLARK, 1945; GRAY, 1961; NASH, 1957; RODRÍGUEZ-ITURBE; VALDÉS, 1979). Essa visão é baseada na resposta rápida do sistema (vazão na exutória da bacia) a um estímulo provocado pelo evento de chuva. De acordo com esse entendimento, a infiltração é o mecanismo que divide a água em escoamento superficial e infiltração. Dessa forma, o escoamento superficial é gerado devido a capacidade de infiltração do solo ser excedida pela intensidade da chuva Horton (1933).

Hewlett (1961) criou o conceito de VSA (*variable source area*), no qual a geração de escoamento superficial é variável durante o evento de precipitação. Hewlett e Hibbert (1963) sugeriram que o escoamento superficial não era responsável por todo aumento da vazão do rio, já que a maior porção da água da chuva infiltrava. Os autores chegaram à conclusão que apesar do hidrograma ser tratado como um produto principalmente do escoamento superficial, esse mecanismo é exceção e, que em florestas, o mecanismo predominante é o sub-superficial. Ainda Horton e Hawkins (1965) chegaram à conclusão que o maior tempo de permanência da água é feito no perfil do solo.

Sklash e Fervolden (1979), por meio de traçadores, mostraram que a água no rio é uma mistura de água nova, do evento de precipitação, e água velha, que já estava armazenada na bacia. Mosley (1979) monitorou o escoamento superficial e de base numa bacia hidrográfica arborizada de 0,30 ha. O mesmo autor percebeu um rápido deslocamento do traçador aplicado e interpretou como sendo geração de escoamento rápido. Essas respostas de corantes foram 300 vezes mais rápidas do que a condutividade hidráulica saturada medida. Mosley (1979) interpretou o deslocamento da água como sendo o fluxo de Darcy, ou seja, que a água estava passando nos poros do solo, mas na verdade, consistia na velocidade da água pelos caminhos preferenciais do solo (MCDONNELL; BEVEN, 2014).

A teoria de Mosley (1979) por muitos anos predominou no entendimento de geração de vazão, a qual considerava que o maior volume do hidrograma é proveniente de água nova. Entretanto, McDonnell (1990), com a utilização de isótopos como traçadores,

demonstrou que a maior parte do hidrograma é formada por água que estava confinada na bacia antes do evento de precipitação.

Dessa forma, o fluxo da água é dominado por duas velocidades diferentes: a velocidade – que controla a resposta de traçadores; e a celeridade – que controlam o hidrograma (velocidade com que as perturbações são transmitidas) (MCDONNELL; BEVEN, 2014). Conseguir traçar o caminho completo da água é importante porque o avanço na hidrologia se dará não apenas com o desenvolvimento de modelos que obtenham as respostas corretas, mas também que essas respostas sejam certas pelos motivos certos (KIRCHNER, 2006).

O hidrograma de uma bacia hidrográfica pode ser dividido em três componentes: i) escoamento superficial, que compreende o escoamento sobre a terra e na zona de raízes; ii) escoamento sub-superficial, que compreende o escoamento no perfil do solo; e iii) escoamento subterrâneo, proveniente do lençol freático (EGUSA et al., 2016).

Outra maneira de simplificar um hidrograma é separá-lo em apenas dois componentes: i) água nova (proveniente da precipitação); e ii) água antiga (anteriormente armazenada na bacia) (e.g. PERALTA-TAPIA et al., 2015).

Egusa et al. (2016) mostraram recentemente que a porcentagem da água nova e água velha não é constante em toda a bacia, tendo uma forte relação com as características físicas das bacias, além de clima, vegetação e uso da terra (Figura 1).

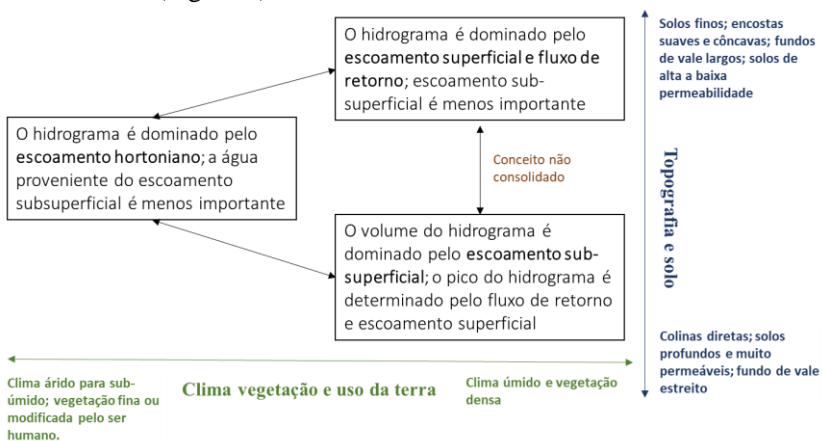


Figura 1 – Atual entendimento dos mecanismos dominantes de geração de vazão conforme topografia, solos, clima, vegetação e uso da terra. Adaptado de: Dunne e Leopold (1979)

## 2.2 DIFERENÇA ENTRE VELOCIDADE E CELERIDADE

McDonnell e Beven (2014) descreveram a diferença entre a velocidade e a celeridade, bem como a importância do entendimento da diferença entre essas duas grandezas. Para os autores a diferença entre velocidades e celeridades é mais facilmente visualizada para o caso experimental usado por Henri Darcy, que utiliza um cilindro cheio de areia e saturado com água. Quando é alterada a taxa de fluxo no limite de entrada há imediatamente uma alteração no fluxo no limite de saída. Enquanto a velocidade do fluxo de água através da areia é lenta, a celeridade neste caso é instantânea.

Neste caso, segundo McDonnell e Beven (2014), existem diferentes controles para velocidade e celeridade, enquanto que as velocidades são controladas pelas características do armazenamento, as celeridades são controladas pelo déficit de armazenamento.

Em uma escala maior, tendo como volume de controle, ao invés do cilindro, a bacia hidrográfica, a perturbação da água da chuva causa uma resposta imediata de resposta da bacia hidrográfica, essa resposta é causada pela celeridade, porém a velocidade da bacia hidrográfica ainda é baixa. Da mesma maneira que no exemplo do experimento de Henri Darcy, existem diferentes controles na bacia hidrográfica para velocidade e celeridade.

Diversos modelos de chuva-vazão foram feitos considerando o efeito da geomorfologia da bacia e da hidrodinâmica dos rios considerando a ação da celeridade.

## 2.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS

A morfometria da bacia hidrográfica é resultado da interação de diversos fatores, incluindo clima, tectônica e erosão. Tendo um grande impacto na geração de vazão da bacia hidrográfica (SHEN et al., 2017).

Horton (1932) foi o primeiro trabalho voltado para quantificação de características físicas das bacias hidrográficas, sugerindo o índice denominado densidade de drenagem. Outros trabalhos surgiram na tentativa de criar índices, descritos por equações, que caracterizassem a bacia hidrográfica, tais como índice de sinuosidade, índice de bifurcação, comprimento do rio principal e comprimento da bacia (SHEN et al., 2016).

Muitos desses índices têm como parâmetro a rede de drenagem. Normalmente, utiliza-se um limiar de acúmulo de área para determiná-la. Montgomery e Dietrich (1988) e Garrett e Wohl (2017) mostraram que a geração de drenagem não depende apenas da área acumulada, sendo que a nascente também não é constante no tempo (GODSEY; KIRCHNER, 2014; WHITING; GODSEY, 2016). Logo, é importante mapear a rede de drenagem em campo para que se possa estimar índices com confiabilidade.

Os processos hidrológicos podem ter uma relação mais forte com algumas características da bacia. A função largura pode se relacionar ao escoamento rápido (RIGON et al., 2016), assim como a densidade de drenagem. A geração de escoamento de base, pode se relacionar ao índice topográfico e a profundidade do solo (LIANG; CHAN, 2017).

### 2.3.1 Função largura

A função largura, proposta por Kirkby (1976), que mostra a distribuição de frequência do fluxo de água, é uma ferramenta útil para comparação entre bacias hidrográficas (DI LAZZARO, 2009):

$$T_{r \rightarrow o} = \sum_{i=r}^0 T_i = \sum_{i=r}^0 \frac{x_i}{v} \quad (1)$$

onde  $T_{r \rightarrow o}$  é o tempo de viagem de cada célula do rio ( $r$ ) para a exutória ( $o$ ) e  $x$  é a posição da célula,  $v$  é a velocidade média da bacia.

Esta função é frequentemente utilizada como suporte para modelos de hidrogramas unitários (GRIMALDI et al., 2010; GRIMALDI; PETROSELLI; NARDI, 2012; RIGON et al., 2016).

A função largura também representa distâncias de viagem de fluxo que solutos levam para a exutória da bacia hidrográfica. Muitas vezes, quando se utiliza a função largura, é assumida uma velocidade média para toda a rede de drenagem. No entanto, a velocidade não é uniforme em toda a rede fluvial, podendo ser influenciada pela diferença na geometria das sessões do rio e na vazão (COLLISCHONN et al., 2017; LEOPOLD, 1953)

Tendo por base que a bacia é formada por dois sistemas bem determinados, encosta e rio, seria necessário atribuir uma velocidade diferente para cada sistema. Rigon et al. (2016) propôs modificar essa função, tendo uma velocidade diferente para encosta e drenagem.

Bergstrom et al. (2016) propuseram outra modificação, com velocidade variante conforme a área, denominando de IW-VV-TTF

(*Inflow Weighted, Variable Velocity, Travel Time Function*). Assume-se que a velocidade é proporcional à área da bacia, havendo uma medida indireta de velocidade em todos os pontos da drenagem da bacia e a encosta não é considerada.

As características físicas e químicas da água medidas na exutória das bacias hidrográficas são influenciadas pela distribuição espacial da rede de drenagem. Muitas vezes, a estrutura da bacia não é considerada na interpretação das variáveis que interferem na geração de vazão. Recentemente, estudos estão sendo realizados com o foco no entendimento do fluxo da água sob a ótica de suas propriedades químicas (e.g. EGUSA et al., 2016; PERALTA-TAPIA et al., 2015). Contudo não se considera a influência da velocidade dentro da drenagem, mesmo tratando-se de parâmetros não conservativos, que afetaria parâmetros como oxigênio dissolvido e, conseqüentemente, a degradação da matéria orgânica.

### 2.3.2 Densidade de drenagem

Existem três maneiras de se aumentar a conexão da bacia: i) longitudinalmente, quando a nascente se desloca para pontos mais elevados; ii) lateralmente, quando áreas laterais do canal são ativadas, como extrapolação do canal ou saturação da área próxima ao canal; e iii) verticalmente, quando o escoamento subsuperficial mistura-se com o escoamento superficial (ZIMMER; MCGLYNN, 2018).

Quando a conexão longitudinal aumenta, aumenta-se a densidade de drenagem. Por definição, densidade de drenagem é a soma da extensão da rede de drenagem dividida pela área da bacia. A rede de drenagem tem naturalmente expansão e retração, de conexão e desconexão de acordo com as condições da bacia. Estudos mostraram que a densidade de drenagem é exponencialmente relacionada com a vazão específica (GREGORY; WALLING, 1968b). Uma bacia saturada tende a ter uma rede de drenagem muito mais densa do que a mesma bacia em período de seca, podendo chegar a ter duas ordens de Strahler a mais (GODSEY; KIRCHNER, 2014).

Desconhece-se quais características da bacia a fazem ter uma taxa de variação de densidade de drenagem. Whiting e Godsey (2016) sugeriram que as nascentes localizadas em altitudes menores eram mais estáveis, devido à localização na altura do rochedo que dá suporte ao lençol freático.

Diversos valores de densidade de drenagem foram encontrados em medições de campo (e.g. DAY, 1978; GODSEY; KIRCHNER, 2014; GREGORY; WALLING, 1968; ROBERTS; ARCHIBOLD, 1978; WHITING; GODSEY, 2016). (Tabela 1).

Tabela 2 - Relação dos estudos em campo que apresentaram uma taxa de variação de densidade de drenagem (Dd) conforme a vazão específica. Adaptado de: GODSEY; KIRCHNER, 2014

<b>Estudo</b>	<b>Dd</b>	<b>Taxa de variação</b>
Roberts and Klingeman, 1972	3,1-4,2	0,065
Blyth and Rodda, 1973	0,55-2,76	0,200
Day, 1983	0,7-5,3	0,365
Roberts and Archibold, 1978	4,9-10,1	0,067
Godsey and Kirchner 2014	0,50-3,91	0,270
Whiting e Godsey 2016	0,76-0,97	0,197
Whiting e Godsey 2016	1,47-1,83	0,083
Whiting e Godsey 2016	1,01-1,06	0,055
Whiting e Godsey 2016	0,62-0,68	0,093

### 2.3.3 Índice topográfico

O índice topográfico (*TWI*), proposto por Beven e Kirkby (1979), é importante porque relaciona-se indiretamente com a umidade do solo. A equação é descrita a seguir:

$$TWI = \ln\left(\frac{A}{\tan(\rho)}\right) \quad (2)$$

onde  $\rho$  é a declividade do ponto calculada em radianos e  $A$  é área de drenagem do ponto em  $\text{km}^2$ .

A umidade do solo é influenciada pela radiação, propriedade de heterogeneidade do solo e vegetação. O índice topográfico, que considera apenas a superfície da bacia, tem apresentado resultados confiáveis para estimar a umidade do solo, apesar de ser sensível à resolução da célula do modelo digital de elevação (ÅGREN et al., 2014).

Um trabalho recente de Liang e Chan (2017) relacionou o índice topográfico com a profundidade do solo e constatou que a correlação é positiva e significativa quando o solo está saturado, mas que essa



correlação tem duração de curto período de tempo. Liang e Chan (2017) verificaram a umidade no próprio local, utilizando-se tensiômetros e piezômetros.

O índice topográfico já foi utilizado para investigar as influências de escala dentro de uma mesma bacia hidrográfica por Woods e Sivapalan (1997), concluindo que em sub-bacias, que já possuem uma rede de drenagem bem desenvolvida, o índice topográfico segue um padrão parecido, independentemente da área.

### **2.3.4 Profundidade do solo**

A origem da água do rio, em condições de escoamento de base, tem duas fontes principais, água sub-superficial (proveniente da matriz do solo) e água subterrânea (águas do lençol freático provenientes das rochas fraturadas) (EGUSA et al., 2016).

A profundidade do solo torna-se muito importante para compreender a fonte do escoamento de base, dependendo da altitude do ponto monitorado. Apesar disso, o estudo de Ali et al. (2014) mostrou que a profundidade do solo não está diretamente relacionada à conectividade superficial entre as áreas de saturação da bacia.

## **2.4 ESCOAMENTO DE BASE**

O escoamento de base é formado pela mistura do escoamento sub-superficial e da água subterrânea. O monitoramento, feito por meio de campanha, de suas propriedades químicas, e a medição de vazão e velocidade, pode ser uma ferramenta para descrever melhor o ciclo hidrológico. A Tabela 3 traz trabalhos que utilizaram monitoramento de escoamento base para investigar a relação entre os padrões do escoamento de base e as características da paisagem de bacias hidrográficas. Na Tabela 3 a maioria dos trabalhos encontraram relação entre a dimensão da bacia hidrográfica, ou ordem da bacia hidrográfica. Isso porque a características da bacia, como capacidade de armazenamento, muda conforme a dimensão da bacia aumenta.

Tabela 3 – Lista de trabalhos feitos por meio campanhas de monitoramento do escoamento de base.

<b>Trabalho</b>	<b>Monitoramento</b>	<b>Conclusões</b>
<i>Investigating the representative elementary area concept: An approach based on field data.</i> (WOODS; SIVAPALAN, 1997)	Medição de vazão do escoamento de base em vários pontos da rede de drenagem em duas bacias hidrográficas.	As REA foram de 0,5 e 2,0 km <sup>2</sup> . Isso mostrou que para bacias hidrográficas com área de drenagem acima da REA podem ser desconsideradas as especificidades das bacias quando se trata de geração de vazão.
<i>Watershed structural influences on the distributions of stream network water and solute travel times under baseflow conditions.</i> (BERGSTROM et al., 2016)	Medição de vazão e velocidade do escoamento de base. Criação de uma função para analisar o efeito da geomorfologia da bacia.	A relação entre velocidade e vazão e a relação entre vazão e área, quando aplicadas ponto a ponto, podem revelar uma assinatura geomorfológica da bacia.
<i>Quantifying aggregation and change in runoff in accordance with catchment area increase in a forested headwater catchment.</i> (EGUSA et al., 2016)	Uso de traçadores (Na <sup>+</sup> , HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , K <sup>+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup> , Cl <sup>-</sup> ) para verificar a fonte da água do rio. Foi medido vazão e coletada água de três fontes: perfil do solo; entre as rochas e escoamento de base.	A vazão específica de água subsuperficial mostrou alto grau de variabilidade e diminuiu com área abaixo de 0,1 km <sup>2</sup> . A vazão específica das águas subterrâneas apresentou grande variabilidade abaixo de 1 km <sup>2</sup>
<i>Scale-dependent groundwater contributions influence patterns of winter baseflow stream chemistry in boreal catchments</i> (PERALTA-TAPIA et al., 2015)	Uso de isótopos provenientes da precipitação e água subterrânea para classificar a idade da água. Relacionou-se a idade da água a características químicas, pH, carbono orgânico dissolvido e base de cátions.	Conforme aumenta a área da bacia, às águas sub-superficiais dão espaço a águas subterrâneas. Esses padrões hidrológicos são resultantes de maiores concentrações superficiais de soluto (como carbono orgânico dissolvido). As concentrações de pH e condutividade elétrica, os quais são frutos de águas mais profundas, aumentam com o tamanho da bacia, pois estão presentes na água subterrânea.

Trabalho	Monitoramento	Conclusões
<p><i>Is representative elementary area defined by a simple mixing of variable small streams in headwater catchments?</i> (ASANO; UCHIDA, 2010)</p>	<p>Foram utilizadas concentrações de sílica dissolvida em 96 pontos de escoamento de base, em rios que vão de zero a sexta ordem, em uma bacia hidrográfica de 4,27 km<sup>2</sup>.</p>	<p>Os resultados demonstram que, mesmo em uma bacia com geologia quase homogênea e topografia simples, as concentrações de sílica dissolvida variaram amplamente no espaço e se tornaram similares entre locais de amostragem com área de mais de 10<sup>-1</sup> a 10<sup>0</sup> km<sup>2</sup>. As especificidades da zona crítica podem ser desconsideradas quando se trata de geração de vazão em bacias acima de 10<sup>0</sup> km<sup>2</sup>.</p>
<p><i>Spatial variability in the flowpath of hillslope runoff and streamflow in a meso-scale catchment</i> (UCHIDA; ASANO, 2010)</p>	<p>Foi verificada a concentração de sílica dissolvida e Na<sup>+</sup> em diversos pontos da drenagem em uma bacia de sexta ordem de 4,27 km<sup>2</sup>. Além disso foi coletada e analisada a água proveniente diretamente da rocha e do perfil do solo.</p>	<p>Os dados mostraram que a maior parte do escoamento de base na encosta é uma mistura de escoamento subsuperficial e subterrâneo. A taxa de mistura de água da camada de solo e da água subterrânea da rocha em rios de primeira ordem exibiu uma variação espacial significativa, mas a razão de mistura em rios de terceira a sexta ordem não. Indicando que a profundidade do caminho de fluxo é um componente-chave para descrever as respostas hidrológicas da encosta e da bacia.</p>
<p><i>Are headwaters just the sum of hillslopes?</i> (UCHIDA et al., 2005)</p>	<p>Concentração de sílica em diferentes alturas do perfil do solo (10, 40, 68, 59 e 94 cm), nascentes, escoamento de base e leito rochoso.</p>	<p>Esse estudo mostrou que a grande variação espacial nas respostas hidrológicas está presente na escala de encosta e que estas respostas são fortemente controladas pela contribuição de água diretamente da rocha para o solo; A variabilidade espacial das respostas hidrológicas em cabeceiras é amortecida em comparação com a da encosta, e esse amortecimento é determinado pela integração das respostas de encostas.</p>

Trabalho	Monitoramento	Conclusões
<i>Contributing sources to baseflow in pre-alpine headwaters using spatial snapshot sampling</i> (FISCHER et al., 2015)	Foi verificada a variabilidade espacial e temporal de $\delta^2\text{H}$ , Ca, DOC, pH, $\text{SO}_4$ , Mg e $\text{H}_4\text{SiO}_4$ das amostras de vazão do escoamento de base, água subterrânea e água de nascente. Foi relacionada às características químicas à área de drenagem e porcentagem área coberta por <i>wetland</i> .	A composição isotópica e hidroquímica do escoamento de base mudou ligeiramente da zona superior da bacia hidrográfica para a exutória. A área de <i>wetland</i> não teve correlação com a mudança da composição de isótopos. A área possuiu uma correlação fraca. E a água do solo não mostrou grande variação em relação a água coletada superficialmente.
<i>Variability in isotopic composition of base flow in two headwater streams of the southern Appalachians</i> (SINGH; EMANUEL; MCGLYNN, 2016)	O estudo monitorou duas bacias florestais com diferentes características topográficas. Utilizou a concentração de isótopos estáveis ( $^{18}\text{O}$ e $^2\text{H}$ ) de água juntamente com análise de vazão.	O $^{18}\text{O}$ do escoamento de base foi variável no espaço e no tempo ao longo dos rios, e a variabilidade temporal do fluxo de base $^{18}\text{O}$ diminuiu com o aumento da área de drenagem. O escoamento de base aumentou a concentração de $^{18}\text{O}$ , ao longo dos cursos de água das nascentes dos canais para as exutórias. A variabilidade espacial no fluxo de base $^{18}\text{O}$ nos rios foi relativamente baixa durante as condições secas e úmidas, mas foi maior durante o período de transição entre as condições seca e úmida. Estes resultados sugerem que a força do controle topográfico na composição isotópica do escoamento de base pode variar com a condição antecedente.

Há uma diferença no escoamento de base entre condições secas e úmidas. O trabalho de Adji et al. (2017) mostrou que em estações mais secas as propriedades químicas da água apontam uma interação mais intensa entre água e rochas. Relacionando com o modelo conceitual de Egusa et al. (2016), poderíamos atribuir uma maior contribuição da água proveniente diretamente do lençol freático.

A conexão entre os pontos onde o escoamento superficial aflora na bacia não é permanente, sugerindo que o escoamento de base está

relacionado às características de profundidade do solo (GODSEY; KIRCHNER, 2014; WHITING; GODSEY, 2016). Whiting e Godsey (2016) mostraram que os pontos onde os fluxos são mais instáveis são em encostas, em alta altitude, concluindo-se que as redes de drenagem permanente são provenientes da água subterrânea. Logo, a relação entre escoamento superficial e área, tanto no que diz respeito à volume como à fonte da água, não pode ser aplicada diretamente, pois depende se na altura do ponto medido o lençol freático tem ou não liberdade para aflorar.

#### **2.4.1 Vazão**

Em muitos trabalhos, a vazão é apresentada em forma de vazão específica para que se possa fazer o balanço de massa entre precipitação e vazão. Desde modo, divide-se a vazão pela área da bacia hidrográfica. A área da bacia hidrográfica é determinada por meio do divisor de águas, por meio do relevo, não se levando em consideração que a estrutura das rochas pode encaminhar a água proveniente do lençol freático para outra bacia.

Woods et al. (1995) investigou a existência de uma área elementar representativa (REA) do escoamento de base. Partindo do princípio que a bacia é formada por sub-bacias e que, a partir de uma determinada área, as sub-bacias se comportarão, em média, da mesma maneira, apresentando uma REA entre 0,5 e 2 km<sup>2</sup>. O trabalho de Karlsen et al. (2016) mostrou que assumir uma descarga específica uniforme para todos os pontos de uma bacia pode atribuir erros de até 33% na escala diária.

Egusa et al. (2016) por sua vez, concluiu que a REA do escoamento sub-superficial é de 0,1 km<sup>2</sup> e a REA da água subterrânea é de 1 km<sup>2</sup>, por meio das diferenças químicas entre a água subterrânea e a água proveniente do escoamento sub-superficial

A velocidade do fluxo da água do rio é uma característica importante, pois é uma das responsáveis pela quantidade de oxigênio dissolvido, que aumenta a depuração de solutos, importante principalmente para bacias de contribuição de lagoas.

Wondzell et al. (2007) analisou dados de 241 medições de velocidade, sob escoamento de base, relacionando com a vazão de oito bacias, chegando a uma relação não linear. Bergstrom et al. (2016) analisando seis bacias de 11,64 a 62,8 km<sup>2</sup> mostrou que a velocidade é relacionada com a área.

### 2.4.2 Características químicas do escoamento de base

Algumas características químicas das águas superficiais podem fazer conhecer um pouco da história da bacia hidrográfica. Como, por exemplo, o oxigênio dissolvido que em uma alta porcentagem indica que o leito do rio é pedregoso e que a superfície de contato água/ar é grande.

Uma grande porcentagem de carbono orgânico dissolvido indica que a água possui uma grande interação com a camada de solo, característico de águas sub-superficiais. Condutividade elétrica indica a presença de íons e cátions, sendo esses frutos da interação entre rochas e água, o mesmo acontece com o pH (PERALTA-TAPIA et al., 2015).

Desta forma, direta ou indiretamente, as propriedades químicas da água têm uma forte ligação com a escala da bacia, conforme mostra a Figura 2. A Figura 2 mostra que conforme aumenta a área da bacia, as águas sub-superficiais dão espaço a águas subterrâneas. Esses padrões hidrológicos são resultantes de maiores concentrações superficiais de soluto (como carbono orgânico dissolvido). As concentrações de pH e condutividade elétrica, que são indícios de águas mais profundas, aumentam com o tamanho da bacia, pois estão presentes na água subterrânea.

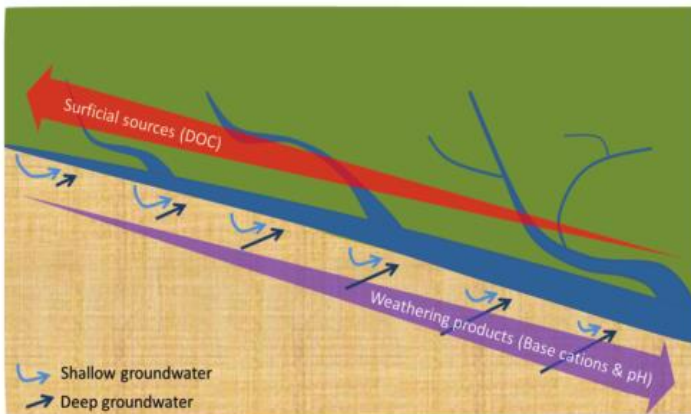


Figura 2 – Modelo conceitual dos padrões químico do escoamento de base. As nascentes são mostradas a direita. Fonte: Peralta-Tapia et al. (2015)

Apesar disso, não é possível determinar diretamente por meio das características químicas como pH e COD, a origem da água (e.g

subterrâneo, subsuperficial) da bacia, pois constituem propriedades não conservativas do escoamento.

Existem basicamente duas maneiras de abordar a origem da água: i) um balanço de massa entre a água nova (proveniente da precipitação) e água velha (já presente na bacia anteriormente ao evento) (PERALTA-TAPIA et al., 2015), ou ii) água subterrânea, água sub-superficial e água superficial (CAMACHO SUAREZ et al., 2015; EGUSA et al., 2016; HOOPER; CHRISTOPHERSEN; PETERS, 1990).

Entre os componentes conservativos utilizados como traçadores estão os isótopos  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ , que são variantes de um elemento químico, possuindo o mesmo número de prótons do elemento químico variando, entretanto, o número de nêutrons. Também são utilizados os íons  $\text{Na}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , que são variantes em número de elétrons de um mesmo elemento químico.

Para analisar a fonte de água (e.g. subsuperficial, subterrânea) o método EMMA (*end-member mixing analysis*) é muito utilizado (CAMACHO SUAREZ et al., 2015; CHRISTOPHERSEN et al., 1990; HOOPER; CHRISTOPHERSEN; PETERS, 1990; LOHSE et al., 2009; STUMPP et al., 2014). Existem quatro pressupostos para a utilização desse método (BARTHOLD et al., 2011): i) a água do rio tem uma mistura de soluções com uma composição fixa; ii) o processo de mistura é linear e dependente da mistura hidrodinâmica; iii) os traçadores são conservativos; iv) as soluções que originam a mistura têm concentrações extremas.





### 3 ÁREA DE ESTUDO E MONITORAMENTO

#### 3.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo se encontra no sul da Ilha de Santa Catarina, ao sul do Brasil (Figura 3), sendo esta localidade uma transição entre os climas tropical e temperado, com clima subtropical, verão quente e sem estação seca. A precipitação média anual é de 1800 mm. A bacia hidrográfica da Lagoa do Peri possui 20 km<sup>2</sup>, a lagoa contida dentro da bacia hidrográfica tem uma área superficial de 5,7 km<sup>2</sup> (FONTES et al., 2013; HENNEMANN; PETRUCIO, 2010, 2011; LEMES-SILVA; PAGLIOSA; PETRUCIO, 2014).

A Bacia Hidrográfica do Peri é cercada por morros cobertos por alguns remanescentes da Mata Atlântica em três estágios - inicial, intermediário e avançado - e restinga de vegetação costeira, que a mantém separada do Oceano Atlântico (SILVA, 2000). É um ecossistema importante para a preservação da biodiversidade (SBROGLIA; BELTRAME, 2012). Em 1981 foi estabelecida como Área de Conservação Municipal para preservar o ecossistema natural.

A Bacia Hidrográfica da Lagoa do Peri corresponde a cerca de 5% da ilha de Santa Catarina. A única comunicação de saída da Lagoa em direção ao Oceano Atlântico é por meio de rio denominado Sangradouro, onde está localizado o principal ponto de coleta água doce para abastecimento do sul da Ilha de Santa Catarina.

A principal preocupação, no entanto, é que a água potável possa estar contaminada com *trihalometanos*. Essas substâncias - altamente carcinogênicas - são formadas devido à combinação de matéria orgânica e cianobactérias filamentosas (FONTES et al., 2013). Para a segurança da qualidade da água, deve-se entender quais são as condições climáticas favoráveis ao desenvolvimento desse tipo de bactéria. O extenso fluxo de matéria orgânica associado ao escoamento tem o potencial de alterar substancialmente os equilíbrios biogeoquímicos de nutrientes e energia além de afetar a qualidade da água a jusante (ROWLAND; INAMDAR; PARR, 2017). Portanto, é importante entender a dinâmica das bacias hidrográficas onde a exutória se encontra direcionada para a Lagoa do Peri.

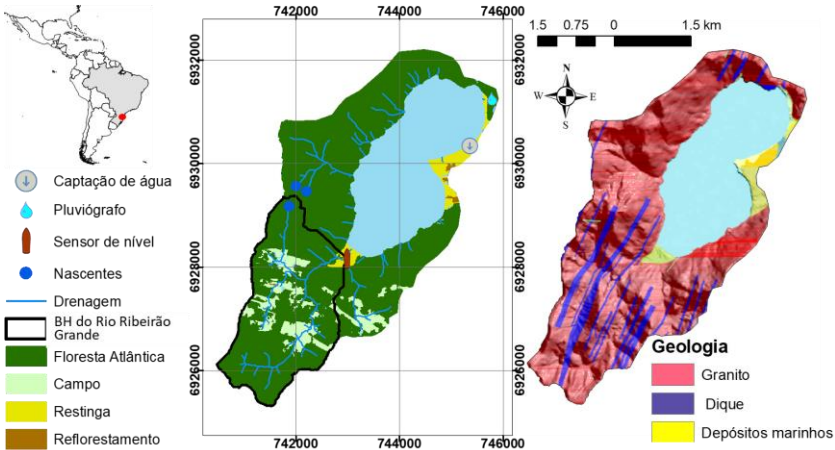


Figura 3 – Localização, cobertura vegetal e formação geológica da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri. Onde BH é bacia hidrográfica.

### 3.1.1 Características físicas

As informações espaciais foram obtidas por meio do modelo digital de elevação (DEM) com resolução de 1 m, implementada pela Secretaria de Desenvolvimento Sustentável do Estado de Santa Catarina (SDS, 2013).

A rede de drenagem foi definida por meio do algoritmo D8 (GREENLEE, 1987). O limiar de acúmulo de drenagem para a formação de drenagem foi definido conforme as nascentes observadas e marcadas em campo. Onde, após encontrar três nascentes (Figura 3) a menor área acumulada para formação de drenagem foi de 0,055 km<sup>2</sup>. Sabe-se que a área acumulada não é o único fator que influencia o aparecimento de uma nascente, sendo que esta se relaciona também a outros fatores, como a declividade local (AVCIOGLU; ANDERSON; KALIN, 2017; MONTGOMERY; DIETRICH, 1988). Porém, não foi considerado esse fator no algoritmo utilizado.

As características físicas da bacia hidrográfica foram calculadas por meio de um algoritmo escrito no *software* MATLAB, feito pela autora e apresentado no Apêndice I. As características físicas que foram analisadas estão na Tabela 4 e os resultados do processamento do algoritmo no Apêndice II.

Tabela 4 – Parâmetros físicos calculados da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri

Var.	Dim.	Descrição	Definição	Referência
<i>A</i>	[L <sup>2</sup> ]	Área de drenagem	Área, delimitada por meio do divisor de água, que drena para exutória.	Horton (1945)
<i>P</i>	[L]	Perímetro	Comprimento do divisor de água.	Schumm (1956)
<i>O</i>	[-]	Ordem da bacia hidrográfica	Maior ordem entre os rios que estão dentro da bacia hidrográfica.	Strahler (1952)
<i>L<sub>MS</sub></i>	[L]	Comprimento do rio principal	Comprimento do rio mais longo da bacia hidrográfica, sendo que este vai da exutória a alguma nascente.	Mueller (1968)
<i>L<sub>w</sub></i>	[L]	Comprimento da bacia	Maior comprimento em linha reta da exutória ao divisor de água da bacia hidrográfica	Gregory e Walling (1968)
<i>S<sub>MS</sub></i>	[L/L]	Declividade do rio principal	$S_s = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{L_s}$ , onde $H_{\max}$ e $H_{\min}$ é respectivamente a altitude da nascente e altitude da exutória.	Schumm (1956)
<i>R<sub>c</sub></i>	[-]	Razão de circularidade	$R_c = \frac{4\pi A}{P^2}$	Miller e Summerson (1960)
<i>C<sub>c</sub></i>	[-]	Coefficiente de compacidade	$C_c = 0.2841P/A^{0.5}$	
<i>R<sub>B</sub></i>	[L]	Alívio da bacia	Diferença entre a altitude da exutória e a maior altitude do divisor de água	Schumm (1956)
<i>F<sub>f</sub></i>	[-]	Fator de forma	$R_c = A/L_w$	Horton (1932)
<i>D<sub>d</sub></i>	[L/L <sup>2</sup> ]	Densidade de drenagem	$D_d = \sum L_s/L_w$ , onde $L_s$ é comprimento do rios	Gregory e Walling (1968)
<i>H<sub>m</sub></i>	[L]	Altitude mediana	Altitude mediana entre todos os pontos que estão delimitados pelo divisor de água.	
<i>S<sub>iMS</sub></i>	[L/L]	Sinuosidade do rio principal	$S_{iMS} = L_{MS}/L_{MSR}$ , onde $L_{MSR}$ é o comprimento em linha reta da exutória a nascente do rio principal	Wolman e Miller (1960)
<i>S<sub>m</sub></i>	[°]	Declividade mediana	Declividade mediada entre todos os pontos que estão delimitados pelo divisor de água.	Miller e Summerson (1960)

Var.	Dim.	Descrição	Definição	Referência
$TWI_m$	[-]	Índice topográfico mediano	Índice topográfico mediano entre todos os pontos que estão delimitados pelo divisor de água. O índice topográfico é definido como: $TWI = \ln \frac{A}{\tan S}$ , onde $A$ é a área de drenagem do ponto e $S$ é a declividade, em radianos.	Beven e Kirkby (1979)
Geologia	[%]	Porcentagem da área total da bacia com determinada formação geológica	Porcentagem de área total da bacia sobre granito, diques ou sedimentos costeiros com base no levantamento geológico da Universidade Federal de Santa Catarina	Laboratório de microscopia ótica (2018)
Vegetação	[%]	Porcentagem da área total da bacia coberto por determinada cobertura vegetal	Porcentagem de área coberta por mata atlântica, pastagem ou restinga. Com base no levantamento feito pela Prefeitura de Florianópolis.	Prefeitura de Florianópolis (2018)
Curvatura	[%]	Porcentagem da área total com determinada curvatura.	Porcentagem de área côncava, convexa ou linear. Onde a área côncava é definida sendo $Con = C_L > 0.04$ , onde $C_L$ é curvatura linear. Área convexa é definida sendo $Conv = C_L < -0.04$ . Área linear é definida como sendo a área onde não é côncavo nem convexo.	Evans (1980)

### 3.1.2 Principais sub-bacias

As duas maiores sub-bacias de contribuição da Lagoa do Peri são a bacia do Rio Ribeirão Grande e a bacia da Cachoeira Grande (Figura 4). Na bacia do Rio Ribeirão Grande há monitoramento automático de nível na exutória. Além disso, na exutória foi possível realizar medições de vazão utilizando duas metodologias, tornando-se importante para a validação da eficácia dos métodos empregados para a medição de vazão em outros pontos. Esta bacia hidrográfica possui 5,30 km<sup>2</sup>, e é de quarta ordem, a maior ordem em toda a bacia hidrográfica da Lagoa do Peri.

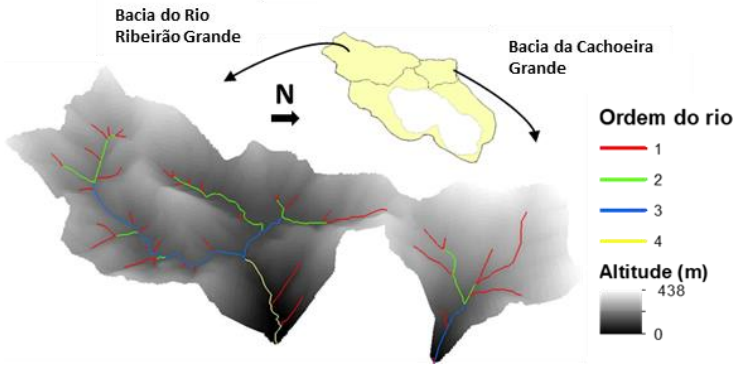
Em relação à cobertura vegetal, cerca de 25% da área é coberta por Mata Atlântica em estágio inicial, segundo o levantamento realizado pela Prefeitura Municipal de Florianópolis. Em saídas a campo percebeu-se que o que havia sido catalogado como Mata Atlântica em estágio inicial é na verdade pastagem para criação de gado. Ademais, há muitas residências presentes nessa área também catalogadas como Mata

Atlântica em estágio inicial. O restante da área, cerca de 75% é coberto por Mata Atlântica em estágios médio e avançado.

Quanto a formação geológica, há muitos diques, cerca de 20% da área. Os diques em meio ao granito, que representam a formação de 80% da área restante, podem fazer com que a quantidade de água que aflora do lençol, formando os rios, não tenha relação dependente apenas da área, uma vez que facilita que haja comunicação de água subterrânea entre as bacias hidrográficas (EGUSA et al., 2016).

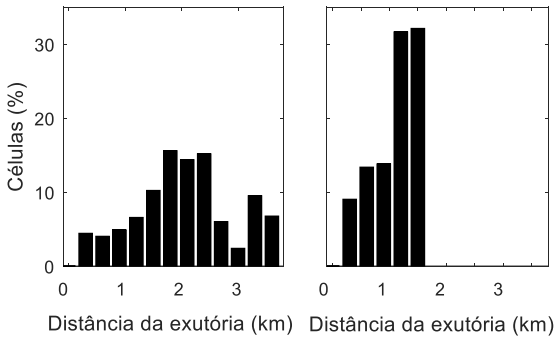
A bacia da Cachoeira Grande, por sua vez, possui 1,6 km<sup>2</sup> e é de terceira ordem. Diferentemente da bacia do Rio Ribeirão Grande, esta é coberta inteiramente de Mata Atlântica em estágio avançado e sua formação geológica é totalmente granito. Possui uma declividade superior a bacia do Rio Ribeirão Grande e também uma dificuldade superior em locomoção dentro de seus limites.

Por meio das funções largas dessas bacias, mostradas na Figura 4, espera-se que o comportamento do escoamento rápido, durante um evento de precipitação seja diferente para essas duas bacias hidrográficas, implicando no tempo de concentração. Além disso, espera-se que a capacidade de armazenamento, dado a influência da cobertura vegetal e da formação geológica, seja diferente para cada bacia. Ou seja, espera-se que tanto a velocidade, como a celeridade dessas bacias, apesar de constituírem sub-bacias da Lagoa do Peri, sejam diferentes entre si.



Bacia do Rio Ribeirão Grande      Bacia da Cachoeira Grande

a) Função Largura



b) Perfil da hidrografia

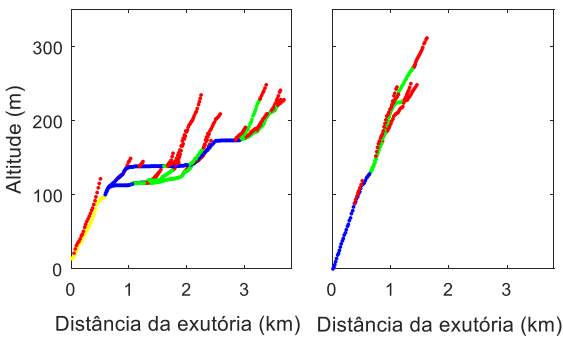


Figura 4 – Representação das duas principais bacias de contribuição da Lagoa do Peri.

## 3.2 MONITORAMENTO

### 3.2.1 Vazão e velocidade

Foram medidas a vazão e a velocidade sob condições de escoamento de base durante os anos de 2017 e 2018 em 30 pontos diferentes, totalizando 77 medidas de vazão e 35 de velocidade (Figura 5). As medições de velocidade foram possíveis apenas quando se utilizaram os métodos da velocidade-área ou da diluição. A seguir serão apresentados os diferentes métodos utilizados para a medição de vazão e velocidade.

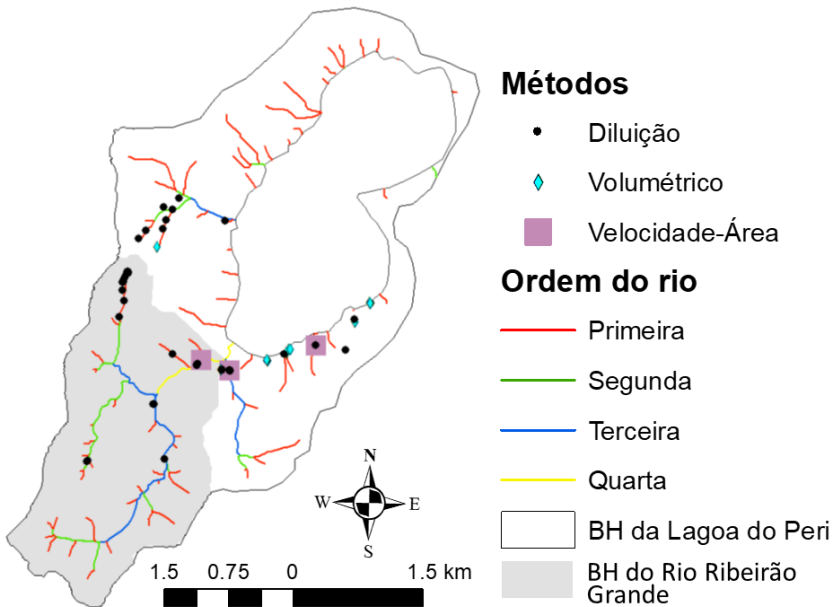


Figura 5 – Localização das medições de vazão e velocidade. Onde BH é bacia hidrográfica.

#### 3.2.1.1 Volumétrico

O método volumétrico consiste em coletar água em um recipiente por um determinado período de tempo:

$$Q_v = \frac{V}{T} \quad (3)$$

onde  $Q_v$  é vazão [ $L^3T^{-1}$ ],  $V$  é o volume coletado [ $L^3$ ] e  $T$  é o tempo total de coleta [T]. Os problemas relacionados ao uso deste método em canais naturais é que sua viabilidade se aplica a apenas para pequenos volumes onde toda a água da sessão transversal afunila para o mesmo ponto.

### 3.2.1.2 Diluição

O método de diluição é particularmente eficaz em pequenos riachos com sessões transversais irregulares (BERGSTROM et al., 2016). Neste método, injeta-se sal no rio e mede-se sua diluição. A condutividade foi medida usando uma sonda de condutividade (modelo: Orion 4 Star, Thermo).

De acordo com Hudson e Fraser (2002), existem quatro principais regras a serem seguidas ao utilizar esse método: i) o sal deve estar completamente misturado com o rio no ponto de medição; ii) o sal deve ser adicionado ao canal instantaneamente; iii) não deve haver influxo local entre os pontos de injeção e medição; e iv) o alcance medido deve ser reto sem piscinas, onde o sal pode ser retardado e separado do fluxo principal.

A sonda durante as medições ficou posicionada num ponto onde havia mistura completa (a mistura completa foi verificada por meio do comportamento de corante orgânico lançado no rio anteriormente a medição de vazão) entre o sal e o rio, e registrou-se a concentração de sal a cada 5 segundos. A vazão foi calculada como:

$$Q_d = \frac{M}{\sum_0^t C_r(\tau) d\tau} \quad (4)$$

onde  $Q_d$  é vazão [ $L^3T^{-1}$ ],  $M$  é a massa de sal [NaCl],  $C_r(\tau)$  é a concentração [ $ML^{-1}$ ] de [NaCl] no rio no tempo  $\tau$ , iniciando em 0 (tempo de injeção de sal) e terminando em  $t$  (tempo em que a condutividade retorna ao valor inicial do rio). A massa de NaCl utilizada nas medidas variou de 50 a 600 g.

A velocidade do rio quando se usou o método de diluição foi estimada como:

$$v_d = \frac{x_{in} - x_m}{t_{in} - t_e} \quad (5)$$

onde  $v_d$  [ $LT^{-1}$ ] é a velocidade,  $x_{in}$  [L] é a posição da injeção de sal,  $x_m$  [L] é a posição da sonda no rio,  $t_{in}$  [T] é o momento da injeção de sal e  $t_e$  [T] é o centro de massa do momento da pluma de sal. A diferença entre  $x_i$  e  $x_m$  variou de 3 a 16,5 m. Essa distância foi medida em campo utilizando uma trena.



## 3.2.1.3 Velocidade-área

O método de velocidade-área aproxima uma integral medindo a largura, profundidade e velocidade em pontos discretos ao longo de uma sessão transversal do canal. O fluxo total em uma sessão transversal é estimado somando-se a vazão de cada vertical da sessão (COHN; KIANG; MASON, 2013),

$$Q_{va} = \sum_{i=1}^n A_i v_i = \sum_{i=1}^n b_i d_i v_i \quad (6)$$

onde  $Q_{va}$  é a vazão [ $L^3T^{-1}$ ];  $n$  é o número de verticais no canal;  $A_i$  é a área da sessão transversal da vertical  $i$  [ $L^2$ ];  $b_i$  é a largura da vertical [ $L$ ], calculado como:  $(x_{i-1} + x_{i+1})/2$ , onde  $x$  é a distância horizontal da vertical em relação à borda da água;  $d_i$  é a profundidade média da vertical  $i$  [ $L$ ]; e  $v_i$  é a velocidade média a jusante na vertical  $i$  [ $LT^{-1}$ ].

Utilizou-se um micromolinete (modelo: C2 de OTT - Figura 6) para medir a velocidade do fluxo, todas as medidas de número de rotações da hélice foram feitas para um intervalo de 30 segundos. Para estimar a velocidade média em uma vertical, a velocidade foi calculada em 60% da altura da vertical, a profundidade da vertical variou de 0,15 a 0,67 m. As distâncias entre verticais variaram entre 0,3 ou 0,5 m. Onde a largura da sessão foi inferior a um metro, a distância entre a vertical foi de 0,3 metros, em larguras superiores, a distância foi de 0,5 m. Foi considerada vazão nula nas verticais onde a hélice do instrumento não girou.



Figura 6 – Micromolinete com contador de rotações

### 3.2.2 Séries de dados contínuos de precipitação e nível de água

A Figura 7 mostra a série de chuvas e o nível de água medido na exutória da bacia hidrográfica do Rio Ribeirão Grande, com discretização temporal de uma hora. O pluviômetro está localizado a 4,3 km da exutória. A curva-chave da sessão foi feita entre 12 e 36 cm.

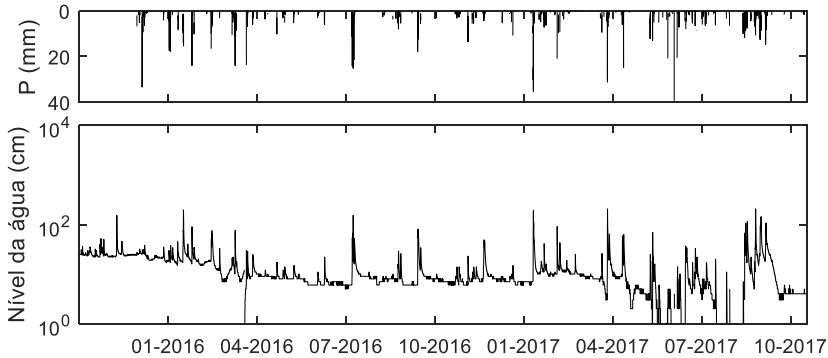


Figura 7 – Precipitação e nível de água com discretização temporal de uma hora.

### 3.2.3 Características químicas da água

As características químicas foram analisadas para três diferentes fontes: i) água da chuva; ii) água do perfil do solo; iii) água da lagoa; iv) escoamento de base (nascentes e rios de primeira a quarta ordem). A localização das coletas de amostras é mostrada na Figura 9. Em cada ponto era utilizado três equipamentos (Figura 8).

No começo do monitoramento mediu-se pH diretamente da fonte (Figura 8a), mas para ter uma maior segurança em relação a calibração da sonda de pH optou-se em medir o pH em laboratório, onde a sonda foi recalibrada a cada 10 medições. A medição de condutividade elétrica e temperatura foi feita sempre no local de coleta da amostra. A sonda de condutividade elétrica foi calibrada em laboratório no início do monitoramento, diferentemente da sonda de pH, esta sonda não precisa ser recalibrada com frequência (Figura 8b). Em cada ponto de monitoramento foi gravado as coordenadas com um GPS, esse GPS apresentou, dentro da floresta um erro de 5 metros.

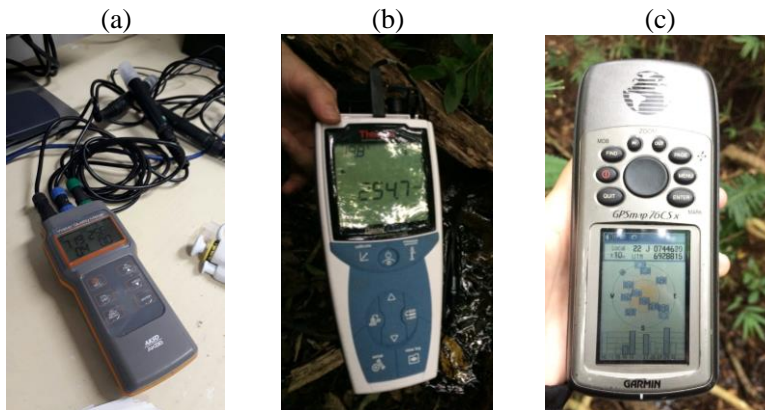


Figura 8 – a) equipamento utilizado para leitura de pH e oxigênio dissolvido e temperatura; b) equipamento para medição de temperatura e condutividade elétrica; c) GPS.

As características analisadas foram: pH, condutividade elétrica (CE), concentrações de íons (nitrato  $\text{NO}_3$ , cloreto  $\text{Cl}^-$ , fosfato  $\text{PO}_4^{3-}$ , sulfato  $\text{SO}_4^{2-}$  e acetato  $\text{CH}_3 \text{CO}^-$ ).

A coleta de água foi feita com técnicas diferentes para cada fonte, em todos os casos a água foi destinada para um frasco de plástico de 250 ml para análise de pH, CE e íons. Posteriormente as amostras eram destinadas a uma geladeira para conservação até serem feitas as análises laboratoriais.

Para coletar a água do perfil do solo foram instalados quatro poços dentro da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri. A Tabela 5 mostra as especificidades de cada poço.

Tabela 5 – Informações sobre os poços instalados para realização do monitoramento

<b>Coordenadas (UTM)</b>	<b>Cota do terreno (m)</b>	<b>Profundidade (m)</b>
22J 741862 6929151	271,1	1,20
22J 742390 6928226	64,7	0,56
22J 742735 6928147	6,7	2,12
22J 744680 6928822	7,4	1,23

Para instalação desses poços utilizou-se um trado manual de 7 cm de diâmetro, com o qual se escavou até alcançar rochas. No fundo do poço

colocou-se uma ponteira de 2,5 cm de diâmetro (Figura 10a) conectado a um cano de PVC de 5,0 cm ultrapassando 10 cm depois da altura do solo. Colocou-se brita ao redor da ponteira. Acrescentou-se areia até o fim do poço. A 10 cm do solo colocou-se cimento.

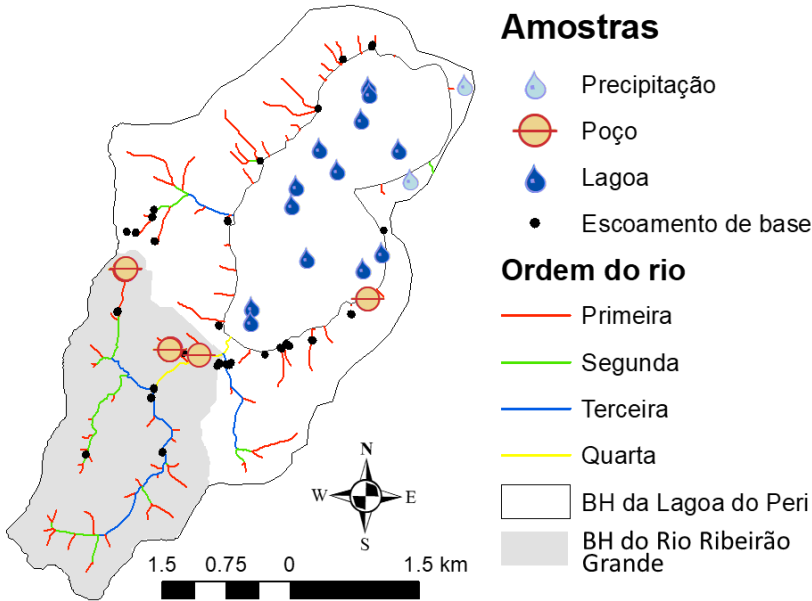


Figura 9 - Localização dos pontos de coleta de amostras de água. Onde BH é bacia hidrográfica.

Para coletar a água do poço utilizou-se uma mangueira de 2,5 cm de diâmetro por meio de sucção até metade da mangueira. No momento da coleta primeiramente o poço era esvaziado, esperava-se o poço encher novamente para então coletar a água.

A água da Lagoa foi coletada por meio de uma bomba manual (Figura 10b) a um metro de profundidade guiada por uma rosca sem fim de um metro. Coletou-se água em locais espacialmente distribuídos, os quais variaram entre as campanhas de amostragem. Além disso foi coletado água na saída da bacia, no sangradouro, como um ponto considerado a mistura completa de toda a água da lagoa.

Para a coleta da água da chuva foram instalados dois pluviômetros (Figura 10c). O pluviômetro foi feito com um reservatório de cano de

PVC de 5 cm de 0,6 cm de altura. No topo do reservatório utilizou-se um funil feito de garrafa de plástico com capacidade de cinco litros com diâmetro de 0,2 m. Para evitar o efeito da evaporação foi colocado dentro do tubo de PVC uma bola de pingue-pongue, boiando quando o reservatório estava cheio e diminuía a interação direta entre a água e o ar, além de aumentar a tensão superficial que ajudava a diminuir a evaporação.

A coleta do escoamento de base foi feita diretamente no rio em locais onde havia água corrente, emergindo os francos na corrente.

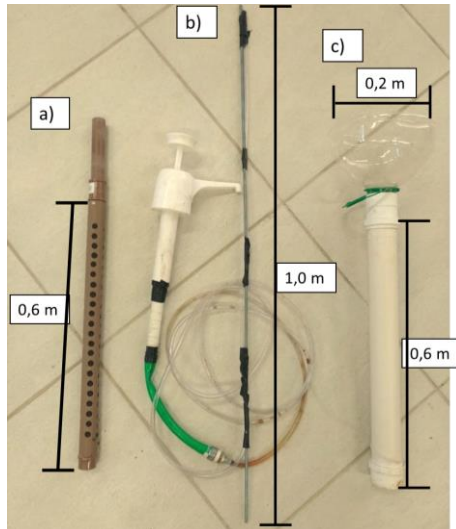


Figura 10 – Materiais utilizados para a coleta de água em campo. a) ponteira de poço para coleta de água do perfil do solo; b) bomba manual para coleta de água da lagoa; c) pluviômetro para coleta de água da chuva.



## 4 ESTABELECIMENTO DA METODOLOGIA DAS CAMPANHAS DE MONITORAMENTO

### 4.1 INTRODUÇÃO

Sabe-se que há interesse ecológico e social em entender o ciclo hidrológico e o movimento da água na bacia da Lagoa do Peri. Entretanto, no início desse estudo não existia nenhuma fonte de dados de vazão, apenas de chuva. Havia apenas sensores de nível na bacia do Rio Ribeirão Grande e no Sangradouro (Figura 3), porém não havia curva-chave. Além disso, não existia recursos financeiros suficientes e mão de obra para equipar a bacia. Para contornar estas dificuldades foram empregadas a estratégia de obter dados por meio de campanhas de monitoramento de escoamento de base.

Os trabalhos feitos por meio de campanhas de observação da drenagem e monitoramento do escoamento de base são de baixo custo e trazem informações que podem auxiliar nosso entendimento a respeito do ciclo hidrológico e o movimento da água na bacia hidrográfica.

Godsey e Kirchner (2014) e Whiting e Godsey (2016) mapearam pontos de aparecimento e desaparecimento da drenagem que trouxeram informações sobre o equilíbrio entre a zona hiporreica e o rio. Além disso, a relação entre a densidade de drenagem e a vazão encontrada trouxe informações para um maior entendimento de geração de vazão. Mutzer et al. (2016) mapearam os canais e mostraram que a função largura muda muito quando feita em canais mapeados em relação a feita pela hidrografia gerada por meio do modelo digital de elevação. Ou seja, a heterogeneidade espacial da densidade de drenagem pode desempenhar um papel importante na modelagem da geração de vazão, em que a função largura pode ser usada como base para modelos hidrológicos de chuva-vazão.

Woods, Sivapalan e Duncan (1995) mediram a vazão do escoamento de base em diversos pontos do mesmo rio com o objetivo de verificar se havia um limiar de área de drenagem em que a vazão fosse dependente exclusivamente da área, ou seja, que o valor da vazão específica estabilizasse. Esse estudo auxiliou na compreensão de o quanto o processo de geração de vazão é dependente da área de drenagem.

Egusa et al. (2016) e Ficher et al. (2015) monitoraram as características químicas da água durante o escoamento de base em diversos pontos da bacia, o que trouxe informações sobre a importância das características físicas para o tempo de residência médio da bacia.

Peralta-Tapia et al. (2015) monitoraram as características do escoamento de base, e estudaram o padrão do carbono orgânico dissolvido e o pH, auxiliando na explicação das dinâmicas do ecossistema dentro da bacia hidrográfica e as variações desses parâmetros conforme a escala.

Todos os trabalhos mencionados nos parágrafos anteriores foram realizados em locais onde a vegetação é homogênea, em regiões temperadas, com facilidade de trilhar em meio da vegetação. Este capítulo expõe os desafios do monitoramento bem como as informações obtidas por meio de diversas tentativas de estabelecimento de um trajeto e metodologia de campanha de monitoramento de escoamento de base. O objetivo deste capítulo é detalhar aspectos importantes a serem observados no início do monitoramento hidrológico feito por campanhas de escoamento de base em região coberta por Mata Atlântica.

#### 4.2 MATERIAIS E MÉTODOS

A obtenção dos dados de escoamento de base foi feita por meio de quatro trajetos distintos (Figura 11), que possibilitavam diferentes análises.



Figura 11 – Pontos de monitoramento na bacia da Lagoa do Peri. Os pontos em vermelho referem-se aos pontos monitorados no primeiro trajeto; em azul, ao segundo trajeto; em rosa, ao terceiro trajeto e, em amarelo, aos pontos do quarto trajeto.



#### 4 - Estabelecimento da metodologia das campanhas de monitoramento

A seguir, será percorrido sobre cada trajeto, os dados obtidos, e elencados os pontos positivos e negativos em cada metodologia. A Tabela 6 traz um resumo de todos os trajetos realizados

Tabela 6 – Quadro resumindo os pontos dos trajetos adotados. Onde T. é trajeto e N. é número de campanhas com obtenção de dados.

T.	Metodologia	Objetivo(s)	Pontos positivos	Pontos negativos	N.
1º	Medição de escoamento de base.	Investigar o conceito de área elementar representativa.	Fácil acesso; Trajeto com baixo nível de dificuldade; Equipe pequena.	A escala das bacias não foi suficiente para alcançar o objetivo.	3
2º	Medição de pH, condutividade elétrica, temperatura e oxigênio dissolvido do escoamento de base.	Investigar o efeito da zona hiporreica ao longo de um rio.	Fácil acesso; Metodologia de fácil aplicação; Equipe pequena.	Trajeto com alto nível de dificuldade; Muita incerteza na delimitação da bacia e da drenagem.	2
3º	Medição de vazão; Medição de pH, condutividade elétrica, temperatura e oxigênio dissolvido; Marcação de pontos de descontinuidade da drenagem.	Verificar o padrão das características do escoamento de base e da rede de drenagem.	O efeito de agregação de área é mais bem visualizado pelo fato de as medições ocorrem no mesmo rio principal; Equipe pequena.	Dificuldade de acesso ao local de medição; Trajeto com alto nível de dificuldade.	2
4º	Medição de pH, condutividade elétrica íons em três diferentes fontes: escoamento de base, poços e lagoa.	Verificar a variação espacial no padrão de armazenamento da bacia hidrográfica.	Abundância de pontos em toda a bacia hidrográfica; Trajeto com baixo nível de dificuldade.	Equipe grande; Instalação de poços; Análises laboratoriais; Não é possível realizar medições de vazão e velocidade por causa de questões de tempo.	5

### 4.2.1 Primeiro trajeto

A primeira ida ao campo foi em caráter exploratório, sem obtenção de dados, ocorreu no dia 10/02/2017, realizado na trilha da Gurita. Em um primeiro momento, o objetivo foi marcar pontos de emergência de rio e escolher um método apropriado para medição de vazão. A Figura 11 mostra os pontos monitorados desse trajeto em vermelho, denominado de primeiro trajeto, com extensão de 5 km. A dificuldade desse trajeto está na quantidade de grandes pedras no meio da trilha, com altura de cerca de 1,5 m, o que demandou muito tempo para ultrapassá-las, porém, não foi necessário abrir caminho dentro da floresta.

No campo exploratório, foram visualizados dezessete caminhos preferenciais da água. Contudo, em apenas nove havia água. Alguns caminhos preferenciais, como mostra a Figura 12 apresentavam seções atípicas, a Figura 12a apresenta um ponto de monitoramento onde a água escorre por cima de uma grande pedra.

Houve tentativas de medição da vazão por meio do método velocidade-área, mas nos canais não havia velocidade suficiente para movimentar a hélice do equipamento (Figura 12b), além do fundo e do leito dos canais possuem formação rochosa, o que tornavam as sessões irregulares e não recomendáveis para o uso do molinete. A Figura 12c mostra uma típica seção encontrada neste trajeto. Para estimar a vazão neste campo exploratório foi utilizado o método volumétrico de maneira improvisada (Figura 12d) A equipe de trabalho era constituída por 5 pessoas. O tempo para a conclusão desse trajeto, sem fazer de fato nenhuma medição, foi de cerca de 5 horas.

O objetivo estabelecido para o monitoramento feito nesse percurso foi encontrar um limiar de área, segundo a mesma metodologia de Woods, Sivapalan e Ducan (1995); onde a variação da vazão específica de cada bacia hidrográfica em relação à vazão específica da maior bacia hidrográfica foi analisada. A vazão específica normalizada para cada dia de medição é calculada sendo:

$$qn_k = \frac{q_k}{q_{0N}} \quad (9)$$

onde  $q$  [ $LT^{-1}$ ] é a vazão específica da bacia hidrográfica  $k$ ,  $qn$  [-] é a vazão específica normalizada pela vazão específica da maior bacia hidrográfica, cujo índice é  $0N$ .



Figura 12 – a) Água vertendo sobre a rocha; b) Seção com fluxo laminar; c) Típica seção do trajeto, onde a água verte em meio as pedras e; d) medição de vazão utilizando o método volumétrico.

No dia 14/03/2017, efetivamente o primeiro dia de campanha, foram levados ao campo diferentes tamanhos de recipientes para que se tentasse medir a vazão pelo método volumétrico. Também foram levados os equipamentos para medir por meio dos métodos de velocidade-área e diluição. Esse campo demorou oito horas e meia, e a equipe de trabalho foi composta de 3 pessoas. Um dos motivos da longa duração desse campo foi o peso da caixa do molinete, equipamento usado para medir vazão pelo método velocidade-área. Em apenas um ponto houve medição

por meio do método de velocidade-área e diluição. A diferença entre os dois métodos de medição foi de 15,77%, enquanto que pelo método de diluição mediu-se 7,33 Ls<sup>-1</sup>, por velocidade-área mediu-se 8,70 Ls<sup>-1</sup>. Foi medida a vazão em 9 diferentes pontos, sendo um deles a exutória da bacia do Rio Ribeirão Grande.

No segundo dia de campanha, em 01/04/2017, a equipe de trabalho foi constituída de 2 pessoas, tendo duração de 7 horas. O escoamento de base estava maior do que no primeiro dia, impossibilitando a utilização do método volumétrico. Todos os pontos foram medidos por diluição, apresentando um total de 8 pontos.

Entre o terceiro e o quarto dia de monitoramento ocorreram duas idas a campo. Na primeira com o intuito apenas de medir vazão para comparar os métodos de medição de vazão por velocidade-área e por diluição. Essa ida a campo foi constituída de 3 pessoas, e a duração do monitoramento foi de 3 horas. Registrou-se uma diminuição dos erros em relação aos encontrados anteriormente, o erro foi de 0,7%, a vazão por diluição foi de 27,05 Ls<sup>-1</sup> e a velocidade-área foi de 27,24 Ls<sup>-1</sup>. Na segunda foi-se ao campo com uma equipe de 2 pessoas na tentativa de chegar às nascentes; porém, conseguiu-se alcançar apenas a duas nascentes em cinco horas de caminhada.

No terceiro dia de campanha, em 22/04/2017, utilizou-se o método de diluição e volumétrico. A equipe era formada por 4 pessoas. A vazão estava inferior aos outros dias de monitoramento e foi possível medi-la em apenas cinco pontos. Nesse campo, começou-se a medir, além da vazão, também a velocidade do escoamento de base.

#### 4.2.2 Segundo trajeto

O segundo trajeto foi realizado com o objetivo de responder à pergunta: “Considerando-se que a vazão é proporcional à área, é possível que as características químicas do escoamento (e.g. temperatura, condutividade elétrica) sigam o mesmo princípio?”. Sabe-se que as trocas de água entre a zona hiporreica e o rio causam a mudança de temperatura, segundo Selker et al. (2006).

A zona hiporreica (Figura 13) é a região de interação entre água superficial e água subterrânea, sendo um ambiente onde ocorrem conjuntos de reações entre os componentes bióticos e abióticos do ecossistema (FREITAS et al., 2011).

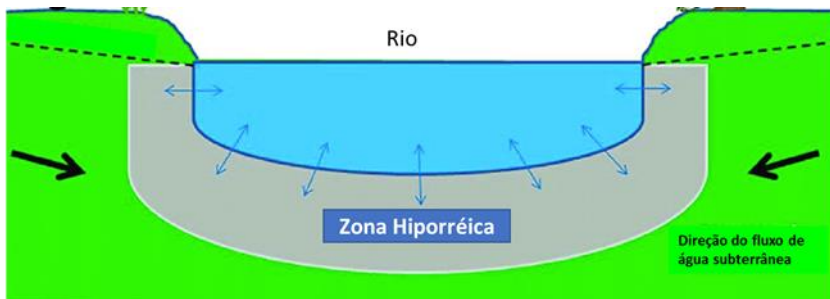


Figura 13 - Esquema simplificado da zona hiporreica. Adaptado de Feeley et al. (2017)

O valor da condutividade elétrica está relacionado à capacidade da água de conduzir eletricidade, sendo que uma maior condutividade indica que há mais íons. Há maior quantidade de íons em solos argilosos do que em arenosos (RIBEIRO et al., 2005). Os pontos de monitoramento desse trajeto estão mostrados na Figura 11, em cor azul.

A bacia monitorada é classificada como sendo de segunda ordem, possuindo 0,12 km<sup>2</sup> de área de drenagem e 540 metros de comprimento de rede de drenagem. Quanto mais perto da nascente o leito era formado principalmente por rochas (Figura 14a), quanto mais perto da exutória, menor a declividade e o leito do rio era formado principalmente de areia, semelhante a areia encontrada em praias (Figura 14b).

No primeiro dia de campanha do referido trajeto, em 04/05/2017, medições de temperatura e condutividade elétrica foram realizadas. A vazão era pequena e a medição foi feita onde se formavam pequenos acúmulos de água. Esse monitoramento durou um total de quatro horas e foi necessário somente uma equipe de 2 pessoas. Houve o cuidado de medir a temperatura no mesmo ponto no começo e ao fim do monitoramento, para avaliar a variação temporal do dia, e essa foi insignificante.

O segundo dia de medição foi feito em 12/01/2018, após um grande evento de precipitação (330 mm), ocorrido no dia 11/01/2018. Nesse dia foi possível fazer a medição em apenas um rio, pois havia começado a chover intensamente. Além de temperatura e condutividade elétrica, também foram medidos pH e O<sub>2</sub>.

Suspendeu-se a realização desse monitoramento porque havia muita incerteza na definição da área de drenagem delimitada por meio do modelo digital de elevação. Isso é, quando se utilizou o geoprocessamento, com o dado de entrada sendo o MDE, para estimar a

área de drenagem, não houve a identificação de bacia hidrográfica nesse ponto. A determinação dos divisores de água feita por meio das curvas de nível foi feita com muito incerteza, dada a declividade da encosta.

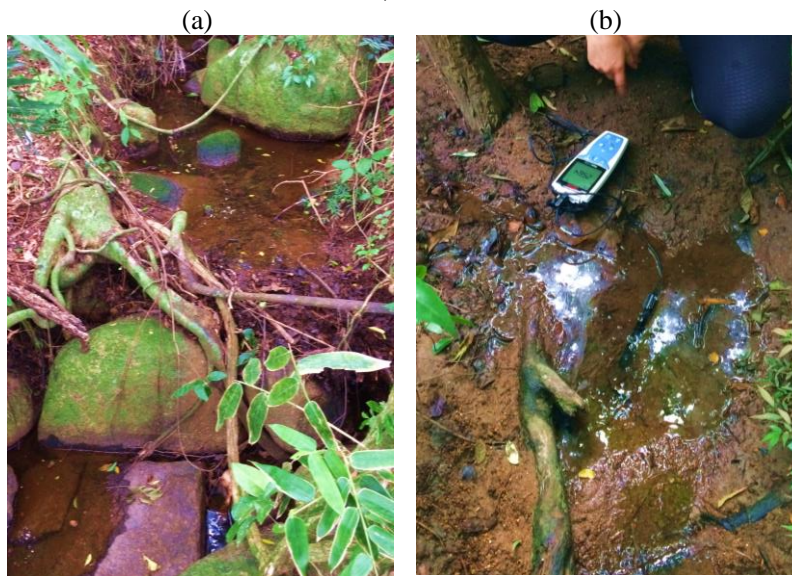


Figura 14 – a) Leito em alta altitude, com predominância de rochas; b) leito em baixa altitude, com predominância de areia fina semelhante a areia de praia.

### 4.2.3 Terceiro trajeto

O primeiro e o segundo trajeto foram feitos em locais de fácil acesso. Em julho de 2017, foi feito um campo de caráter exploratório na bacia da Cachoeira Grande (Figura 4), para adentrar a bacia da Cachoeira Grande foi necessário passar pelo divisor de água dessa bacia com a bacia do Rio Ribeirão Grande. Ao passar por esse divisor encontrou-se uma nascente da bacia hidrográfica Rio Ribeirão Grande (Figura 15). A certeza que realmente o ponto encontrado era uma nascente se deu no momento em que fomos da nascente até o divisor de água sem encontrar um outro ponto de afloramento de água.

Para chegar à bacia, é necessário um automóvel apropriado, capaz de subir uma estrada de terra com alta declividade. Conseguiu-se subir utilizando uma caminhonete com tração nas quatro rodas, que não estaria disponível para a continuidade do projeto. Apenas em dezembro de 2017

uma caminhonete ficou à disposição do laboratório, o que foi decisivo para a continuidade do trabalho.

O terceiro trajeto, mostrado em rosa na Figura 11, foi realizado com o intuito de verificar os padrões de escoamento de base do mesmo rio com a agregação de área. Ademais, com base nos resultados do segundo trajeto, e sabendo que o MDE representa bem essa bacia, foi feito o monitoramento de vazão, velocidade, temperatura, condutividade elétrica, pH, O<sub>2</sub> e pontos de descontinuidade da drenagem.

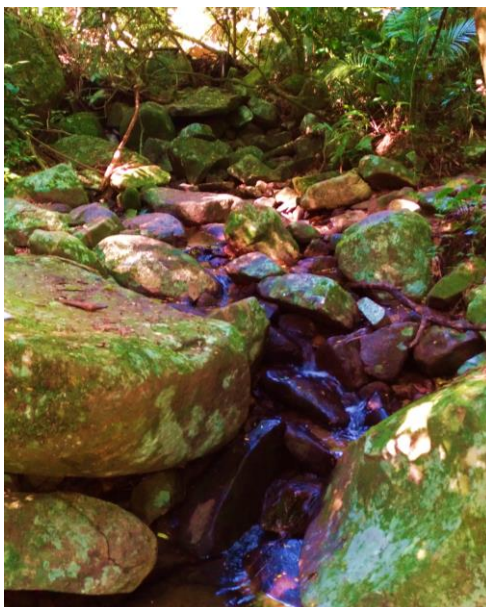


Figura 15 - Nascente da Bacia Hidrográfica Rio Ribeirão Grande

Esse trajeto foi feito realizado apenas duas vezes, nos dias 05 e 20/02/2018, num total de 11 medições em diferentes pontos, com uma equipe de apenas duas pessoas. Esse trajeto foi desativado devido à dificuldade em caminhar dentro da floresta. Nesse trajeto a dificuldade foi muito grande, superior ao segundo trajeto. Eram 500 m de drenagem que consumiam 7 horas devido ao contorno que tinha-se que dar em virtude de grandes pedras no meio do rio, com cerca de 2 m de altura. O plano inicial, quando se iniciou esse trajeto, era descer o rio da nascente até a exutória da bacia do Rio Ribeirão Grande, no entanto o rio acabava em um grande *wetland* que era intransponível e, quando terminava, era

necessário adentrar por propriedades privadas com criação bovina para acessar o rio novamente.

#### 4.2.4 Quarto trajeto

Nesse trajeto, o objetivo inicial foi coletar água de diferentes fontes para que se pudesse investigar a origem da água e o tempo de residência médio. Para iniciar esse trajeto, foram necessários 4 campos de reconhecimento do local, ocorridos nos dias 19/07, 13/12, 18/12/2017 e em maio de 2018. Nos campos de reconhecimento foram marcados os pontos de drenagem e afloramento da água, a fim de verificar a qualidade da drenagem feita por meio do modelo digital de elevação (Figura 16a). A drenagem delimitada por meio do geoprocessamento apresentou um bom resultado.

Por meio do campo de reconhecimento foi possível observar que os leitos dos rios de segunda ordem da bacia da Cachoeira Grande são propícios ao método de diluição (Figura 16b), apesar de apresentar pontos onde o rio é formado por paredões de pedra seguido por piscinas (Figura 16c). Os rios de segunda e terceira ordem da bacia do Rio Ribeirão Grande mostraram-se propícios a medição de vazão por meio do método de diluição (Figura 16d,e).

Desde o início do projeto da dissertação, a intenção era investigar o padrão de escoamento de água na região da bacia coberta totalmente por Mata Atlântica, isto é, na bacia da Cachoeira Grande (Figura 4), e além disso, obter variação de área drenagem entre os pontos. Esse trajeto, onde os pontos estão mostrados em amarelo na Figura 11, engloba também os pontos do primeiro trajeto.

Antes de iniciar o monitoramento no quarto trajeto, foi necessária a construção de 4 poços (Figura 16f), o que demandou 3 turnos de trabalho com equipe variando de 3 a 5 pessoas.

Adotaram-se critérios para a realização desse monitoramento, em que todos os pontos coletados deveriam estar na mesma condição, ou seja, não deveria haver chuva durante o dia das coletas, ou nas doze horas antecedentes, a fim de garantir que a água coletada fosse proveniente do escoamento de base. Nos outros trajetos, adotar esses critérios se demonstrou fácil, pois havia poucos pontos de monitoramento. Contudo, para o quarto trajeto foi necessário realizar uma estratégia de logística eficiente. Os pontos escolhidos para coleta da água teriam que ser de fácil acesso de carro ou barco, onde fosse necessário caminhar a pé num curto período de tempo.



Realizar esse trajeto só foi possível porque havia uma equipe fixa responsável pelo monitoramento. No ano de 2017, os esforços da equipe de campo estavam em realizar os monitoramentos de interceptação e escoamento superficial, que já haviam sido iniciados no laboratório. Os monitoramentos demandavam a duração de um dia inteiro após cada evento de precipitação. Porém no ano de 2018 a equipe se consolidou e foi possível a realização, além dos monitoramentos já estabelecidos, também o monitoramento feito por campanha de escoamento de base.

No primeiro dia de campanha, em 06/06/2018, não foi possível realizar medições em todos os pontos, pois não havia barco disponível para acesso aos rios, que são acessados exclusivamente pela lagoa. A equipe de monitoramento era formada por 5 pessoas e a vazão foi medida em todos os pontos. A campanha demorou 8 horas e o grupo não se dividiu em momento algum. No dia 07/06/2018, foi feita a coleta da água da Lagoa utilizando um caiaque. A equipe contou com 2 pessoas e a campanha levou três horas. No total, foi coletada água em 26 pontos.

No segundo dia de campanha, em 26/06/2018, a equipe foi de 4 pessoas. Coletou-se água e mediu-se vazão no período da manhã nos pontos dentro da bacia do Rio Ribeirão Grande e da bacia da Cachoeira Grande, com todo o grupo junto. No período da tarde, o grupo se dividiu, 2 pessoas coletaram a água nos pontos da trilha da Gurita (os pontos do primeiro trajeto) e as outras 2 pessoas foram realizar o monitoramento de interceptação também monitorado pelo grupo. Foi coletada água em 16 pontos e, como a vazão estava baixa, alguns pontos não possuíam água para a coleta.

No terceiro dia de campanha, em 16/07/2018, foi realizado o monitoramento da mesma maneira do dia 26/06/2018, porém não houve medição de vazão. No dia 17/07/2018, a Fundação Municipal do Meio Ambiente de Florianópolis – FLORAM cedeu um barco motorizado e um piloto para que fosse viável fazer a coleta nos rios onde o acesso é somente a barco e no meio da lagoa. Foram coletados, entre o dia 16 e 17/07, um total de 33 pontos.

No quarto dia de campanha, em 14/08/2018, foi realizado o monitoramento da mesma maneira do dia 26/06/2018, porém não houve medição de vazão. Foram coletados um total de 23 pontos, superior ao número de pontos no dia 26/06/2018 pois a vazão estava mais alta e havia água em muitos rios.

No terceiro dia de campanha, em 27/09/2018, foi realizado no mesmo dia o monitoramento de todos os pontos, com o barco e o motorista cedidos pela FLORAM. Foi coletada água em 32 pontos.



Figura 16 – a) marcação de pontos de afloramento da drenagem; b) leito de um rio de segunda ordem da bacia da Cachoeira Grande; c) leito de um rio de segunda ordem da bacia Cachoeira Grande; d) leito de um rio de terceira ordem da bacia do Rio Ribeirão Grande; e) leito de um rio de segunda ordem da bacia do Rio Ribeirão Grande; f) poço construído ao lado de uma nascente da bacia do Rio Ribeirão Grande

Após o término das campanhas em campo, iniciou-se uma nova fase do trabalho, que constituiu na análise dos parâmetros químicos das amostras em campo. Ao todo, levaram-se 10 dias inteiros para organizar,

filtrar e encaminhar as amostras, necessitando do trabalho de um grupo de 3 pessoas.

### 4.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 4.3.1 Primeiro trajeto

Neste primeiro trajeto foi monitorada a vazão do escoamento de base em bacias com área de drenagem variando entre 0,02 a 5,33 km<sup>2</sup>. Em estudos anteriores, de Egusa et al. (2016) e Woods et al., (1995), os quais investigaram a área elementar representativa (REA) utilizando dados de escoamento de base, a REA nesses trabalhos variou entre 0,5 a 2 km<sup>2</sup>.

A partir desses primeiros dados nada se pôde afirmar, pois há um intervalo de tamanho de bacias sem monitoramento entre 0,25 a 1,13 km<sup>2</sup>, e um intervalo entre a 1,13 a 5,33 km<sup>2</sup>, além disso há apenas uma medição na bacia do Rio Ribeirão Grande com área de drenagem de 5,33 km<sup>2</sup>. Pelas características geológicas da região, diques e fraturas geológicas (Figura 3), espera-se que a área representativa elementar seja elevada.

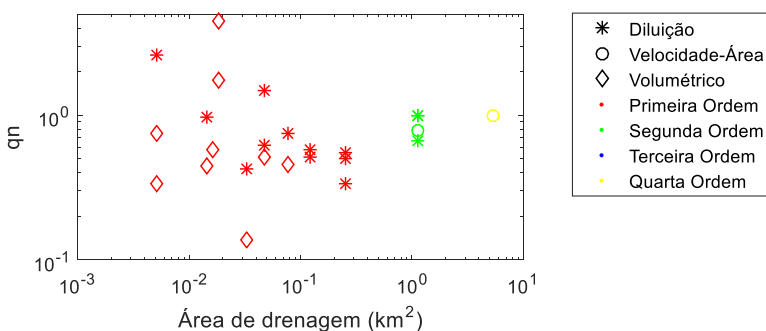


Figura 17 – Variação da vazão específica normalizada conforme a área de drenagem. Não há ponto monitorado em rio de terceira ordem.

A partir desses primeiros resultados tornou-se interessante investigar bacias hidrográficas com maiores áreas de drenagem. Além disso, os resultados, ainda que preliminares, por não possuírem conclusões significativas, fizeram com que o estudo fosse conduzido no sentido de buscar outros tipos de análises e dados.

### 4.3.2 Segundo trajeto

Foram feitas medidas de condutividade elétrica em uma sub-bacia ao longo da drenagem dois dias distintos (Figura 18). No dia 04/05/2017 e no dia 02/01/2018. Percebe-se que após um grande evento de precipitação (330 mm), como aquele ocorrido em 11 de janeiro de 2018, a variação da condutividade elétrica diminuiu. No primeiro dia os valores variaram de 192 a 291  $\mu\text{s/cm}$ , e em janeiro variaram de 91 a 112  $\mu\text{s/cm}$ . Enquanto no primeiro dia as maiores condutividades elétricas se encontravam próximas à exutória, no segundo dia as maiores condutividades elétricas estavam próximas à nascente.

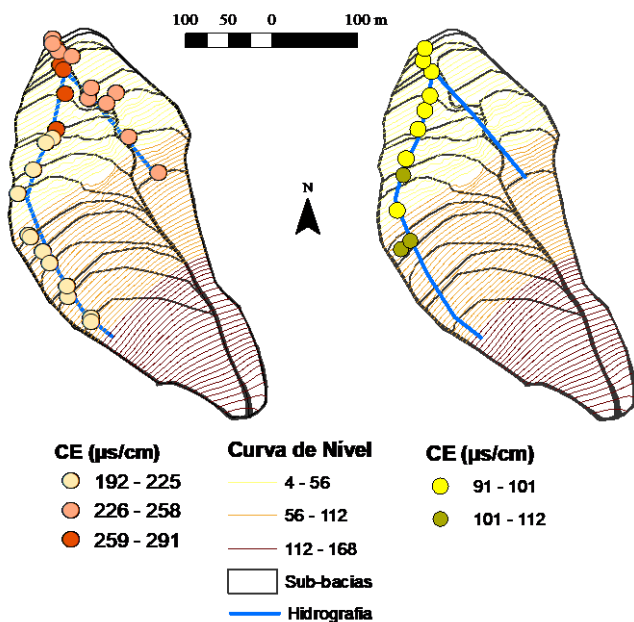


Figura 18 - Condutividade elétrica do escoamento conforme situação da bacia. À esquerda é apresentada a condutividade elétrica em um período regular. À direita é apresentada a condutividade elétrica no escoamento após uma tempestade de 330 mm.

Valores mais baixos de condutividade elétrica são esperados para dias com maiores vazões, devido ao fato de haver menor concentração de sólidos dissolvidos. Ademais, a área de drenagem dessa bacia hidrográfica é de 0,07 km<sup>2</sup>, após uma tempestade de 330 mm é possível que toda a água que estava armazenada na bacia tenha sido renovada, e esta nova água, por estar a menos tempo em contato com o perfil do solo,

não esteja com a condutividade elétrica elevada. Porém, a quantidade de dados não nos permite uma interpretação conclusiva.

A mudança de temperatura foi mais sensível a vazões baixas, em relação à alta, conforme mostra a Figura 19, em que a temperatura diminui em direção à nascente. A mudança de temperatura, segundo Selker et al. (2006), refere-se à água subterrânea que está entrando no rio por meio da zona hiporreica. Quanto mais perto da exutória, mais a água subterrânea está aquecida. O motivo pelo qual isso acontece pode estar relacionado ao tempo de residência da água, mas não é possível afirmar.

Peralta-Tapia et al. (2015), em uma escala de bacia de 68 km<sup>2</sup>, constataram que o pH aumentava em direção à exutória, isso pois o pH foi positivamente correlacionado à proporção de água proveniente da água subterrânea. Os resultados apontam um comportamento oposto, as causas para a mudança do valor de pH ainda são desconhecidas.

O oxigênio dissolvido parece estar relacionado diretamente ao leito do rio. O que foi observado em campo é que perto da exutória o rio perde muita velocidade e o leito é formado por argila. Enquanto que mais perto da nascente, o leito do rio passa a ser predominantemente de rochas. Infelizmente o MDE, mesmo com alta resolução, não representava bem o que observamos em campo, onde o perfil longitudinal do rio tem a mesma declividade em toda sua extensão.

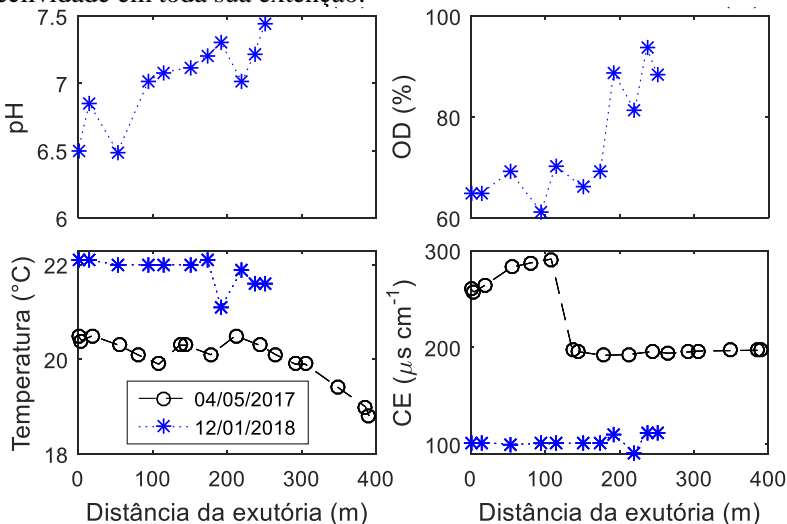


Figura 19 – Características do escoamento de base dos pontos monitorados no rio a direita na Figura 12. Onde CE é condutividade elétrica e OD é oxigênio dissolvido.

### 4.3.3 Terceiro trajeto

Houve apenas duas campanhas neste trajeto, e o fim deste monitoramento se deu em razão da dificuldade na realização desse trajeto. Foi monitorada a vazão, velocidade, pontos de descontinuidade da drenagem, oxigênio dissolvido, condutividade elétrica, pH e temperatura.

Em campo verificou-se apenas um ponto de desaparecimento do canal (Figura 20a), onde já não há rochas e o leito é formado por areia a seção do rio torna-se plana e o fluxo sessa. Esta característica se mantém até o resurgimento do rio em meio às rochas, 10 metros à jusante. Esse local de desaparecimento do rio permite calcular a área transversal da zona hiporreica que se encontra totalmente saturada.

Godsey e Kirchner (2014) sugere calcular a área transversal da zona hiporreica seguindo a equação:

$$a_h = \frac{Q}{sK} \quad (9)$$

onde  $a_h$  [ $L^2$ ] é área transversal da zona hiporreica,  $Q$  [ $L^3T^{-1}$ ] é vazão que está passando num ponto antes da saturação,  $s$  [ $LL^{-1}$ ] é a declividade da zona hiporreica, considerada a mesma do rio e  $K$  [ $LT^{-1}$ ] é a condutividade hidráulica.

Perez (2017) calculou a condutividade hidráulica em cinco pontos distintos na bacia da lagoa do Peri, sendo a média da condutividade hidráulica no perfil do solo com até 70 cm de profundidade 12,99 mm/h. A declividade média do trecho do rio é de 0,27 m/m, dado obtido por meio do MDE. A vazão no dia, antes de chegar a zona hiporreica era de 1,06 l/s. Sendo assim, a área transversal da zona hiporreica é de 0,30 m<sup>2</sup>, para um rio com 80 cm de largura.

A Figura 20b mostra uma estimativa do desenho da zona hiporreica, o formato da zona foi definido pela autora, por meio do método não é possível saber o formato, apenas a área. Esse cálculo foi feito com o objetivo de se obter uma primeira estimativa de como a zona hiporreica seria. Entretanto, há incerteza no cálculo, a condutividade hidráulica é muito variável dentro da bacia, seria necessário medições no local para uma estimativa mais precisa.

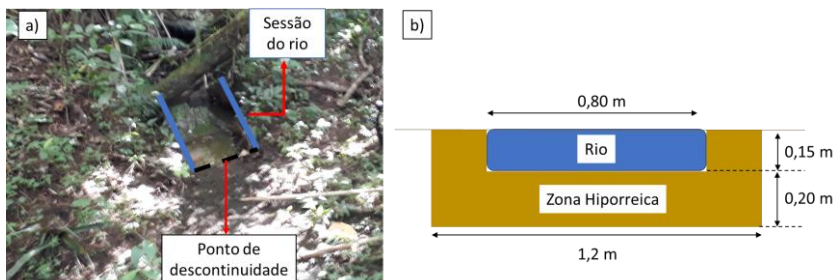


Figura 20 – a) Ponto de descontinuidade do rio. b) Dimensão da seção hiporreica calculada.

A mesma análise da variação dos parâmetros do escoamento ao longo de um rio principal do trajeto 2 foi feito no trajeto 3 (Figura 21). Menos pontos foram verificados pois havia a intenção de monitorar o rio até a exutória da bacia do Rio Ribeirão Grande.

A condutividade elétrica, entre os parâmetros medidos, foi o que menos variou entre os dois dias. No caso do trajeto 2, houve uma grande discrepância entre os valores de condutividade elétrica medida entre os dois dias. A condutividade elétrica parece mudar apenas com a vazão. O oxigênio e o pH mostraram padrões opostos do encontrado para o trajeto 2, o que mostra a importância de investigar um padrão coletando em uma área abrangente da bacia hidrográfica.

A água deste rio é de caráter básico. Acima da nascente há um lago artificial. No segundo dia em que foram feitas as medições o lago estava em obras. A água que estava no rio pode ter sofrido influência desta obra, visto que o valor do pH está muito elevado na nascente. Esse fator também pode ter influenciado outros parâmetros, como a temperatura.

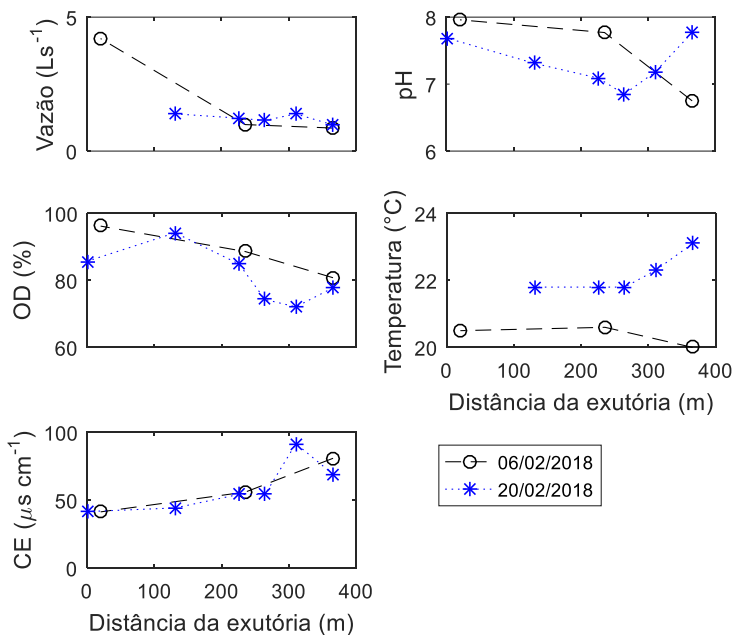


Figura 21 - Características do escoamento de base nos pontos monitorados no rio a direita na Figura 6. Onde CE é condutividade elétrica e OD é oxigênio dissolvido.

#### 4.3.4 Quarto trajeto

O quarto trajeto, o qual engloba água de diferentes fontes, nascente, rios de primeira a quarta ordem, água proveniente de poço e da lagoa, e que pode ser feito em um único dia, é o trajeto que era o proposto desde o começo, porém, por causa das intempéries não se achou meios para fazê-lo antes.

Os meios que permitiram a realização do quarto trajeto foram:

- Habilidades desenvolvidas ao tentar coletar dados por meio de outros trajetos;
- Equipe de campo consolidada que pudesse se dividir em grupos;
- Campos de reconhecimento;
- Veículo com capacidade de subir a estrada que levava aos pontos na bacia do Rio Ribeirão Grande e da Cachoeira Grande;



- Instalação de poços para coleta de água do perfil do solo;
- Parceria com a FLORAM (Fundação do meio ambiente de Florianópolis), a qual auxiliou nas idas a campo quando era necessário um barco;
- Parceria com o projeto Lontras que cedeu o caiaque quando necessário;
- Parceria com os proprietários das terras onde era necessário adentrar para coletar água;
- Equipamentos e materiais necessários para a preparação das análises, filtração e frascos especiais;
- Parceria com o Laboratório Integrado do Meio Ambiente – LIMA/UFSC para análise de íons.

Mesmo coletando dados por meio de um trajeto ideal não há garantia que existam todos os dados. No caso desse trabalho, houveram coleta de água em frascos especiais para análise de isótopos, que foram encaminhados a um laboratório, porém não se sabe o paradeiro das amostras em virtude dos correios. O equipamento do LIMA/UFSC estragou no meio das análises, por isso foi possível analisar somente 40 das 117 amostras coletadas.

O capítulo 7 é inteiramente dedicado aos resultados e discussão referentes ao monitoramento deste trajeto. Além disso, o capítulo 6 foi feito com base nos dados de velocidade e vazão obtidos no primeiro e segundo dia de campanha desse trajeto.

#### 4.4 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O estabelecimento de um trajeto para monitoramento de escoamento de base, como realizado na bacia hidrográfica da Lagoa do Peri, requer atenção no planejamento de cada atividade. Para comparação dos resultados, é necessário coletar em distintos locais da bacia hidrográfica a cada dia, enquanto os pontos se mantêm nas mesmas condições de umidade. O trabalho torna-se ainda mais difícil quando a área estudada é coberta por Mata Atlântica, onde a locomoção é lenta, e as campanhas são feitas mensalmente, impossibilitando a criação de um caminho fixo no meio da floresta. Além disso, num clima onde chove em média duas vezes na semana. O trabalho deve ser feito em pontos que haja facilidade em chegar, e que possa ser feito por completo sem que haja chuva durante o monitoramento.

Ainda, tomando todos os cuidados necessários, ocorrem muitas dificuldades, a maior parte delas não podem ser entendidas ao ler um artigo científico, já que são particulares para cada bacia. Os livros brasileiros sobre hidrometria, apresentam muitas informações técnicas de monitoramento (i.e. JACCON; CUDO, 1989; SANTOS et al., 2001), como medição de vazão, de chuva e análise de curva-chave. Porém, são poucas as informações voltadas a entender os padrões de escoamento de base, que podem trazer informações sobre os padrões de velocidade e celeridade dentro da bacia hidrográfica.

O segundo e o terceiro trajeto, mostraram-se promissores sugerindo-se sua continuidade. Aumentando os dias de monitoramento e selecionando uma bacia com área de contribuição bem definida, podem ser desenvolvidas discussões que relacionem as características da bacia aos padrões de escoamento de base

Recomenda-se, por meio das experiências vivenciadas neste monitoramento: i) desenvolver as habilidades para medir vazão e fazer trilha em um trajeto de fácil travessia; ii) escolher um local onde o modelo digital de elevação esteja representando a realidade vista em campo, o que se constituiu no motivo para não continuar o monitoramento no segundo trajeto; iii) estimar um tempo máximo para chegar a um ponto de monitoramento; caso seja muito demorado, descartar o ponto, devido a este motivo foram descartados alguns pontos do terceiro trajeto para realização do quarto trajeto e; iv) estimar no planejamento três campos de reconhecimento para cada trajeto de campanha.

## **5 ERROS INERENTES À MEDIÇÃO DE VAZÃO EM RIOS DE CABECEIRA UTILIZANDO O MÉTODO DE DILUIÇÃO**

### **5.1 INTRODUÇÃO**

A água proveniente de rios de cabeceira é usada para abastecimento público, irrigação e recreação (SINGH et al. 2016). Cerca de 70% dos rios dos Estados Unidos da América são de cabeceira (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964) sendo que a área de drenagem desses rios funciona como blocos para a formação das bacias hidrográfica (MCDONNELL; BEVEN, 2014). Esses pequenos rios controlam grande parte da geração de vazão (SIDLE et al., 2000) e removem mais nutrientes que os grandes rios (ALEXANDER et al., 2000). Deste modo, a medição de vazão em rios de cabeceira é fundamental para o entendimento da dependência de escala dos processos hidrológicos e a geração de vazão (e.g. WOODS et al., 1995; EGUSA et al., 2016).

Existem três principais métodos de medição de vazão em canais: velocidade-área, uso de vertedores e diluição. Cada método é específico para um tipo de rio, e seguem uma série de premissas particulares. Historicamente, o método mais usado é o velocidade-área, no qual se calcula a velocidade média de uma seção do rio usando medições discretas de velocidade ao longo da seção, verticalmente e horizontalmente (McMILLAN et al., 2012), ao ser tecida uma malha de velocidades. Esse método requer uma sessão onde a profundidade da água seja suficiente para o correto funcionamento do equipamento. O uso de vertedores requer obras hidráulicas específicas. No método de diluição, por sua vez, observa-se o traçador em um trecho do rio, no qual é necessário que o traçador empregado seja completamente misturado ao fluxo de água.

Há uma grande heterogeneidade nas características dos canais em bacias de cabeceira, com rochas expostas, detritos lenhosos, degraus em cascata e piscinas (MONTGOMERY; BUFFINGTON, 1993). Ao mesmo tempo que essa heterogeneidade pode dificultar o uso do método de velocidade-área para medições de vazão, ela também permite geralmente que um traçador lançado ao rio se misture completamente, tornando possível o uso do método de diluição. O fato de que essas seções transversais não são conducentes a outros métodos dificulta a análise de erro do método de diluição em pequenos rios.

Apesar de haver discussões extensas sobre os erros relacionados à medição de vazão, ainda há falta de esclarecimento acerca da magnitude

e padrões dos erros desses dados observados (MCMILLAN et al. 2012). A incerteza na medição de vazão é diretamente traduzida em incerteza nos modelos hidrológicos (MCMILLAN et al. 2017). Quando os dados de vazão são imprecisos ocorrem custos desnecessários em obras hidráulicas ou tornam estudos ecológicos e sociais fracos e imprecisos (MCMILLAN et al. 2017).

McMillan et al. (2012) fornecem uma revisão aprofundada sobre a incerteza na medição de vazão. Nessa revisão, encontraram apenas um estudo analisando os erros no método de diluição, Hudson e Fraser (2002), o qual estimou os erros de medição de vazão analisando as curvas-chave de três diferentes sessões, por meio de dados obtidos tanto com a diluição quanto com a velocidade-área em três bacias hidrográficas em uma região temperada.

Neste trabalho, uma metodologia foi desenvolvida para analisar a eficácia do método de diluição. O objetivo foi analisar sistematicamente os erros relacionados à precisão e acurácia da medição de vazão em rios de cabeceira. Quatro análises foram realizadas: i) o desvio padrão entre medidas repetidas; ii) a comparação entre a vazão medida por meio do método de diluição com a medida por meio da velocidade-área; iii) a análise dos erros da curva-chave feita por medições de velocidade-área e diluição; e iv) verificação do valores dos dados medidos com dados da literatura, analisando as relações de escala e de velocidade com a vazão. Apresentar-se-ão dados de campo que documentam a medição da vazão e da velocidade em 30 pontos diferentes da rede de drenagem dos rios de primeira a quarta ordem, com áreas de bacias que variam de 0,026 a 5,33 km<sup>2</sup>.

## 5.2 MATERIAS E MÉTODOS

Os erros foram divididos naqueles: i) relacionados à precisão, que se refere à variabilidade dos valores encontrados na mesma medida; e ii) relacionados com a acurácia, que se refere ao quanto o valor medido se aproxima do valor real. Idealmente, é esperado que os dados obtenham alta precisão e alta acurácia (Figura 22).

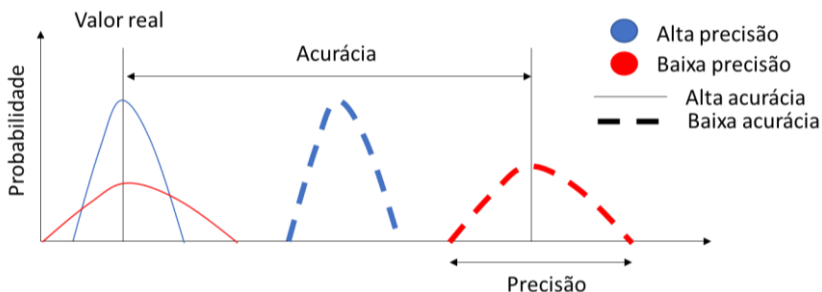


Figura 22 - Diferença entre precisão e acurácia. A acurácia é a distância da mediana do conjunto de dados até o valor real e a precisão é o desvio padrão do conjunto de dados.

A precisão foi analisada nos casos em que a medição de vazão foi feita mais de uma vez no mesmo ponto, no mesmo dia. A média das medições duplicadas ou triplicadas é a referência do nosso valor medido para avaliar a precisão. A análise de acurácia foi realizada de três maneiras: (i) comparação do valor de vazão medido entre quaisquer dois métodos; (ii) análise da curva-chave feita usando as vazões obtidas por meio do método de velocidade-área e diluição; e (iii) comparação entre os dados e trabalhos anteriores na literatura. A Figura 23 mostra o fluxograma que sintetiza a análise.

Os erros em relação à ordem do rio foram verificados, pois além da magnitude dos erros é importante conhecer a variação dos erros de acordo com as características dos rios.



### 5.2.1 Avaliação da precisão

Determinou-se a precisão por meio de medições repetidas de vazão do mesmo rio no mesmo dia, com tempo entre medições de menos de meia hora. O erro foi analisado seguindo a fórmula:

$$erro_p = \left| \frac{Q_j - \overline{Q_m}}{\overline{Q_m}} \right| 100 \quad (10)$$

onde  $Q$  é medida de vazão no tempo  $j$ ,  $\overline{Q_m}$  é o valor médio de todos os medidos no mesmo ponto, no mesmo dia.

### 5.2.2 Avaliação da acurácia por comparação de diferentes métodos

Nas campanhas de medição, foram encontradas apenas algumas sessões transversais onde o método velocidade-área se mostrou apropriado. Em alguns casos, onde as condições permitiam, o método de diluição e velocidade-área foram usados lado-a-lado. Por exemplo, na sessão transversal onde o medidor de nível de água está localizado (Figura 3) foi feita a curva-chave por meio de diluição e velocidade-área. Isso só foi possível porque ambos os fluxos, turbulento (Figura 24a) e laminar (Figura 24b), foram encontrados próximos. A medição de vazão por meio de dois métodos foi feita em quatro diferentes seções transversais.

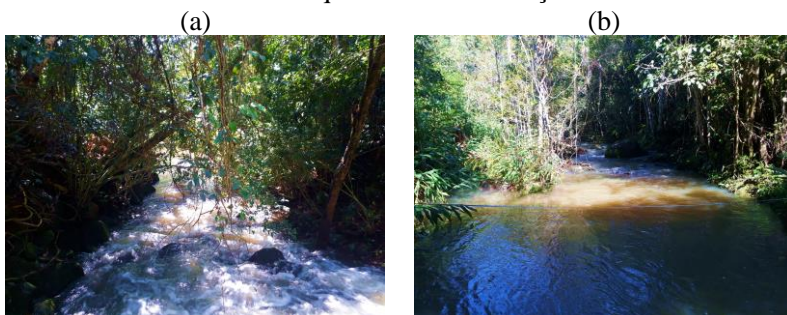


Figura 24 -Imagens capturadas de um mesmo ponto num mesmo dia, a) câmara apontada a jusante, b) câmara apontada a montate.

O erro de acurácia foi calculado de duas maneiras: i) como erro direto da medição da vazão feita por diluição em relação à feita pelo método área-velocidade; ii) como erro das medições de vazão feita por diluição e velocidade-área em relação à curva-chave (e.g. HUDSON; FRASER, 2002).

### 5.2.2.1 Avaliação da acurácia por comparação com dados encontrados na literatura

O conjunto de dados obtidos permite validar algumas relações clássicas do escoamento de base. Avaliou-se a acurácia por meio das duas relações: i) relação entre a área de drenagem e a vazão e ii) relação entre a velocidade e a vazão.

A área de drenagem da bacia hidrográfica é utilizada para regionalização de vazão em pontos da drenagem onde a vazão é desconhecida (ARCHFIELD; VOGEL, 2010). Supõe-se frequentemente que bacias vizinhas dentro de uma mesma paisagem têm uma vazão específica similar. De acordo com Karlsen et al. (2016), a variabilidade espacial da vazão específica, definida como o desvio padrão entre a vazões das sub-bacias dentro de uma bacia hidrográfica, é aproximadamente 33% na escala diária.

Analisou-se a variação da vazão específica de cada bacia hidrográfica de acordo com o dia de monitoramento. A vazão específica num determinado dia é calculada como:

$$qn_k = \frac{q_k}{q_{0N}} \quad (11)$$

onde  $q$  é vazão específica da bacia hidrográfica  $k$  [ $LT^{-1}$ ],  $qn$  é vazão específica normalizada por vazão específica da maior bacia hidrográfica monitorada no dia de campanha [-] e o subscrito  $0N$  indica a maior bacia hidrográfica.

Foram medidas 35 amostras da velocidade em pontos diferentes da drenagem durante o escoamento de base por meio do método de diluição. Quando utilizado o método de diluição, a velocidade representa uma velocidade média entre um trecho do rio, a distância entre o ponto de injeção do traçador e a localização da sonda. A velocidade medida pelo método velocidade-área representa a velocidade de uma única seção transversal. A escolha dos pontos de monitoramento de velocidade pode subestimar ou superestimar a velocidade média do canal. Os pontos medidos foram escolhidos de maneira que houvesse turbulência suficiente para garantir uma mistura completa.

De acordo com Wondzell et al. (2007) a velocidade de fluxo diminui rapidamente conforme a diminuição da vazão e isso é mais aparente em baixas vazões. Dois mecanismos são responsáveis pelo tempo de percurso das partículas no rio: i) dispersão hidrodinâmica, que é sensível à seção do canal; e ii) dispersão geomorfológica, que é sensível à geometria da rede de drenagem (RINALDO et al., 1991). Assumindo que os rios da mesma ordem de uma bacia hidrográfica têm padrões



hidráulicos semelhantes, espera-se que a velocidade seja semelhante em rios de mesma ordem. A relação entre velocidade e vazão é não-linear e o efeito da dispersão geomórfológica deve aumentar à medida que a velocidade diminui (WONDZELL et al., 2007).

Como geralmente a declividade do rio diminui com o aumento da ordem, espera-se que a velocidade também diminua. Leopold (1953) fez a análise das medições de velocidade em diferentes pontos da rede de drenagem e os resultados mostraram que a velocidade média geralmente tende a aumentar a jusante. De acordo com Leopold e Maddock (1953) a velocidade não é uniforme em rede de drenagem por causa de diferenças na geometria fluvial e mudanças na vazão. A relação entre velocidade e descarga é descrita por:

$$v = aQ^b \quad (12)$$

onde  $v$  é velocidade [ $LT^{-1}$ ],  $a$  e  $b$  são constantes de regressão.

## 5.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.3.1 Avaliação da precisão

Foram realizadas 59 medições utilizando o método de diluição, houve duplicatas e triplicatas dessas medidas em 44 casos. A Figura 25 mostra que não há uma relação entre erro e a vazão. O valor médio de erro foi de 4,75% e os maiores erros se mostram mais próximos de  $1 \text{ ls}^{-1}$ . As medianas dos erros em relação à primeira, segunda, terceira e quarta ordem foram: 5,57% (22 amostras), 6,57% (3 amostras), 2,0% (7 amostras) e 2,44% (12 amostras). Nenhum outro trabalho foi encontrado para abordar erros de precisão no método de diluição.

A fonte do erro de precisão está relacionada ao equipamento no método velocidade-área, sendo que os erros variam de 0,3 a 2,8% para Smoot e Carter (1968), e de 1,4 a 5,1% para Schneider e Smoot (1976). O tempo de coleta de dados em cada ponto e o número de observações em diferentes profundidades são outra fonte de erro de precisão. Carter e Anderson (1963) encontraram erros variando de 2,0 a 10,3%. Esses estudos concluíram que o erro é proporcional à vazão. No entanto, nossos resultados mostraram que os erros tendem a diminuir com o aumento da vazão.

Há quatro fontes de erro de precisão: i) mudança no local da sonda; ii) alteração na localização do ponto de injeção do sal; iii) mudança na massa de sal injetado no rio; e iv) intervalo de gravação. O único item que

mudou significativamente entre as medições em campo foi a massa de sal injetada no rio.

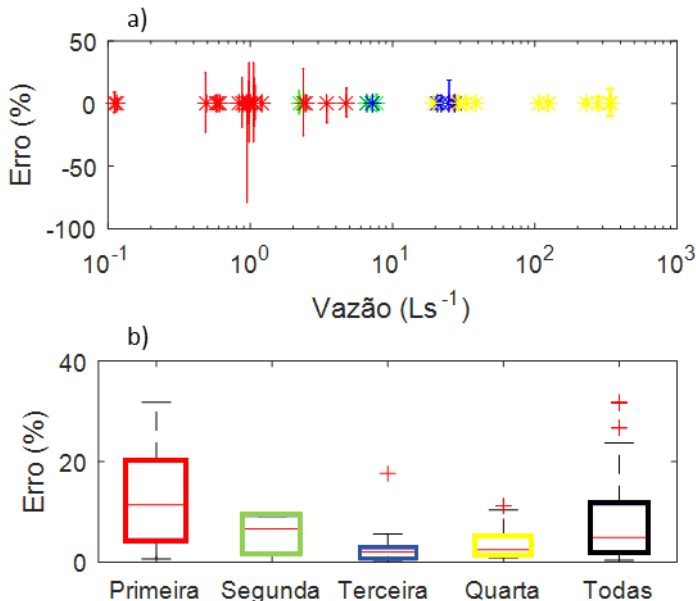


Figura 25 - Erro de precisão do método de diluição. (a) erro em cada medição, onde vermelho é de primeira ordem, verde é de segunda ordem, azul é a terceira ordem e amarelo é de quarta ordem. (b) Boxplot do erro de precisão para cada ordem e todas medições juntas.

### 5.3.2 Avaliação da acurácia

A medição de vazão pelo método de diluição tem uma duração média de vinte minutos, enquanto a medição de vazão pelo método da velocidade-área tem duração em torno de uma hora. Isso mostrou que o método de diluição é vantajoso em relação ao tempo gasto na medição. Mediu-se a vazão por dois métodos nos mesmos pontos (diluição e velocidade-área) apenas quatro vezes (Tabela 6). Não se pode afirmar que o erro tenha relação com a vazão ou a ordem do rio.

5 - Erros inerentes à medição de vazão em rios de cabeceira utilizando o método de diluição

Tabela 7 - Comparação entre a medição de vazão por meio do método de diluição e por meio do método de velocidade-área.

Vazão (Ls <sup>-1</sup> ) Diluição	Vazão (Ls <sup>-1</sup> ) Velocidade-Área	Diferença (%)	Ordem
7,33	8,70	-15,77	3°
27,05	27,24	-0,70	1°
19,13	19,98	-4,25	4°
38,31	40,90	-6,33	4°

A curva-chave da bacia da Cachoeira Grande, feita por meio de medidas de vazão utilizando o método diluição, foi ajustada a uma função potencial (Figura 26), o erro foi em média de 16,8% dos pontos de medição em relação à curva. Quando se ajustou uma nova curva-chave com as medições feitas também por meio do método de velocidade-área, as curvas ficaram muito semelhantes. O erro dessa curva-chave em relação às medidas feitas pelo método de velocidade-área foi em média de 6,5%.

Quando se trata apenas dos dados de diluição, o erro é de até 200 Ls<sup>-1</sup> e em média de 8,5%, acima dessa vazão é 28,7%. De acordo com McMillan et al. (2012) o erro na curva-chave varia de 50 a 100% para vazões baixas e de 10 a 20% para as vazões médias.

Um dos problemas observados, ao utilizar o método velocidade-área para fazer a curva-chave, foi a rápida mudança no nível do rio. Durante uma mesma medição de vazão, o rio variou sua altura de 37 a 35 cm. Neste caso, consideramos a média entre o início e o fim da medida.

Hudson e Fraser (2002) estimaram o erro das medições de vazão pelo método de diluição através da curva-chave, utilizando 7 medidas por diluição e 3 por velocidade-área, o erro foi de 5% para o rio com área de drenagem de 8,6 km<sup>2</sup>. A magnitude de nossos erros está na mesma ordem de magnitude de outros trabalhos.

Parâmetros de curva-chave, com ou sem dados medidos usando a velocidade-área, são muito semelhantes. Os dados da velocidade-área e diluição têm bom ajuste com a melhor curva potencial ajustada.

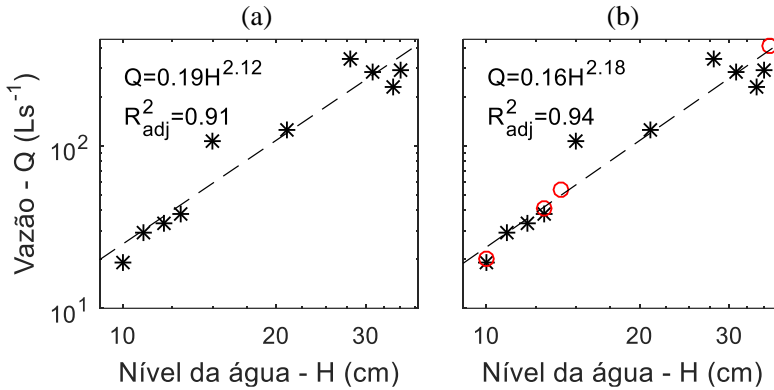


Figura 26 – Curva-chave da bacia da Cachoeira Grande. Onde (a) mostra o ajuste das medições à função potencial curva-chave ajustada utilizando apenas dados obtidos por meio do método de medição de diluição. A imagem (b) mostra a curva-chave ajustada utilizando dados obtidos por meio do método de velocidade-área (circunferências vermelhas) e diluição.

A Figura 27 mostra a relação entre a área de drenagem e a vazão em condições de escoamento de base. Os dados medidos se encaixam melhor com o modelo potencial do que com um modelo linear. O  $R^2$  ajustado ao modelo linear foi 0,43, enquanto que ao potencial foi 0,85. Mesmo utilizando dados obtidos em diferentes dias, por meio de diferentes métodos de medição, os valores ajustados de vazão foram considerados aceitáveis.

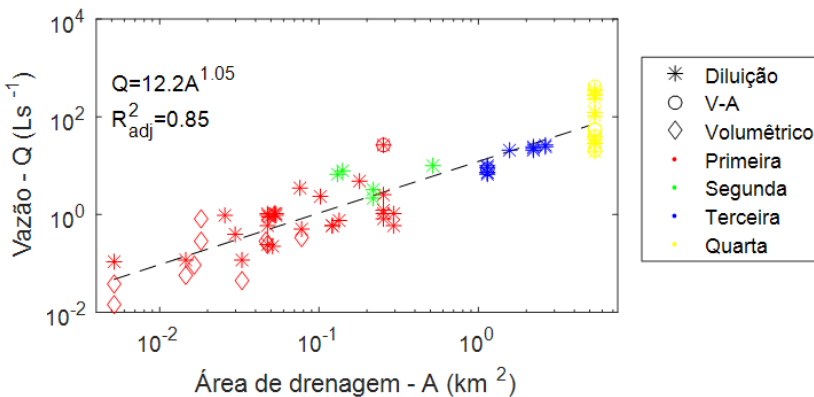


Figura 27 – A relação entre a área de drenagem e a vazão em condições de escoamento de base. V-A é velocidade-área.

## 5 - Erros inerentes à medição de vazão em rios de cabeceira utilizando o método de diluição

É possível perceber que a variância do  $qn$  diminui muito a partir de  $1 \text{ km}^2$  e da terceira ordem (Figura 28). O trabalho de Asano e Uchida (2010) encontrou uma REA utilizando a partir de medições de concentração de sílica. Os resultados encontrados por nós e eles concordam. O mesmo ocorre com Woods et al. (1995) que utilizaram apenas o método de velocidade-área para medir vazão.

A Figura 29 mostra que, em geral, há uma relação entre velocidade e vazão, mas, para os rios de primeira e segunda ordem, a velocidade não está relacionada com a vazão (ver na Tabela 8). A Figura 29, como esperado, mostra que, nas seções transversais onde é possível medir a vazão por velocidade-área, a velocidade é menor do que em outros pontos medidos. Embora o parâmetro  $b$  (Tabela 7) das duas relações potenciais estejam próximos. A Tabela 7 mostra os parâmetros  $a$  e  $b$  de outros estudos. Pode-se ver que os parâmetros deste trabalho estão dentro do alcance dos valores dos outros estudos.

Neste estudo, diferente dos demais, calculou-se o  $R^2_{\text{adj}}$ , o desempenho de nosso modelo potencial é aceitável quando comparado a outros estudos. Todos os valores dos parâmetros  $a$  e  $b$  da Tabela 7 têm valor de  $p$  menor que 0,05. É possível notar que o parâmetro  $a$  tem uma tendência a diminuir conforme a ordem aumenta, e o inverso acontece com o parâmetro  $b$ .

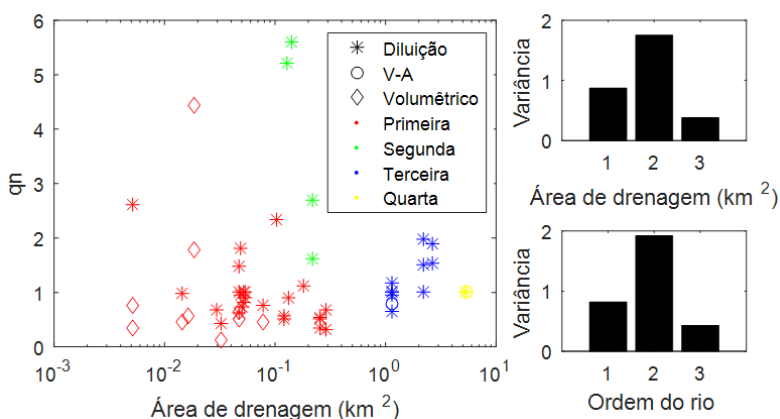


Figura 28 - A imagem à esquerda mostra a relação entre vazão específica normalizada pela vazão específica da maior bacia hidrográfica monitorada no dia ( $qn$ ) pela área de drenagem. As imagens à direita mostram a variância na relação de área de drenagem e ordem do rio.

5 - Erros inerentes à medição de vazão em rios de cabeceira utilizando o método de diluição

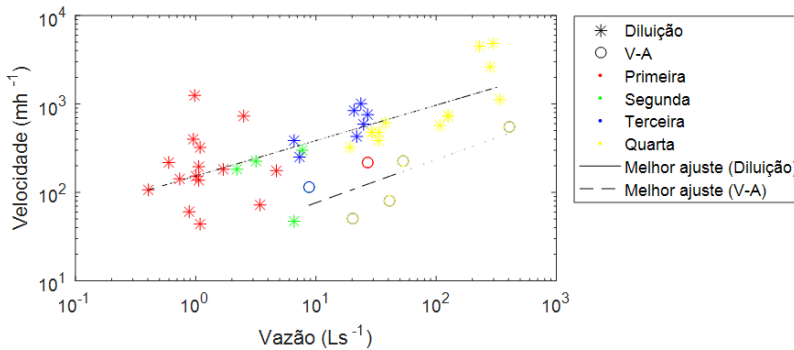


Figura 29 - Relações entre vazão-velocidade a partir de uma ampla gama de canais da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri. O melhor ajuste foi determinado apenas usando os dados medidos pela diluição e apenas usando medido pela velocidade-área (V-A).

Tabela 8 - Valores da regressão da vazão em relação à velocidade. Onde a vazão está em  $Ls^{-1}$  e a velocidade em  $mH^{-1}$ . A PLW é a bacia hidrográfica da Lagoa do Peri.

Estudo	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>n</i>	R <sup>2</sup>
D'Angelo et al. (1993)	195,0	0,21	22	0,60
Morrice et al. (1997)	53,8	0,51	17	0,86
Edwardson et al. (2003)	100,8	0,29	31	0,43
Wondzell et al. (2007)	4,6	1,78	5	0,93
Bergstrom et al. (2016)	336,2	0,18	16	0,61
PLW (Velocidade-Área)	24,7	0,49	6	0,45
Primeira ordem – PLW	181,3	-	15	0,00
Segunda ordem – PLW	-	-	4	0,00
Terceira ordem – PLW	88,1	0,65	7	0,57
Quarta ordem – PLW	35,51	0,75	9	0,69
PLW (Diluição)	152,9	0,40	35	0,52

A Figura 30 mostra que os dados deste estudo estão próximos aos dados de outros trabalhos. Em geral, a velocidade de nossos rios é maior, quando comparada com rios cuja área de drenagem é semelhante. Nosso trabalho, ao contrário dos outros, tem muitos dados de velocidade em rios com pequena área de drenagem. A maior dispersão de nossos dados está nesses rios, enquanto que, nos dados de Leopold (1953), a dispersão a maior está nos rios com áreas maiores da drenagem.

5 - Erros inerentes à medição de vazão em rios de cabeceira utilizando o método de diluição

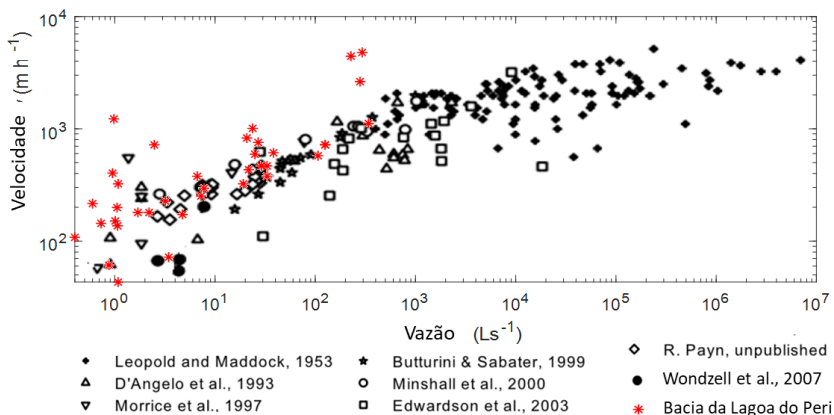


Figura 30 – Relações vazão-velocidade a partir de uma ampla gama de canais, feitos em diferentes regiões, medidos por meio de traçadores. Adaptado de: Wondzell et al. (2007).

A Figura 31 mostra um resumo dos resultados encontrados neste trabalho. O erro relacionado à precisão tende a diminuir à medida que a ordem do rio aumenta. Só foi possível validar a acurácia para rios de terceira e quarta ordem, onde as relações clássicas entre a área de drenagem e vazão, bem como entre vazão e velocidade, foram confirmadas. Os erros relacionados à acurácia, quando foram verificados num rio de quarta ordem por meio da curva-chave, tendem a aumentar com o aumento da vazão.

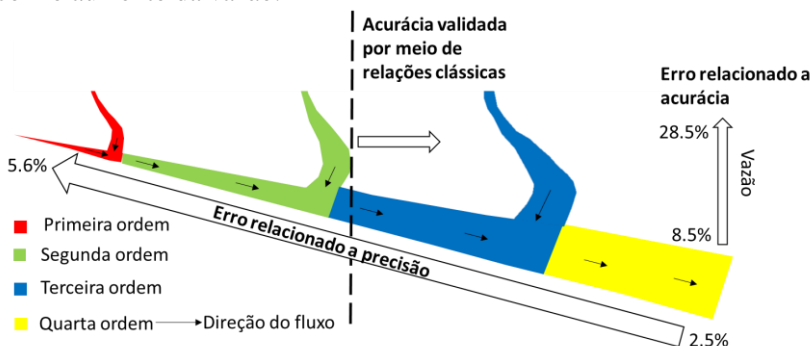


Figura 31 - Modelo conceitual dos erros relacionados com a medição de vazão por meio do método de diluição em condições de escoamento de base. Nascentes são mostradas à esquerda da figura.

#### 5.4 CONCLUSÕES

Neste capítulo, foi analisado de forma sistemática os erros associados à medição de vazão utilizando o método de diluição em rios de cabeceira. Desenvolvemos uma metodologia para analisar os erros relacionados ao método de diluição, dividindo os erros em precisão e acurácia.

Nossos resultados sugerem que o erro de precisão diminui à medida que a ordem do fluxo aumenta. A mediana dos erros de precisão foi de 4,75%. Erros de precisão em um rio de quarta ordem aumentaram em relação ao fluxo de corrente, onde a mediana do erro foi de 16,8%. A precisão foi validada apenas para o rio de terceira e quarta ordem, onde as relações clássicas entre a vazão e a área de drenagem e também vazão e velocidade foram confirmadas.

O método de diluição apresentou bom desempenho para as correntes turbulentas e ofereceu diversas vantagens práticas e de custo nessas bacias de 0,026 a 5,33 km<sup>2</sup>. Os resultados validam a diluição de sal como uma alternativa viável onde os métodos tradicionais de área-velocidade não são adequados.



## 6 COMBINANDO VELOCIDADE DO ESCOAMENTO DE BASE E GEOMORFOLOGIA PARA MELHORAR A ESTIMATIVA DO TEMPO DE CONCENTRAÇÃO

### 6.1 INTRODUÇÃO

O tempo de concentração é um dos parâmetros mais importantes para a estimativa de hidrogramas de inundações (MCCUEN; WONG; RAWLS, 1984). Usado tanto em modelos concentrados (e.g. CLARK, 1945; MOCKUS, 1957; SNYDER, 1938), quanto em semi-distribuído, como o SWAT (e.g. NEITSCH et al., 2002). Ele é usado independentemente da escala da bacia hidrográfica (e.g. KANG et al., 2013; KAUFMANN DE ALMEIDA et al., 2017; PRIYANTORO; LIMANTARA, 2017). Além disso, pode ser usado para definição de discretização temporal de monitoramento hidrológico automático e para a implementação de alerta a inundações.

Uma das definições conceituais do tempo de concentração é o tempo de viagem de uma gota de água do ponto hidráulicamente mais distante até à exutória (MCCUEN, 2009). Ele pode ser estimado por meio de pontos definidos em hidrogramas e hietogramas, como o tempo entre o fim da precipitação ao ponto de inflexão do hidrograma (MCCUEN, 2009), sendo que o ponto de inflexão indica o fim do escoamento rápido.

Muitas fórmulas empíricas foram feitas para calcular o tempo de concentração, com base nas relações entre as características físicas da bacia hidrográfica (e.g. comprimento do rio principal, área de drenagem e inclinação) e o tempo de concentração encontrado por meio do hidrograma e hietograma (e.g. DOOGE, 1973; KIRPICH, 1940). Mesmo que essas fórmulas sejam limitadas por suas origens empíricas (e.g. número de eventos, critérios da seleção do evento) e muitas vezes subestimem o tempo de concentração (GRIMALDI et al., 2012; MEYERSOHN, 2016), em termos práticos, a utilização dessas fórmulas empíricas é generalizada entre a comunidade hidrológica e a engenharia.

Além das fórmulas empíricas, existem outros métodos para calcular o tempo de concentração que se baseiam nas características hidráulicas da bacia hidrográfica. O método mais popular é chamado de método de velocidade, NRCS (1997), que calcula o tempo de concentração por meio da velocidade do rio. A velocidade do rio, neste caso, é estimada pelo método de *Manning*. Este método também geralmente subestima o tempo de concentração. Uma das razões para a

subestimação é que apenas a velocidades do rio principal é considerada e a velocidade no rio principal é maior do que a velocidade média de toda a bacia hidrográfica (MCCUEN, 2009).

Entende-se que o tempo de concentração calcula o tempo de percurso da água na drenagem da bacia. Para calcular o tempo de percurso deve-se considerar dois mecanismos: dispersão hidrodinâmica, que ocorre dentro do canal de fluxo individual; e dispersão geomorfológica, que muda de acordo com a geometria da rede (RINALDO; MARANI; RIGON, 1991). Saco e Kumar (2002) mostraram que a dispersão geomorfológica é mais importante do que a hidrodinâmica. Devido às não linearidades inerentes à geração de escoamento relacionada aos múltiplos estados hidrológicos a determinação exata do tempo de concentração continua sendo um grande desafio (MCDONNELL, 1990; MUÑOZ-VILLERS et al., 2016).

Há diferentes abordagens para estimar o hidrograma com base em informações geomorfológicas, nas quais considera-se o tempo de percurso das partículas entre a injeção e a saída da água durante um evento de chuva-vazão (e.g. BHUNYA et al., 2008; GRIMALDI; PETROSELLI; NARDI, 2012; GUPTA; WAYMIRE; RODRÍGUEZ-ITURBE, 1986; RIGON et al., 2016b; RINALDO; MARANI; RIGON, 1991; RODRÍGUEZ-ITURBE; VALDÉS, 1979) supondo-se que a geração de vazão provém principalmente do escoamento superficial. Essas abordagens são conhecidas como hidrograma unitário geomorfológico (GIUH). A função-largura (KIRKBY, 1976) foi a base para o primeiro GIUH. A função-largura representa o número de pontos da drenagem com a mesma distância da exutória, assumindo que os caminhos são seguidos em celeridade constante. No entanto, a velocidade não é uniforme em toda a bacia e muda com a vazão (LEOPOLD, 1953). Bergstrom et al. (2016) desenvolveu um método baseado na função-largura que representa a distribuição de probabilidade de viagens, onde a velocidade da água varia conforme área de drenagem.

Existe uma lacuna entre a definição conceitual do tempo de concentração e o tempo entre pontos específicos do hidrograma e do hietograma. O tempo entre os pontos não representa necessariamente o tempo de viagem da água na bacia (GRIMALDI et al., 2012). Essa pode ser outra razão pela qual o tempo de concentração baseado no método de velocidade não representa corretamente o tempo de concentração calculado pelo método gráfico. As fórmulas empíricas não têm um bom desempenho quando extrapoladas para outras bacias diferentes das quais foram desenvolvidas e isso é uma indicação de que as características

topográficas da bacia hidrográfica não são as únicas responsáveis pela propagação do hidrograma.

Neste capítulo, propõe-se um novo método para a estimativa do tempo de concentração que estende a função de Bergstrom et al. (2016) combinando medições de vazão do escoamento de base, geomorfologia e compreensão do processo físico.

Neste capítulo, utilizando o tempo de concentração definido entre os pontos do hidrograma e hietograma discutiu-se como o tempo de concentração varia em relação às características do evento de chuva-vazão. Apresentou-se a nova metodologia para calcular o tempo de concentração e verificou-se o impacto das características físicas em relação ao tempo de concentração calculado por essa nova metodologia. Posteriormente, comparou-se o desempenho das equações empíricas com a nova proposta metodológica. Essa nova abordagem pode ajudar a explicar quais características de bacias hidrográficas e eventos controlam o tempo de concentração e vai além das limitações dos métodos das equações empírica.

## 6.2 MATERIAIS E MÉTODOS

### 6.2.1 Definido por meio do hidrograma e hietograma

De acordo com McCuen (2009), existem seis métodos para determinar o tempo de concentração utilizando a diferença de tempo entre os diferentes pontos do hietograma (e.g. o fim da precipitação, centro de massa de chuvas, intensidade máxima de precipitação, centro de massa de excesso de precipitação) e do hidrograma (e.g. ponto de inflexão, pico de escoamento total, pico de escoamento direto e centro de massa de escoamento direto). Aqui estimou-se o tempo de concentração considerando o tempo desde o final da precipitação até o fim do escoamento superficial (e.g. GRIMALDI; PETROSELLI; NARDI, 2012a; KAUFMANN DE ALMEIDA et al., 2017; NAGY; TORMA; BENE, 2016). Para definir o escoamento superficial utilizamos o filtro digital de Eckhardt (2005) calibrando por meio de conferência visual. O parâmetro  $a$ , referente ao decaimento da vazão, foi calibrado com o valor de 0,99 e o parâmetro BFI, relacionado a capacidade de armazenamento, foi calibrado com o valor de 0,9. Segundo Collischonn e Dornelles (2013), esses valores de BFI são típicos de rios perenes com aquíferos poroso.

De acordo com McCuen (2009), o ponto de inflexão é subjetivo e tem uma distribuição com alta variância. Além disso, o tempo de concentração calculado como sendo o tempo a partir do fim da precipitação até o ponto de inflexão reflete o tempo de viagem quando a bacia está totalmente saturada. Esta condição não representa o tempo mediano de concentração durante todo evento, subestimando o tempo de concentração.

Investigou-se como o tempo de concentração varia em relação à característica do evento chuva-vazão. Para cada evento foi calculado a precipitação total, maior intensidade de precipitação (mm/h), intensidade média da precipitação (mm/h), nível máximo do rio (cm), nível médio do rio (cm) (entre o começo e o fim do escoamento superficial), chuva antecedente de 1 a 10 dias.

### **6.2.2 Fórmulas empíricas**

As fórmulas empíricas são usadas na engenharia para análises em bacias hidrográficas não monitoradas. Existem algumas incertezas relacionadas às metodologias aplicadas quando essas fórmulas foram feitas: i) quantos eventos foram utilizados; e ii) critérios de seleção de eventos. Selecionaram-se algumas fórmulas usuais para serem aplicadas nesse estudo. A Tabela 9 mostra as fórmulas empíricas.

Os erros associados ao método estão relacionados com a consideração de que há apenas um tempo de concentração para diferentes eventos de precipitação. Também acarreta erros quando se usam apenas poucas características físicas para regionalização do valor do tempo de concentração.

6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração

Tabela 9 - Relações das metodologias utilizadas para estimar o tempo de concentração. Onde:  $t_c$  é o tempo de concentração (h),  $L_W$  é a distância máxima entre a divisão da bacia e a saída km,  $S_W$  é declividade da bacia hidrográfica (m/m),  $A$  é a área de drenagem (km<sup>2</sup>),  $H_M$  é a elevação média da bacia hidrográfica (m),  $S_{MS}$  é inclinação do rio principal (m/m)

Nome	Equação
Kirpich (1940)	$t_c = 0.062 \left( \frac{L_W}{\sqrt{S_W}} \right)^{0,80}$ (13)
Passini (1914)	$t_c = 0,108 \left( \frac{\sqrt[3]{AL_W}}{\sqrt{S_W}} \right)$ (14)
Giandotti (GREPPI, 2005)	$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L_W}{0.8\sqrt{H_M}}$ (15)
Johstone e Cross (1949)	$t_c = 0.4623 \frac{\sqrt{L_W}}{S_W^{0,25}}$ (16)
Dooge (1973)	$t_c = 0.3649 \frac{A^{0.41}}{S_{MS}^{0.17}}$ (17)
Chow (1962)	$t_c = 0.1602 \frac{L_W^{0.64}}{S_W^{0.32}}$ (18)

### 6.2.3 Tempo de concentração baseado em geomorfologia e padrões de velocidade do escoamento de base – GS-Tc

A função GS-Tc baseia-se numa função desenvolvida pela Bergstrom et al (2016). O método desenvolvido pela Bergstrom *et al.* (2016) considera: (i) entrada ponderada, considerando uma vazão espacialmente variável de água na rede de drenagem (IW); (ii) velocidade variável, derivada de uma relação empírica entre a vazão e a velocidade (VV); e (iii) tempo de viagem como a aproximação da distribuição dos tempos de viagem desde a nascente mais distante até a exutória (TTF). IW-VV-TTF descreve uma função de densidade de probabilidade dos tempos de viagem de rede de fluxo para as moléculas de água depois que eles entraram na rede de drenagem sob condições de escoamento de base. Essa função foi utilizada variando a vazão específica. A única diferença entre o GS-Tc e a Bergstrom *et al.* (2016) é que ele recalcula a descarga específica para cada evento.

## 6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração

A função GS-Tc considera a estrutura da bacia hidrográfica para estimar o tempo de viagem. Ela faz isso calculando a velocidade da água em cada célula da rede de drenagem. A velocidade calculada está diretamente relacionada à área acumulada de cada ponto, como mostrado a seguir:

$$Q_d = \gamma A \quad (19)$$

$$v_d = \alpha Q_d^\beta \quad (20)$$

onde  $Q$  é a vazão [ $L^3/T$ ],  $\gamma$  é a vazão específica [ $L^3/TL^2$ ],  $A$  é a área de drenagem [ $L^2$ ],  $v$  é a velocidade medida [ $L/T$ ] e  $\alpha$  e  $\beta$  são constantes de regressão para a relação entre velocidade e vazão. O tempo de viagem é calculado como:

$$T_{r \rightarrow o} = \sum_{i=r}^0 T_i = \sum_{i=r}^0 \frac{x_i}{\alpha(\gamma A_i)^\beta} \quad (21)$$

onde  $T_{r \rightarrow o}$  é o tempo de viagem de cada célula do rio ( $r$ ) para a exutória ( $o$ ) e  $x$  é a posição da célula.

A velocidade é ajustada em função da vazão para diferentes pontos da com base nos dados de velocidade e vazão bacia hidrográfica do Rio Ribeirão Grande mostrados no Capítulo 5. Calculou-se a vazão específica como sendo a vazão do nível máximo da água de cada evento, dividida pela área da bacia do Rio Ribeirão Grande. Somente os eventos em que o nível máximo de água foi entre 10 e 37 cm foram considerados, por causa da incerteza da curva-chave.

Existem alguns erros associados a este método:

- Considera-se uma rede de drenagem única, independentemente do evento. Porém, já se sabe que a drenagem muda de acordo com a condição de saturação da bacia hidrográfica (e.g. GODSEY KIRCHNER, 2014; WHITING GODSEY, 2016). Uma rede de drenagem mais densa resultará em maior curso e consequentemente, mais tempo de viagem.
- Os pontos de monitoramento de velocidade em campo foram escolhidos de maneira que houvesse turbulência suficiente para garantir uma mistura completa, o que pode fazer com que a velocidade média dos rios seja superestimada.
- Nem sempre todos os pontos do rio terão a mesma vazão específica. Alguns estudos mostram que a variação da vazão específica em relação à área de drenagem só diminui após 1 km<sup>2</sup> ou 2 km<sup>2</sup> (EGUSA et al., 2016).

## 6.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.3.1 Relação entre características do evento e o tempo de concentração

Identificamos 47 eventos que estão apresentados no Apêndice III. A Figura 32 mostra a correlação, por meio do  $R^2$  ajustado, entre o logaritmo do tempo de concentração, obtido através do hietograma e hidrograma, e as características dos eventos.

A característica do evento que mais está correlacionada ao tempo de concentração é a precipitação total. A Figura 33 mostra graficamente essa relação. É possível perceber que após 400 mm o valor do tempo de concentração estabiliza-se em uma hora.

A altura máxima da lâmina de água na exutória apresenta mais relação ao tempo de concentração do que a altura média. Esse resultado pode ser reflexo do fato de que os pontos específicos do gráfico escolhidos para representar o tempo de concentração, representam o percurso da água quando a bacia já está em um estado saturado. Sendo mais rápido do que a média do evento.

A correlação entre a precipitação antecedente da bacia e o tempo de concentração aumenta o seu valor até o quinto dia, após isso a correlação decresce.

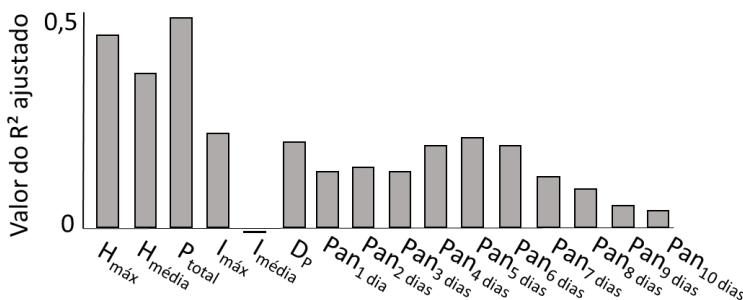


Figura 32 – Relação entre o tempo de concentração e as características do evento chuva-vazão. Onde  $H$  é altura,  $P$  é precipitação,  $I$  é intensidade  $D$  é duração,  $Pan$  é precipitação antecedente. Os índices  $máx$  é máximo,  $P$  é precipitação.

## 6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração

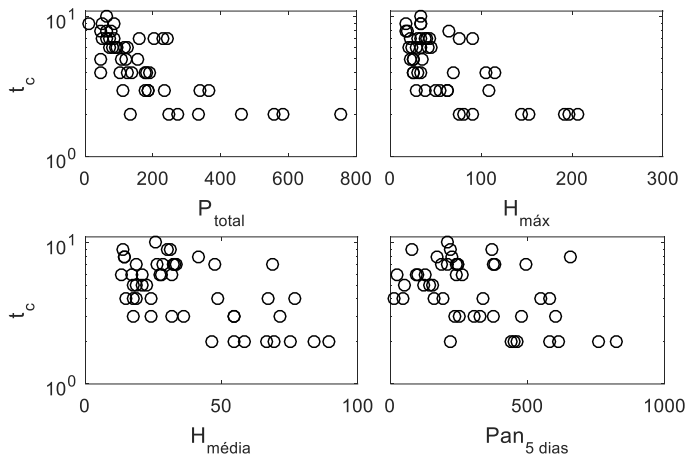


Figura 33 – Relação entre o tempo de concentração e as características dos eventos chuva-vazão. Onde  $P$  é precipitação,  $H$  é altura e  $Pan$  é precipitação antecedente.

### 6.3.2 Tempo de concentração calculado pela função GS-Tc

A Figura 34 mostra o GS-Tc para a bacia hidrográfica, mostrando quanto tempo a água de diferentes partes da rede leva para chegar a exutória para uma vazão específica de  $50 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ . A vazão na exutória é uma mistura de águas que fizeram diferentes caminhos.

Pode-se observar que a estrutura da bacia hidrográfica desempenha um papel importante no tempo de viagem. A estrutura altera a taxa de acumulação de área mudando a vazão e consequentemente a velocidade. Segundo Bergstrom et al. (2016), uma rede de fluxo mais linear com proporções aproximadamente equivalentes, tem uma IW-VV-TTF aproximando-se de uma distribuição uniforme. Em outras palavras, se uma velocidade uniforme fosse considerada numa bacia hidrográfica com rios simétricos, geraria uma distribuição uniforme. Nessa bacia hidrográfica a distribuição é bimodal, uma das razões que isso acontece é porque não se considera uma rede de drenagem densa.



## 6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração

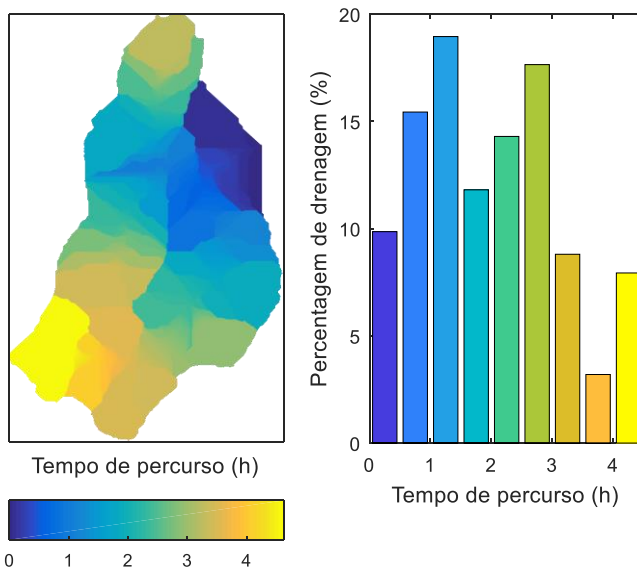


Figura 34 - O GS-Tc para a bacia hidrográfica do Rio Ribeirão Grande com vazão específica de  $50 \text{ Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ . A imagem à esquerda mostra a distribuição espacial do tempo de viagem. A imagem à direita um histograma do tempo de percurso das partículas.

A Figura 28 apresenta a relação entre as características físicas e o tempo de concentração calculado em cada ponto da rede de drenagem para uma determinada vazão específica. Observa-se que apenas uma característica física não pode descrever o tempo de concentração e, quanto menor a ordem do rio, mais difícil é prever um padrão.

A área de drenagem é um parâmetro da função GS-Tc, por esse motivo espera-se que esteja relacionado diretamente ao tempo de concentração, o que ocorre na Figura 28. A mesma coisa espera-se do perímetro, pois este cresce na mesma grandeza da área de drenagem.

Fatores relacionados ao formato da bacia, como índice de circularidade ( $R_C$ ), fator de forma ( $F_F$ ) e coeficiente de compacidade ( $C_C$ ) não possuem uma relação direta com o tempo de concentração. Há uma grande dispersão dos valores para bacias de primeira e segunda ordem, essa dispersão diminui a partir da terceira ordem. Nenhuma fórmula empírica para calcular o tempo de concentração chegou a considerar alguma informação relacionada ao formato da bacia hidrográfica, porém a função largura, que baseia a GS-Tc, está relacionada diretamente a configuração da drenagem. A configuração da drenagem está diretamente

## *6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração*

---

relacionada ao formato, uma vez que se utilizou de um limiar de acúmulo de drenagem para definir a rede de drenagem. Apesar disso, não é possível ver uma relação direta entre o tempo de concentração e o formato da bacia hidrográfica. Mas esse resultado não descarta o impacto do formato da bacia em relação ao formato do hidrograma.

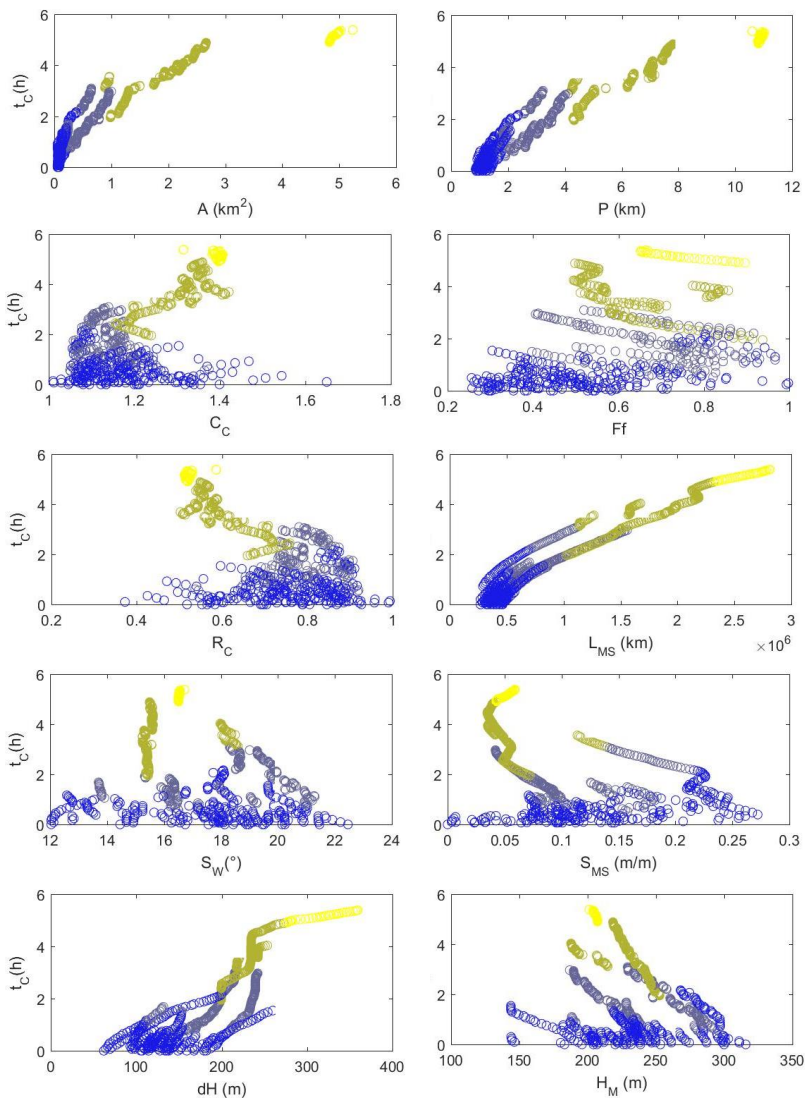
O comprimento do rio principal ( $L_{MS}$ ), utilizado nas fórmulas empíricas, tem relação direta ao tempo de concentração calculado pela função GS-Tc. Entretanto, não é possível ver essa relação direta no que diz respeito a declividade do rio principal ( $S_{MS}$ ).  $S_{MS}$  também é um parâmetro que é utilizado nas fórmulas empíricas. Outros fatores relacionados a rede de drenagem, como densidade de drenagem ( $Dd$ ) e sinuosidade do rio principal ( $Si_{MS}$ ) não apresentam um padrão bem estabelecido em relação ao tempo de concentração.

Características físicas relacionadas a topografia da bacia, como altura média ( $H_M$ ) e diferença entre a mínima e a máxima altura ( $dH$ ) não possuem relação direta com o tempo de concentração, e há uma grande variância nos dados.

Características físicas relacionadas ao formato da encosta (côncava ou convexa) apenas começam a mostrar um padrão definido do tempo de concentração a partir da terceira ordem. Diferentes dos parâmetros  $S_{MS}$  e  $L_{MS}$ , com os quais percebe-se claramente a divisão entre os dois rios de terceira ordem, não há essa divisão nos parâmetros relacionados ao formato da encosta.

Em relação ao índice topográfico médio da bacia hidrográfica (TWI), percebe-se que o índice não tem muita variação a partir da terceira ordem, estabilizando seu valor em torno de 8,1. Apesar disso, o tempo de concentração continua aumentando o seu valor conforme aumenta a área.

## 6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração



## 6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração

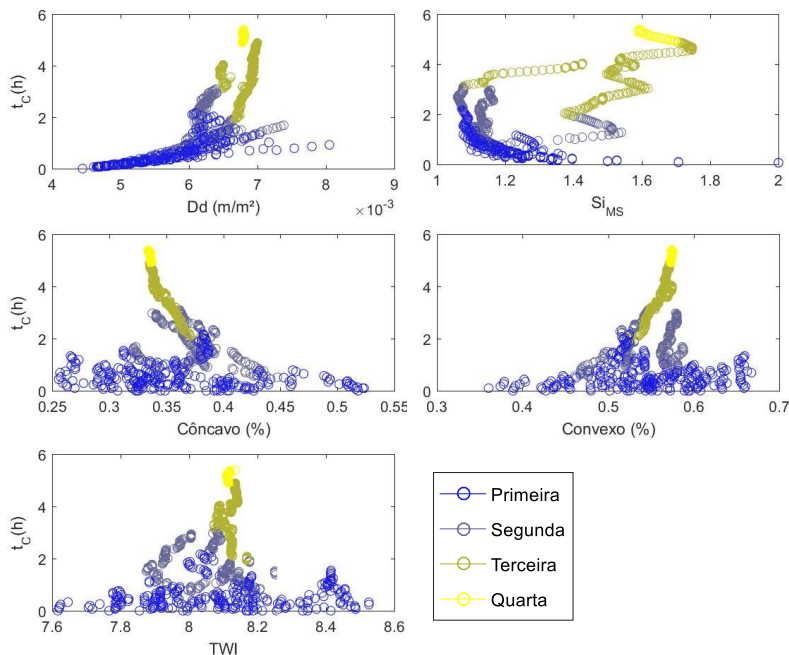


Figura 35 - A relação entre o tempo de percurso calculado pela função GS-Tc e as características físicas. Onde: A é área de drenagem, P é perímetro,  $L_{MS}$  é comprimento do rio principal,  $S_{MS}$  é declividade do rio principal,  $R_C$  é razão de circulariedade,  $C_C$  é coeficiente de compacidade,  $R_B$  é alívio da bacia,  $F_F$  é fator de forma,  $D_D$  é densidade de drenagem,  $H_M$  altitude mediana,  $Si_{MS}$  sinuosidade do rio principal, TWI é índice topográfico médio,  $dH$  é diferença entre a máxima e a mínima altitude da bacia.

Usando o GS-Tc, pode-se adicionar a informação do nível máximo do rio no cálculo do tempo da concentração, tendo esse nível como referencial para o cálculo da vazão específica. A Figura 29 mostra o tempo estimado de concentração para 22 eventos. Estes eventos têm o nível de água máximo entre 10 e 37 cm. Para esses eventos, o tempo de concentração variou entre 4,5 e 8,8 horas. Altas vazões geram velocidades mais altas, portanto o tempo de concentração está inversamente relacionado ao nível máximo da água, como já visto na Figura 26.

A forma de GS-Tc não mudará independentemente do nível máximo de água, se for calculado o mesmo número de classes no histograma. Isso acontece porque consideramos que a rede de bacias

hidrográficas é a mesma independente do evento. Mas, na realidade, a densidade de drenagem muda com o estado de saturação da bacia, mudando o GS-Tc. Felizmente, os valores do tempo de concentração não são muito sensíveis a isso porque estamos interessados no valor total de GS-Tc. A única coisa que interferiria no cálculo de tempo de concentração é a posição da nascente mais distante.

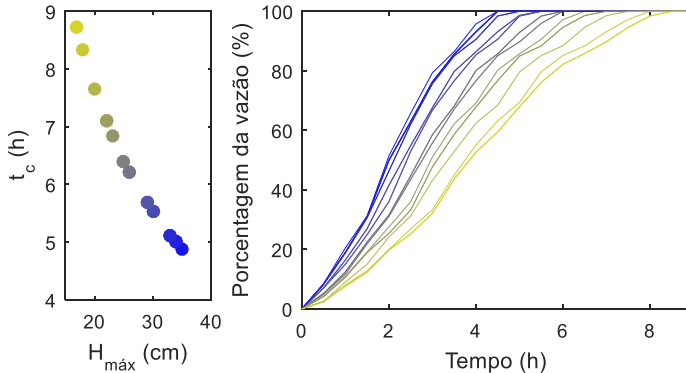


Figura 36 - A figura à esquerda mostra o valor do tempo de concentração para eventos com um nível máximo da água entre 10 e 37 cm. A figura à direita mostra o GS-Tc para esses eventos, onde cada classe do histograma cumulativo tem um espaço temporal de uma hora.

### 6.3.3 Comparação entre os métodos tradicionais e o GS-Tc

Na engenharia, as fórmulas empíricas são usadas para estimar eventos hidrológicos extremos. Nesse estudo, esperavam-se valores do tempo de concentração entre 1 e 2 horas, valores que correspondem a eventos maiores. A Tabela 10 mostra o tempo de concentração calculado por fórmulas empíricas. Para todas as fórmulas, o tempo de concentração foi subestimado quando comparado com o GS-Tc e calculado por meio do hidrograma e hietograma.

Os três valores mais baixos de tempo de concentração foram encontrados para fórmulas que foram desenvolvidas com dados de pequenas bacias hidrográficas (Kirpich, Passini e Chow), enquanto os valores mais altos, que estavam mais perto dos dados obtidos por meio da análise do hidrograma e hietograma, foram encontrados com fórmulas desenvolvidas a partir de dados de bacias com mais de 50 km<sup>2</sup> (Giandoti, Johstone e Cross e Dooge).

## 6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração

Tabela 10 - Tempo de concentração calculado por meio de fórmulas empíricas

<i>Nome</i>	$t_c$ (h)
Kirpich (1940)	0,35
Passini (1914)	0,60
Giandotti	1,14
Johntone e Cross (1949)	1,35,
Dooge (1973)	0,95
Chow (1962)	0,68

Houve uma variabilidade nos valores das equações. O cálculo do tempo de concentração resultou em previsões numéricas que diferiram entre si em até 385%. A média do cálculo das fórmulas empíricas foi de 0,85 horas, as diferenças relativas médias variando de -62 a 241%. Isso foi semelhante a Fang et al. (2008), em que as diferenças variaram de -38 a 207% para o tempo de concentração estimado por diferentes metodologias.

A Figura 30 mostra a comparação entre os três métodos, com a mesma discretização de tempo para os mesmos eventos, totalizando 22 eventos chuva-vazão entre 10 e 37 cm de nível máximo da água. Apesar dos erros de cada modelo, o tempo de concentração definido por meio do hidrograma e hietograma foi a referência para a análise do desempenho da estimativa do tempo de concentração.

A mediana do tempo de concentração pelo método gráfico é 600% maior que o tempo de concentração calculado por fórmulas empíricas, mas, para eventos extremos, essa diferença diminui.

O tempo de concentração calculado pela função GS-Tc tem duas entradas, o modelo de elevação digital e a relação entre velocidade e vazão sob condições de escoamento de base. O  $R^2_{ajust}$  entre o tempo de concentração calculado pelos pontos do hietograma e o hidrograma e o nível máximo da água é de 0,45, no entanto o tempo médio de concentração é o mesmo, o que mostra que a estrutura da bacia é muito importante para definir o tempo de concentração.

## 6 - Combinando velocidade do escoamento de base e geomorfologia para melhorar a estimativa do tempo de concentração

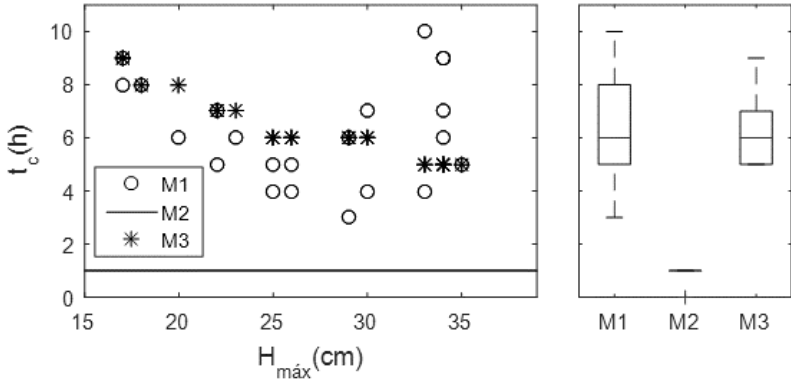


Figura 37 - Tempo de concentração calculado para diferentes métodos em eventos com nível médio de água entre 12 e 28 cm com 1 hora de discretização de tempo. M1 é o tempo de concentração calculado pela análise da relação entre hetógrafo e hidrograma, M2 é o tempo de concentração calculado por fórmulas empíricas e M3 é o tempo de concentração calculado por GS-Tc.

### 6.4 CONCLUSÕES

Neste capítulo, foi proposto um novo método chamado “tempo de concentração baseado em geomorfologia e velocidade do escoamento de base” (GS-Tc) para calcular o tempo de concentração. Buscou-se entender como as características dos eventos (e.g. altura de pico, altura média, precipitação total, precipitação antecedente) se relacionam aos valores de tempo de concentração. Finalmente foi verificado a eficiência do novo método quando comparado com as fórmulas empíricas.

Partiu-se do princípio que o tempo de concentração está relacionado a dois componentes: i) características do evento de precipitação; e ii) características físicas da bacia hidrográfica. As características dos eventos são exponencialmente relacionadas com o tempo de concentração. A relação mais forte foi com a precipitação total da água, com  $R^2_{\text{adj}}$  igual a 0,49.

As fórmulas empíricas demonstraram que apenas algumas características físicas não podem descrever o tempo de concentração. Quando se relacionou os resultados do GS-Tc às características da bacia hidrográfica foi possível constatar que o formato da bacia (e.g. fator de forma e índice de circularidade) não se relaciona diretamente ao tempo de concentração para rios de primeira e segunda ordem. O comprimento do

rio principal e área, que são utilizados como parâmetros em fórmulas empíricas (e.g. Kirpich (1940), Passini (1914)) relacionam-se diretamente, porém, altura mediana e declividade do rio principal, também utilizado em fórmulas empíricas (e.g. Giandotti, Dooge (1973)), não se relacionam diretamente

As fórmulas empíricas são ineficientes quando extrapoladas para diferentes bacias hidrográficas das quais foram desenvolvidas. Um pequeno número de características físicas da bacia hidrográfica não é suficiente para descrever o tempo de concentração. No entanto, com GS-Tc é possível calcular o tempo de concentração satisfatoriamente porque considerar-se toda a estrutura da bacia hidrográfica e a hidrodinâmica dos rios.

O tempo de concentração é sensível a outras variáveis relacionadas ao estado de saturação da bacia hidrográfica, mas, mesmo considerando apenas o nível máximo da água, o tempo de concentração foi bem estimado, onde a mediana do tempo de concentração real e o estimado foi o mesmo, e o comportamento dos resultados, tanto do real, como do estimado, seguiu um mesmo padrão.



## 7 CONTROLES DO PADRÃO QUÍMICO DO ESCOAMENTO DE BASE

### 7.1 INTRODUÇÃO

O entendimento de como a estrutura da bacia está relacionada ao ciclo hidrológico e aos processos biogeoquímicos ainda é um desafio importante para a ciência (BEVEN, 2016). Destaca-se como foco para o entendimento da dinâmica da água, dentro da bacia hidrográfica, a dependência entre os processos hidrológicos e a escala. Esforços para desenvolver regras entre a drenagem e/ou a área de drenagem dos rios com os padrões químicos da água têm muitas vezes descoberto limiares, nos quais a variação do parâmetro químico diminui. Um exemplo disso é a área elementar representativa, que representa o tamanho da área de drenagem na qual decai a variação do parâmetro (ASANO; UCHIDA, 2010; EGUSA et al., 2016) ou da vazão medida (WOODS; SIVAPALAN; DUNCAN, 1995). Acima desse limiar (relacionados com a troca de águas subterrâneas à superfície), existem padrões hidrológicos estáveis.

As características químicas do escoamento de base podem fornecer informações importantes sobre as mudanças de fontes de água (FISCHER et al., 2015). Elementos como íons estão sujeitos a reações e transformações em sua trajetória dentro da bacia hidrográfica e, portanto, são sensíveis ao tempo de residência. Sendo assim, a dinâmica e o padrão desses elementos podem fornecer informações sobre os processos hidrológicos dentro da bacia (UCHIDA et al., 2005; UCHIDA; ASANO, 2010). Combinar o uso desses elementos químicos e os padrões da paisagem pode ajudar a fornecer uma compreensão mais concreta sobre quais padrões da paisagem da bacia são importantes para determinar o retardamento da água da chuva.

Neste capítulo, exploramos os fatores que influenciam a fonte de escoamento de base na bacia hidrográfica da Lagoa do Peri. Os objetivos deste capítulo foram: i) investigar a variabilidade espacial dos padrões químicos não conservativos da água durante o escoamento de base; e ii) investigar quais elementos da paisagem influenciam os padrões dos parâmetros químicos não conservativos.

## 7.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Duas fontes de dados foram usadas para realizar as análises deste capítulo: i) parâmetros químicos: pH, condutividade elétrica (CE), acetato, nitrato, sulfato, cloreto e fosfato da água coletada em diferentes fontes (perfil do solo, nascentes, rios de primeira a quarta ordem e lagoa) durante cinco campanhas diferentes, como está descrito no capítulo quatro, sendo o quarto trajeto; e ii) padrões da paisagem, como estão descritos na Tabela 4. Apenas os padrões pH e CE foram medidos para todos os pontos em todas as campanhas, os outros parâmetros, em virtude de quebra do equipamento do laboratório, foram medidos apenas para as amostras do primeiro e do segundo dia de campanha.

As análises serão feitas de três maneiras: i) espacialmente, por meio da variação dos parâmetros; ii) investigando-se, por meio de gráficos, se há uma ordem ou área de drenagem que sirva de limiar para a estabilização da variação do parâmetro; e iii) relacionando os parâmetros medidos no rio as estruturas da paisagem por meio do coeficiente de correlação de Kendall, a fim de saber se há algum padrão responsável pela variação dos elementos químicos não conservativos. Essa correlação foi escolhida por ser não paramétrica.

## 7.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A composição de pH e CE variou no espaço e no tempo (Figura 38 e Figura 39). Para o pH, na primeira e quinta campanha, as fontes perto do divisor de água tinham geralmente um pH mais elevado em comparação com as amostras da água perto da Lagoa. Porém, esse padrão não se manteve constante nos outros dias de monitoramento. O que se observa no terceiro dia de campanha é um padrão oposto, o pH é mais elevado perto da Lagoa, diminuindo seu valor perto do divisor de água. No segundo e quarto dia de campanha, não há padrão para o pH. O que se pode observar é que o pH é uma característica química não conservativa da água e seu valor vai se equilibrando ao longo do tempo, de maneira que todas as fontes de água tem um mesmo pH médio em torno de 6, como pode ser visto na Figura 41. Isso é diferente do que se observou no trabalho de Peralta-Tapia et al., (2015), no qual o pH relacionava-se à fonte da água, sendo maior para águas velhas, aquelas há mais tempo armazenada na bacia, e menor para as águas mais novas. Porém, no trabalho de Peralta-Tapia et al., (2015) foram monitorados mais pontos dentro da bacia, com uma área de drenagem maior (68 km<sup>2</sup>),

mas todos em apenas um dia de coleta de água. Na área de estudo da Lagoa do Peri, o pH não pode ser um bom traçador para entender os caminhos que a água percorre.

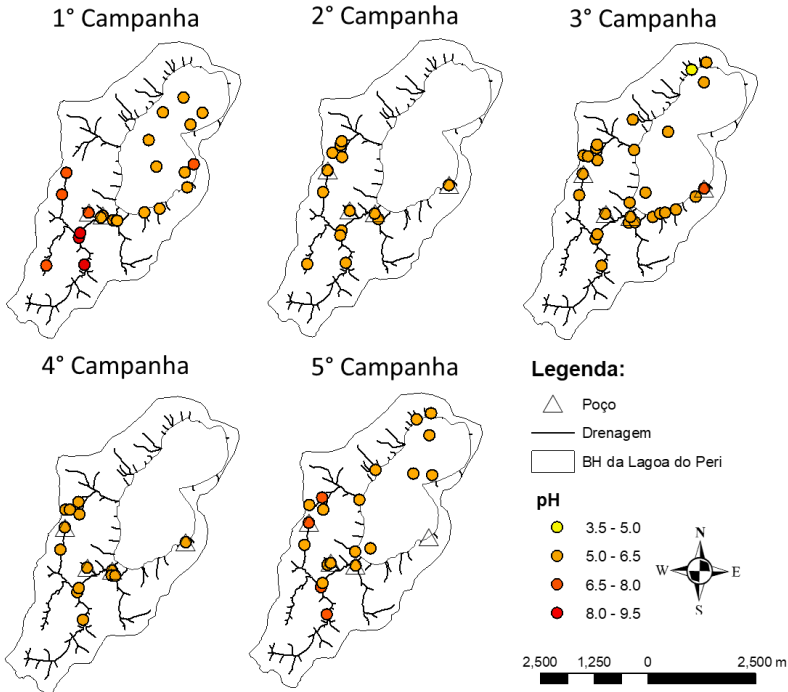


Figura 38 – Variação espacial dos valores de pH das cinco campanhas de monitoramento de escoamento de base realizadas entre junho e outubro de 2018, com intervalo mensal entre as campanhas.

A condutividade elétrica está relacionada diretamente aos sólidos dissolvidos. Espera-se que, onde há mais volume de água e maior inclinação, haja mais sólidos dissolvidos que foram carregados pelo rio. Como se pode ver na Figura 39, de uma maneira geral, a condutividade elétrica aumenta nos pontos que estão desembocando diretamente na lagoa em relação aos pontos mais a montante. Apesar da Figura 41 mostrar que a média dos valores da condutividade elétrica é maior para a lagoa do que para os rios de quarta ordem, essa falsa impressão ocorre porque a maioria das amostras da lagoa foram coletadas na primeira campanha, em que a condutividade elétrica estava maior de maneira geral. Pela Figura 39, é possível verificar que a condutividade elétrica da lagoa

é menor do que dos rios. Nota-se que, dependendo do estado da bacia, as concentrações podem ser maiores ou menores, mas que de maneira geral o padrão entre as campanhas é igual. Os maiores círculos representados na figura são referentes à água do poço, que por estar diretamente em contato com o solo apresenta condutividade elétrica maior. Conforme a água percorre o rio, uma parte dos sólidos sedimentam e outra parte é carregada pelo rio.

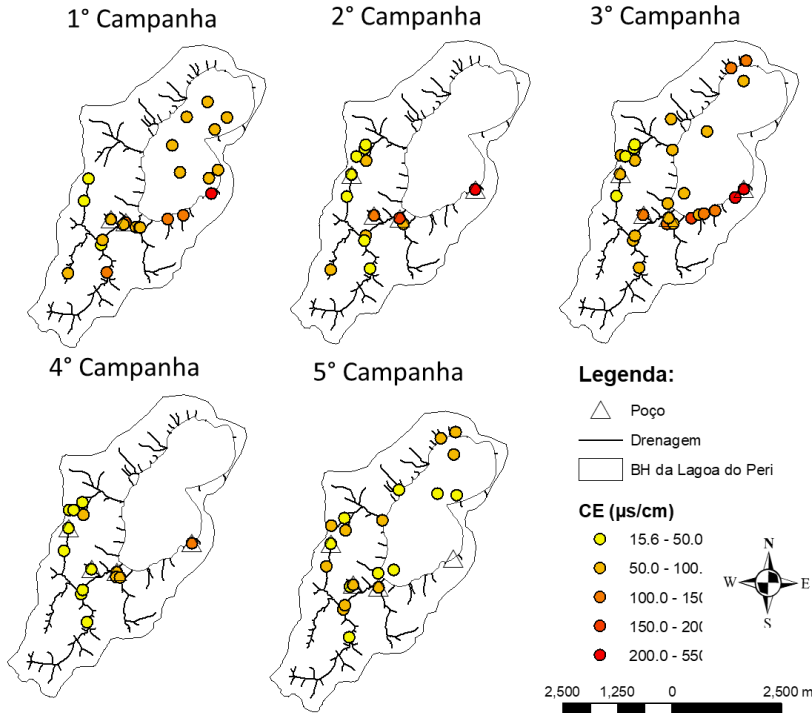


Figura 39 - Variação espacial dos valores de condutividade elétrica (CE) das cinco campanhas de monitoramento de escoamento de base realizadas entre junho e outubro de 2018, com intervalo mensal entre as campanhas.

A Figura 40 mostra a variação espacial dos íons. Não foi possível verificar se havia variação temporal porque há dados de todos os pontos apenas para a primeira campanha, e dados para apenas alguns pontos da segunda campanha. Nota-se que a lagoa possui diferença de acetato em suas amostras. Ao que indica a figura, a concentração de acetato é maior em rios de ordem superior. A configuração espacial do cloreto parece não

ter relação com as características físicas da bacia ou da lagoa, mas sim com a localização geográfica aumentando o seu valor em direção ao leste. A concentração de sulfato aumenta conforme a distância até a lagoa e há uma grande dispersão de concentrações dentro da lagoa. A concentração de fosfato é a mais aleatória entre os íons, não sendo verificado nenhum padrão. A concentração de nitrato parece estar relacionada ao comprimento do rio.

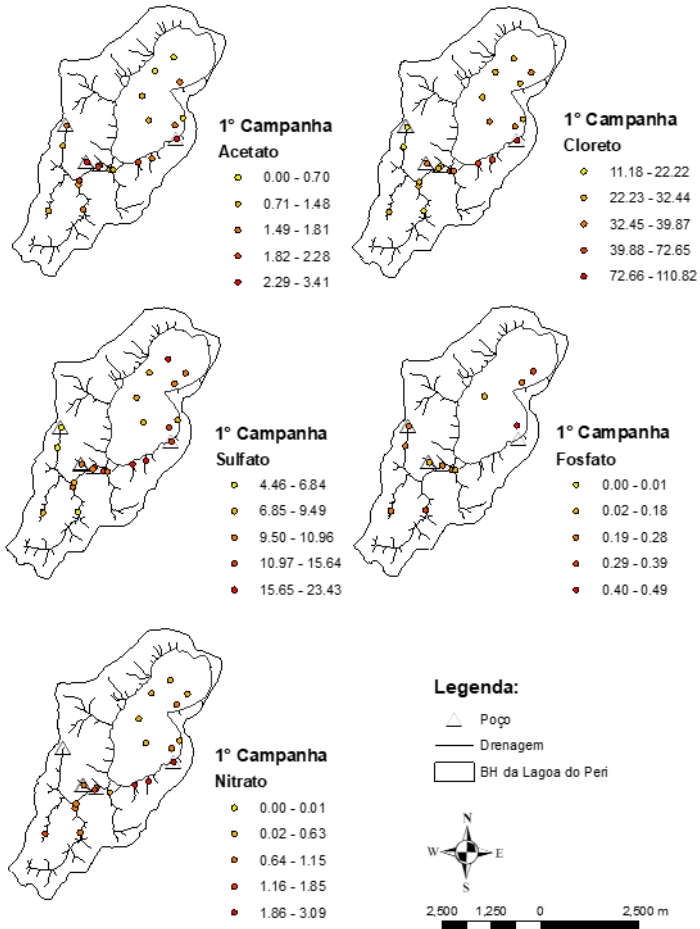


Figura 40 - Variação espacial dos valores de parâmetros monitorados na primeira campanha de monitoramento de escoamento de base realizada em junho de 2018. A unidade dos parâmetros é  $\text{mgL}^{-1}$ .

A Figura 41 mostra a variação de todo o conjunto de dados de cada parâmetro de acordo com a origem da amostra. Para CE, foram utilizadas 117 amostras, enquanto que para os íons foram utilizadas de 43 a 17 amostras, sendo essas coletadas na primeira e segunda campanha, respectivamente.

O pH muda espacialmente o padrão conforme o estado da bacia hidrográfica, em média o valor é praticamente igual independente da fonte. A CE é maior para poços, onde a água está em contato direto com o solo. Em todas as nascentes onde se coletou a água, o leito era formado por rochas e pedrinhas, que podem ter servido como meio filtrante para os sólidos, explicando uma menor CE, mas a média entre o poço e as nascentes é semelhante.

A média do conjunto de dados de CE tende a diminuir conforme aumenta a ordem. Levantaram-se três hipóteses para isso: i) a vazão aumenta e os sólidos ficam mais dissolvidos; ii) os sólidos vão sedimentando conforme a ordem do rio aumenta, devido à diminuição da declividade da bacia; e iii) pontos mais pertos das nascentes tem uma proporção maior de água que vem diretamente do solo em relação a pontos mais a jusante, onde a proporção de água proveniente diretamente das rochas é maior (EGUSA et al., 2016). Sendo assim, rios de primeira ordem teriam mais sólidos dissolvidos do que rios de ordem maiores.

Para o acetato, retirando a média das amostras do rio de quarta ordem, a média da concentração das amostras tende a diminuir conforme ocorre o trajeto da água, do solo ao rio e do rio à lagoa. Porém, a variação dos valores é pequena.

O cloreto, apesar de ter uma grande variação em seus valores (11 a 110 mgL<sup>-1</sup>), apresenta uma média dos valores para qualquer fonte muito próxima de 20 mgL<sup>-1</sup>. Como se pode ver na Figura 40, o padrão desse elemento químico parece estar relacionado à posição geográfica, e não a alguma característica da fonte da amostra de água.

O sulfato, apesar de ter uma média muito alta para a amostra coletada num rio de terceira ordem, tem a tendência de diminuir conforme a ordem do rio aumenta. Inexplicavelmente, há uma grande diferença entre a média da concentração em nascentes quando comparada à água do solo e esse padrão é notado também para os valores de nitrato.

O fosfato é o único parâmetro proporcional à ordem do rio. As concentrações tanto no solo como nas nascentes apresentam uma média bastante semelhante. Não há uma variação considerável entre a média das origens e a variação da concentração é muito pequena (0,01 a 0,5 mgL<sup>-1</sup>). Por esse motivo, não se pode retirar informações significativas do padrão

desse parâmetro. O nitrato, apesar do valor muito baixo de uma amostra coletada na nascente, o seu valor diminui conforme a ordem do rio aumenta. Porém, a variação desse parâmetro entre as amostras é pequena ( $0.01$  a  $3.09 \text{ mgL}^{-1}$ ).

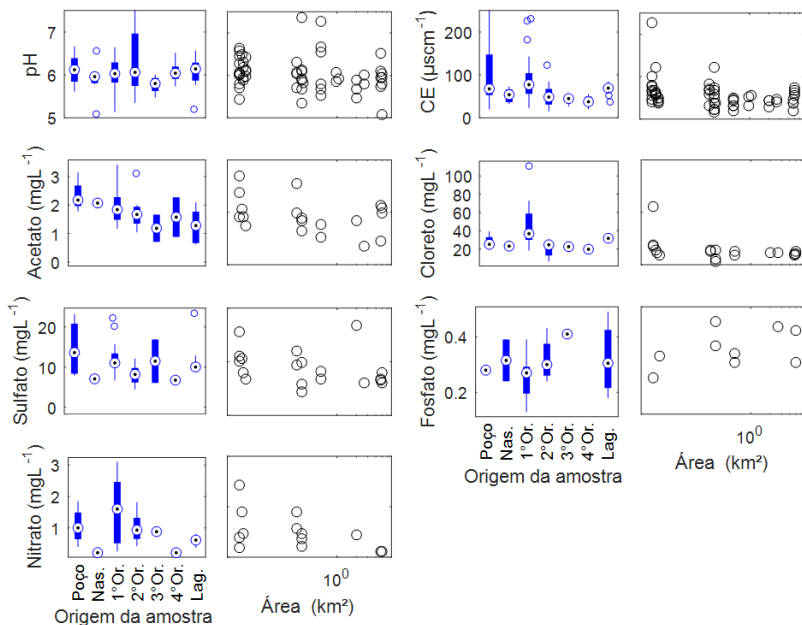


Figura 41 – Parâmetros químicos da água, de todo o conjunto de dados, de acordo com o local onde foi coletada e parâmetros químicos da água coletada em rios de acordo com a área de drenagem. Onde CE é condutividade elétrica.

A Figura 41 mostra a variação dos valores dos parâmetros químicos coletados em rios e nascentes conforme a área de drenagem da bacia hidrográfica, tendo como exutória o ponto de coleta da amostra. Há dois comportamentos que esperamos da relação entre a área e os parâmetros químicos. O primeiro é que haja um limiar de área onde a variação do parâmetro se estabilize, uma área elementar representativa, já encontrada para parâmetros químicos e vazão de 1 a 2  $\text{km}^2$  (ASANO; UCHIDA, 2010; EGUSA et al., 2016; WOODS; SIVAPALAN; DUNCAN, 1995). O segundo é uma tendência em relação a área, seja ela negativa ou positiva.

O pH não apresenta uma relação forte com a área, como visto na Figura 38. O pH varia seu padrão conforme a condição da bacia

hidrográfica. Para a CE, parece haver um limiar de variação em 0.9 km<sup>2</sup>, aproximando do REA que foi encontrado por outros autores. Observa-se, na Figura 41, que a média é praticamente igual para amostras a partir da terceira ordem, mesmo que havendo variação da magnitude da CE entre as campanhas.

O acetato e o nitrato diminuem a concentração conforme aumenta a área de drenagem, enquanto que o cloreto, o sulfato e o fosfato não têm um padrão claro de relação com a área.

Investigou-se, por meio da correlação de Kedall, se há mais controles da paisagem em relação aos padrões químicos além da área de drenagem, para amostras coletadas em rios. A Figura 36 mostra essa correlação, o número de amostras variou para cada parâmetro sendo 87 para CE e pH, 25 para acetato, 17 para cloreto, 19 para sulfato, 9 para fosfato e 12 para Nitrato.

O parâmetro mais relacionado ao pH foram as características físicas relacionadas à cobertura vegetal, enquanto que, para condutividade elétrica, acetato e cloreto foram as características relacionadas à geologia e à área de drenagem.

O fosfato possuiu correlação alta com índices relacionados a forma da bacia, correlações mais fortes do que as encontradas com a área de drenagem da bacia. Todos os parâmetros químicos, em relação à correlação de características relacionadas ao formato da bacia, tiveram valores maiores para o fator de forma, com excessão do fosfato. A maior correlação do nitrato foi com o tempo de trajeto da água no rio. Existem diferentes controles para cada elemento, não é possível determinar um controle principal para cada um.



	pH	CE	Acet.	Clor.	Sulf.	Fosf.	Nitr.	
<b>pH</b>	1,00	0,04	-0,08	-0,01	-0,09	-0,17	0,18	Parâmetros Químicos
<b>CE</b>	0,04	1,00	0,26	0,72	0,53	0,02	0,28	
<b>Acetato</b>	-0,08	0,26	1,00	0,22	0,29	0,02	0,07	
<b>Cloreto</b>	-0,01	0,72	0,22	1,00	0,67	-0,29	0,37	
<b>Sulfato</b>	-0,09	0,53	0,29	0,67	1,00	-0,26	0,40	
<b>Fosfato</b>	-0,17	0,02	0,02	-0,29	-0,26	1,00	-0,07	
<b>Nitrato</b>	0,18	0,28	0,07	0,37	0,40	-0,07	1,00	
<b>Área de drenagem</b>	-0,12	-0,42	-0,50	-0,52	-0,38	0,29	-0,36	Dimensão
<b>Ordem</b>	-0,08	-0,14	-0,19	-0,24	-0,05	0,32	-0,46	
<b>Perímetro</b>	-0,14	-0,34	-0,43	-0,44	-0,28	0,39	-0,29	
<b>Comprimento da bacia</b>	-0,17	-0,31	-0,40	-0,44	-0,31	0,29	-0,23	Formato
<b>Coefficiente de compacidade</b>	-0,10	0,05	0,08	-0,08	0,05	0,78	0,33	
<b>Razão de circularidade</b>	0,10	-0,05	-0,08	0,08	-0,05	-0,78	-0,33	
<b>Fator de forma</b>	-0,12	-0,39	-0,30	-0,35	-0,20	0,00	-0,47	Topografia
<b>Altura mediana</b>	0,09	-0,06	-0,04	-0,05	-0,13	-0,10	-0,45	
<b>Declividade média da bacia</b>	0,04	-0,01	-0,02	-0,07	0,07	-0,10	0,33	
<b>Diferença de altura</b>	-0,14	-0,21	-0,29	-0,37	-0,23	0,39	-0,14	Drenagem
<b>Índice topográfico médio</b>	-0,04	0,10	0,08	-0,08	-0,16	0,59	0,20	
<b>Densidade de drenagem</b>	-0,17	-0,31	-0,35	-0,31	-0,17	-0,10	-0,29	
<b>Declividade do rio principal</b>	0,01	-0,05	-0,04	-0,11	-0,07	-0,20	0,29	TT
<b>Compr. do rio principal</b>	-0,15	-0,35	-0,46	-0,42	-0,31	0,20	-0,47	
<b>Sinuosidade do rio principal</b>	-0,01	0,10	0,05	0,01	-0,10	0,10	-0,09	
<b>Tempo de Trajeto</b>	-0,17	-0,18	-0,29	-0,14	-0,10	-0,29	-0,59	Geologia
<b>Porcent. de Dique</b>	-0,13	-0,43	-0,45	-0,40	-0,28	0,10	-0,20	
<b>Porcent. de Granito</b>	0,13	0,43	0,45	0,40	0,28	-0,10	0,20	Formato da
<b>Porcent. de Encosta Linear</b>	0,13	0,14	0,08	-0,08	-0,10	0,68	0,33	
<b>Porcent. de Encosta Côncava</b>	0,08	-0,12	-0,02	-0,07	0,04	0,10	0,23	
<b>Porcent. Encosta Convexa</b>	-0,08	0,08	0,04	0,11	0,07	-0,10	-0,33	Cobertura
<b>Porcent. de Floresta</b>	0,26	0,35	0,38	0,28	0,14	-0,12	0,30	
<b>Porcent. de Pastagem</b>	-0,25	-0,27	-0,24	-0,26	-0,08	0,36	-0,30	
<b>Porcent. de Restinga</b>	-0,28	-0,26	-0,24	-0,26	-0,08	0,36	-0,30	

Figura 42 – Valores absolutos da correlação de Kendall entre os parâmetros químicos com as características físicas da paisagem. Onde CE é condutividade elétrica, Acet. é acetato, Clor. é cloreto, Sulf. é sulfato, Nitr. é nitrato, Coef. é coeficiente, Declivi. é declividade Compr. é comprimento, Sinuo é sinuosidade e Porcent é porcentagem. As cores variam de acordo com a correlação. Para correlações maiores a cor tende ao verde forte, para correlações menores a cor tende ao branco.

#### 7.4 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O entendimento da influência da paisagem nos processos hidrológicos e químicos ao longo dos rios é uma importante meta de pesquisa (PERALTA-TAPIA et al., 2015). Os parâmetros químicos

mudam de acordo com a fonte de água (e.g. subterrânea, subsuperficial, chuva) (EGUSA et al., 2016; FISCHER et al., 2015; UCHIDA; ASANO, 2010). Não se pode fazer um balanço entre entrada e saída de parâmetros não conservativos da água para que se tenha uma estimativa de tempo de residência, pois as estruturas da paisagem modificam os valores dos parâmetros químicos ao longo da jornada da água. Porém, é possível entender melhor como os elementos da paisagem influenciam nos padrões dos elementos químicos, um estudo de grande importância para entender o ecossistema da bacia.

Neste estudo, o pH variou os padrões espaciais temporalmente, de acordo com a condição da bacia. Porém, em média, para todas as fontes de água o pH manteve-se em torno de 6, sendo que as maiores correlações deste parâmetro estão relacionadas às características de cobertura vegetal.

A condutividade elétrica manteve um mesmo padrão espacial no tempo, porém a magnitude dos valores mudou de acordo com as condições da bacia hidrográfica. Numa análise geral dos valores de condutividade elétrica, os maiores valores foram encontrados na água retirada dos poços, a tendência dentro do rio é que a condutividade elétrica diminua de acordo com a ordem do rio, essa variação diminui a partir de bacias com 0,9 km<sup>2</sup>. Há uma correlação clara entre a CE com a área de drenagem e características de formação geológica.

Em relação aos íons não se pode afirmar um padrão para todos os íons analisados, o acetato e o cloreto são relacionados à área de drenagem e a formação geológica. Enquanto que o fosfato apresentou uma correlação forte com características referentes ao formato da bacia e à dimensão. O nitrato apresentou uma relação com o tempo de trajeto que a água faz desde o momento em que chega a drenagem.

Recomenda-se a continuidade do monitoramento acrescentando análises e monitoramento de parâmetros químicos conservativos da água (e.g. sílica e isótopos). Além disso, são necessários mais dados referentes a íons para que se possa entender com mais clareza seus padrões na bacia hidrográfica.

## 8 CONCLUSÕES GERAIS E RECOMENDAÇÕES

### 8.1 CONCLUSÕES GERAIS

Este trabalho foi baseado em campanhas de monitoramento do escoamento de base em uma bacia coberta predominantemente por mata Atlântica, em região costeira. As campanhas de monitoramento foram feitas com a parceria com outros pesquisadores e com a Fundação do Meio Ambiente de Florianópolis, a qual cedeu um barco para a coleta de água. Esse trabalho possuiu campanhas que necessitam de muito esforço físico, mas elas são espaçadas temporalmente, com janela de um mês entre campanhas. Então, foi necessário que um grupo capaz se divida para que se possa chegar a todos os pontos de monitoramento num só dia, e também que os pontos escolhidos sejam de fácil acesso.

O método de diluição para medição de vazão mostrou-se útil quando há uma grande diversidade de pequenos rios a serem monitorados. Há uma vantagem na utilização desse método em relação a medição de velocidade. Enquanto que o método mais tradicional usado (velocidade-área) mede apenas a velocidade numa sessão do rio, no método de diluição mede-se a velocidade média do rio entre o ponto em que é injetado o traçador até o ponto em que é monitorado o traçador no rio. Os erros encontrados, relacionados a esse método, é em média de 4,5% em relação ao erro de precisão e 16,8% em relação ao erro de acurácia.

Por meio dos eventos de chuva-vazão, foi possível verificar que o tempo de concentração da bacia do Rio Ribeirão Grande de um evento de precipitação é em média 6 horas. O tempo de concentração é inversamente proporcional a magnitude dos eventos, sendo de 1 hora para eventos com mais de 400 mm de precipitação total. Por meio dos resultados, chegou-se à conclusão que o tempo de concentração está relacionado principalmente a quatro informações: i) a precipitação total; ii) a precipitação anterior de cinco dias; iii) a geomorfologia; e iv) a hidrodinâmica. A primeira e a segunda informações são referentes à entrada de água na bacia, enquanto que a terceira e quarta informações são relacionadas à estrutura da bacia e podem ser obtidas por meio de monitoramento e topografia.

Associando os dados de velocidade e vazão do escoamento de base, feitos em diversos pontos da drenagem do Rio Ribeirão Grande, com a geomorfologia da bacia, foi possível melhorar a estimativa do valor do tempo de concentração da bacia. A nova função proposta para calcular o tempo de concentração GS-Tc (Tempo de concentração baseado na

geomorfologia e vazão do escoamento de base) direta, ou indiretamente, contempla as quatro informações necessárias e melhora a performance do cálculo do tempo de concentração. A função GS-Tc foi baseada na função proposta por Bergstrom *et al* (2016), na qual a velocidade do escoamento está relacionada à área de drenagem e à vazão específica. A velocidade é calculada para toda a drenagem, estimando o tempo de percurso com base no comportamento físico da bacia hidrográfica. Sendo assim, a boa performance dessa função trouxe entendimento da dinâmica da bacia durante o evento de chuva-vazão.

As análises da relação entre as estruturas da paisagem e os padrões químicos de elementos não conservativos mostraram que as principais características físicas da bacia hidrográfica que influenciam o padrão dos elementos químicos estão relacionadas à dimensão (e.g. área, ordem), vegetação (e.g. porcentagem de Floresta Atlântica) e formação geológica (e.g. porcentagem de dique e granito). As estruturas da paisagem relacionadas à topografia não apontaram uma relação com os padrões químicos. Um monitoramento com o mesmo design experimental, mas analisando parâmetros químicos conservativos da água coletada pode revelar informações sobre a influência da paisagem no tempo de residência e nos caminhos preferenciais da água após cair na bacia hidrográfica.

A principal mensagem deixada por esta dissertação foi que o monitoramento feito por campanhas de escoamento de base tem um baixo custo e um grande valor científico para responder questões sobre a geração de vazão e os controles das estruturas da paisagem sobre os caminhos da água.

## 8.2 RECOMENDAÇÕES

Recomenda-se, primeiramente, que esse monitoramento se torne de longo termo, acrescido de mais monitoramentos que possam ser feitos junto do trajeto atual já estabelecido. Deve-se acrescentar o monitoramento de traçadores conservativos da água, como isótopos. Esse monitoramento não deve ser apenas nas fontes já monitoradas (rio, perfil do solo e lagoa), mas também da chuva externa, chuva interna e escoamento pelo tronco, para que se possa fazer um balanço entre a entrada e a saída da água na bacia. Assim será possível entender com mais clareza quanto tempo em média a água demora em sair da bacia hidrográfica. Além disso, é necessário, para resultados mais conclusivos, que haja mais amostras de íons.

No que diz respeito ao entendimento de celeridade, o tempo de resposta da bacia durante o evento de chuva-vazão, recomenda-se fazer um trabalho que acrescente uma análise da convolução dos hidrogramas durante o evento de precipitação, para que se entenda melhor o que está ocorrendo na bacia durante o evento. No estudo atual, sabe-se apenas o tempo de trajeto da água, mas não como a celeridade vai mudando no decorrer do evento.



## REFERÊNCIAS

- ADJI, T. N.; HARYONO, E.; FATCHUROHMAN, H.; OKTAMA, R. Spatial and temporal hydrochemistry variations of karst water in Gunung Sewu, Java, Indonesia. *Environmental Earth Sciences*, v. 76, n. 20, p. 1–16, 2017.
- ÅGREN, A. M.; LIDBERG, W.; STRÖMGREN, M.; OGILVIE, J.; ARP, P. A. Evaluating digital terrain indices for soil wetness mapping—a Swedish case study. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 18, n. 9, p. 3623–3634, 2014.
- ALEXANDER, R. B.; SMITH, R. A.; SCHWARZ, G. E. Effect of stream channel size on the delivery of nitrogen to the Gulf of Mexico. *Nature*, v. 403, n. 6771, p. 758–761, 17 fev. 2000.
- ALI, G.; BIRKEL, C.; TETZLAFF, D.; SOULSBY, C.; MCDONNELL, J. J.; TAROLLI, P. A comparison of wetness indices for the prediction of observed connected saturated areas under contrasting conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 39, n. 3, p. 399–413, 2014.
- ANA. *Caderno de Capacitação em Recursos Hídricos - Outorga de Direito de Uso de Recursos Hídricos*. [s.l.: s.n.].
- ARCHFIELD, S. A.; VOGEL, R. M. Map correlation method: Selection of a reference streamgage to estimate daily streamflow at ungaged catchments. *Water Resources Research*, v. 46, n. 10, p. 1–15, 2010.
- ASANO, Y.; UCHIDA, T. Is representative elementary area defined by a simple mixing of variable small streams in headwater catchments? *Hydrological Processes*, v. 24, n. 5, p. 666–671, 28 fev. 2010.
- AVCIOGLU, B.; ANDERSON, C. J.; KALIN, L. EVALUATING THE SLOPE-AREA METHOD TO ACCURATELY IDENTIFY STREAM CHANNEL HEADS IN THREE PHYSIOGRAPHIC REGIONS 1. v. 53, n. 3, 2017.
- BARTHOLD, F. K.; TYRALLA, C.; SCHNEIDER, K.; VACH??, K. B.; FREDE, H. G.; BREUER, L. How many tracers do we need for end member mixing analysis (EMMA)? A sensitivity analysis. *Water Resources Research*, v. 47, n. 8, p. 1–14, 2011.
- BERGSTROM, A.; MCGLYNN, B.; MALLARD, J.; COVINO, T. Watershed structural influences on the distributions of stream network water and solute travel times under baseflow conditions. *Hydrological Processes*, v. 30, n. 15, p. 2671–2685, 2016.
- BEVEN, K. Advice to a young hydrologist. *Hydrological Processes*, 2016.
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de

zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979a.

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, 1979b.

BHUNYA, P. K.; BERNDTSSON, R.; SINGH, P. K.; HUBERT, P. Comparison between Weibull and gamma distributions to derive synthetic unit hydrograph using Horton ratios. *Water Resources Research*, v. 44, n. 4, abr. 2008a.

BHUNYA, P. K.; BERNDTSSON, R.; SINGH, P. K.; HUBERT, P. Comparison between Weibull and gamma distributions to derive synthetic unit hydrograph using Horton ratios. *Water Resources Research*, v. 44, n. 4, p. 1–17, abr. 2008b.

BOTTER, G.; BERTUZZO, E.; RINALDO, A. Transport in the hydrologic response: Travel time distributions, soil moisture dynamics, and the old water paradox. *Water Resources Research*, v. 46, n. 3, p. 1–18, 2010.

CAMACHO SUAREZ, V. V.; SARAIVA OKELLO, A. M. L.; WENNINGER, J. W.; UHLENBROOK, S. Understanding runoff processes in a semi-arid environment through isotope and hydrochemical hydrograph separations. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 19, n. 10, p. 4183–4199, 2015.

CARTER, R. W.; ANDERSON, I. E. Accuracy of current meter measurements. *Journal of the Hydraulics Division*, v. HY 4, n. Part 1, p. 105–115, 1963.

CHOW, V. T. Hydrologic determination of waterway areas for the design of drainage structures in small drainage basins. *Engineering Experiment Station Bulletin*, v. 462, p. 104, 1962.

CHRISTOPHERSEN, N.; NEAL, C.; HOOPER, R. P.; VOGT, R. D.; ANDERSEN, S. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members — A step towards second-generation acidification models. *Journal of Hydrology*, v. 116, n. 1–4, p. 307–320, ago. 1990.

CLARK, C. O. Storage and the unit hydrograph. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers.*, p. 1333–1360, 1945.

COHN, T. A.; KIANG, J. E.; MASON, R. R. Estimating Discharge Measurement Uncertainty Using the Interpolated Variance Estimator. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 139, n. 5, p. 502–510, 2013.

COLLISCHONN, W.; FLEISCHMANN, A.; PAIVA, R. C. D.; MEJIA, A. Hydraulic Causes for Basin Hydrograph Skewness. *Water Resources Research*, p. 1–16, 2017.

D'ANGELO, D. J.; WEBSTER, J. R.; GREGORY, S. V.; MEYER, J. L. Transient Storage in Appalachian and Cascade Mountain Streams as Related to Hydraulic Characteristics. *Journal of the North American Benthological Society*, v. 12, n. 3, p. 223–235, 1993.



- DAY, D. G. Drainage density changes during rainfall. *Earth Surface Processes*, v. 3, n. 3, p. 319–326, jul. 1978.
- DE ALMEIDA, I. K.; ALMEIDA, A. K.; STEFFEN, J. L.; ALVES SOBRINHO, T. Model for Estimating the Time of Concentration in Watersheds. *Water Resources Management*, v. 30, n. 12, p. 4083–4096, 2016.
- DI LAZZARO, M. Regional analysis of storm hydrographs in the Rescaled Width Function framework. *Journal of Hydrology*, v. 373, n. 3–4, p. 352–365, 2009.
- DOOGE, J. C. I. Linear theory of hydrologic systems. *Technical Bulletin*, v. 1468, n. 1468, p. 1–337, 1973.
- DOYLE, M. W.; STANLEY, E. H.; STRAYER, D. L.; JACOBSON, R. B.; SCHMIDT, J. C. Effective discharge analysis of ecological processes in streams. *Water Resources Research*, v. 41, n. 11, p. 1–16, 2005.
- DUNNE, T.; LEOPOLD, L. Water in environmental planning. *Earth Surface Processes*, v. 4, n. 3, p. 305–306, jul. 1979.
- ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, v. 19, n. 2, p. 507–515, 15 fev. 2005.
- EDWARDSON, K. J.; BOWDEN, W. B.; DAHM, C.; MORRICE, J. The hydraulic characteristics and geochemistry of hyporheic and parafluvial zones in Arctic tundra streams, north slope, Alaska. *Advances in Water Resources*, v. 26, n. 9, p. 907–923, 2003.
- EGUSA, T.; OHTE, N.; ODA, T.; SUZUKI, M. Quantifying aggregation and change in runoff source in accordance with catchment area increase in a forested headwater catchment. *Hydrological Processes*, v. 30, n. 22, p. 4125–4138, 2016.
- EVANS, I. S. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. | Request PDF. *Final report on grant DA-ERO-591-73-G0040*, 1980.
- FANG, X.; THOMPSON, D. B.; CLEVELAND, T. G.; PRADHAN, P.; MALLA, R. Time of Concentration Estimated Using Watershed Parameters Determined by Automated and Manual Methods. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 134, n. 2, p. 202–211, abr. 2008.
- FEELEY, H. B.; BRUEN, M.; BULLOCK, C.; CHRISTIE, M.; KELLY, F.; KELLY-QUINN, M. *Irish Freshwater Resources and Assessment of Ecosystem Services Provision*. [s.l: s.n.].
- FISCHER, B. M. C.; RINDERER, M.; SCHNEIDER, P.; EWEN, T.; SEIBERT, J. Contributing sources to baseflow in pre-alpine headwaters using spatial snapshot sampling. *Hydrological Processes*, v. 29, n. 26, p. 5321–5336, 2015.
- FISCHER, B. M. C.; VAN MEERVELD, H. J. (ILJA.); SEIBERT, J. Spatial variability in the isotopic composition of rainfall in a small headwater catchment and its effect on hydrograph separation. *Journal of Hydrology*, v.

547, p. 755–769, 2017.

FONTES, M. L. S.; TONETTA, D.; DALPAZ, L.; ANTÔNIO, R. V.; PETRUCIO, M. M. Dynamics of planktonic prokaryotes and dissolved carbon in a subtropical coastal lake. *Frontiers in Microbiology*, v. 4, n. APR, p. 1–9, 2013.

FREITAS, D. A. DE; JOAQUIM, J.; CABRAL, P.; LUIZ, A. Considerações Sobre a Zona Hiporreica Na Interação Água Superficial – Água Subterrânea. *II Congresso Internacional de Meio Ambiente Subterrâneo*, n. 81, p. 1–4, 2011.

GARRETT, K. K.; WOHL, E. E. Climate-invariant area–slope relations in channel heads initiated by surface runoff. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 42, n. 11, p. 1745–1751, 2017.

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.

GRAY, D. M. Synthetic unit hydrographs for small watersheds. *Journal of the Hydraulics Division*, v. 4, p. 33–54, 1961.

GREENLEE, D. D. Raster and Vector Processing for Scanned Linework. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 53, p. 1383–1387, 1987.

GREGORY, K. J.; WALLING, D. E. THE VARIATION OF DRAINAGE DENSITY WITHIN A CATCHMENT. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, v. 13, n. 2, p. 61–68, jun. 1968a.

GREGORY, K. J.; WALLING, K. J. The variation of drainage density within a catchment. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, v. 13, n. 2, p. 61–68, 1968b.

GREPPI, M. *Idrologia*. 4. reimpre ed. Milano: [s.n.].

GRIMALDI, S.; PETROSELLI, A.; ALONSO, G.; NARDI, F. Flow time estimation with spatially variable hillslope velocity in ungauged basins. *Advances in Water Resources*, v. 33, n. 10, p. 1216–1223, 2010.

GRIMALDI, S.; PETROSELLI, A.; TAURO, F.; PORFIRI, M. Time of concentration: a paradox in modern hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, v. 57, n. March 2015, p. 217–228, 2012.

GRIMALDI, S.; PETROSELLI, A.; NARDI, F. A parsimonious geomorphological unit hydrograph for rainfall–runoff modelling in small ungauged basins. *Hydrological Sciences Journal*, v. 57, n. 1, p. 73–83, 2012a.

GRIMALDI, S.; PETROSELLI, A.; NARDI, F. A parsimonious geomorphological unit hydrograph for rainfall–runoff modelling in small ungauged basins. *Hydrological Sciences Journal*, v. 57, n. 1, p. 73–83, jan. 2012b.

GUPTA, V. K.; WAYMIRE, E.; RODRÍGUEZ-ITURBE, I. On Scales, Gravity and Network Structure in Basin Runoff. In: [s.l.: s.n.]. p. 159–

184.

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.

HENNEMANN, M. C.; PETRUCIO, M. M. Spatial and temporal dynamic of trophic relevant parameters in a subtropical coastal lagoon in Brazil. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 181, n. 1–4, p. 347–361, 2011.

HEWLETT, J. D. Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds. *Dept. of Agriculture*, v. 132, p. 20, 1961.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *Journal of Geophysical Research*, v. 68, n. 4, p. 1081–1087, 15 fev. 1963.

HOOPER, R. P.; CHRISTOPHERSEN, N.; PETERS, N. E. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, U.S.A. *Journal of Hydrology*, v. 116, n. 1–4, p. 321–343, 1990.

HORTON, J. H.; HAWKINS, R. H. Flow path of rain from the soil surface to the water table. *Soil Science*, v. 100, n. 6, p. 377–383, 1965.

HORTON, R. E. Drainage-basin characteristics. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 13, n. 1, p. 350, 1932.

HORTON, R. E. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 14, n. 1, p. 446, 1933.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 56, n. 3, p. 275–370, 1945.

HUDSON, R.; FRASER, J. Alternative methods of flow rating in small Coastal stream. *Forest Research*, v. 2, n. January, p. 1–6, 2002.

ILHA, D. A.; CATARINA, D. E. S. *ECOSSISTEMAS DA ILHA DE SANTA CATARINA*, [s.d.]. Disponível em: <<http://lmo.ufsc.br/mapa-geologico-da-ilha-de-santa-catarina/>>. Acesso em: 18 dez. 2018

JACCON, G.; CUDO, K. *Hidrologia curva-chave: Análise e traçado*. [s.l.: s.n.].

JAMES M. GREGORY. Time of Concentration Determination for Small Watersheds. *Transactions of the ASAE*, v. 25, n. 3, p. 0686–0688, 1982.

JOHNSSTONE, D.; CROSS, W. P. *Elements of applied hydrology*. First Edti ed. New York: The Ronald Press Company: [s.n.].

KANG, M. S.; GOO, J. H.; SONG, I.; CHUN, J. A.; HER, Y. G.; HWANG, S. W.; PARK, S. W. Estimating design floods based on the critical storm duration for small watersheds. *Journal of Hydro-Environment Research*, v. 7, n. 3, p. 209–218, 2013.

KARLSEN, R. H.; SEIBERT, J.; GRABS, T.; LAUDON, H.;

BLOMKVIST, P.; BISHOP, K. The assumption of uniform specific discharge: unsafe at any time? *Hydrological Processes*, v. 30, n. 21, p. 3978–3988, 2016.

KAUFMANN DE ALMEIDA, I.; KAUFMANN ALMEIDA, A.; GARCIA GABAS, S.; ALVES SOBRINHO, T. Performance of methods for estimating the time of concentration in a watershed of a tropical region. *Hydrological Sciences Journal*, v. 62, n. 14, p. 2406–2414, 2017.

KIRCHNER, J. W. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, v. 42, n. 3, p. 1–5, 2006.

KIRKBY, M. Tests of the random network model, and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes*, v. 1, n. August 1975, p. 197–212, 1976a.

KIRKBY, M. J. Tests of the random network model, and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 1, n. 3, p. 197–212, 1976b.

KIRPICH. Time of Concentration of Small Agricultural Watersheds. *J. of Civ. Eng.*, v. 10, p. 362, 1940.

LANGE, J.; HAENSLER, A. Runoff generation following a prolonged dry period. *Journal of Hydrology*, v. 464–465, p. 157–164, 2012.

LEMES-SILVA, A. L.; PAGLIOSA, P. R.; PETRUCIO, M. M. Inter- and intra-guild patterns of food resource utilization by chironomid larvae in a subtropical coastal lagoon. *Limnology*, v. 15, n. 1, p. 1–12, 2014.

LEOPOLD, L. B. Downstream change of velocity in rivers. *American Journal of Science*, v. 251, p. 606–624, 1953.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. J. The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. *Geological Survey Professional Paper 252*, p. 57, 1953.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. *Fluvial Processes in Geomorphology*. W. H. Freeman, San Francisco, Calif: [s.n.].

LIANG, W. L.; CHAN, M. C. Spatial and temporal variations in the effects of soil depth and topographic wetness index of bedrock topography on subsurface saturation generation in a steep natural forested headwater catchment. *Journal of Hydrology*, v. 546, p. 405–418, 2017.

LOHSE, K. A.; BROOKS, P. D.; MCINTOSH, J. C.; MEIXNER, T.; HUXMAN, T. E. Interactions Between Biogeochemistry and Hydrologic Systems. *Annual Review of Environment and Resources*, v. 34, n. 1, p. 65–96, nov. 2009.

MCCUEN, R. H. Uncertainty Analyses of Watershed Time Parameters. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 14, n. 5, p. 490–498, 2009.

MCCUEN, R. H.; WONG, S. L.; RAWLS, W. J. Estimating Urban Time of Concentration. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 110, n. 7, p. 887, 1984.

MCDONNELL, J. J. A Rationale for Old Water Discharge Through Macropores in a Steep, Humid Catchment. *Water Resources Research*, v. 26, n. 11, p. 2821–2832, nov. 1990.

MCDONNELL, J. J.; BEVEN, K. Debates-The future of hydrological sciences: A (common) path forward? A call to action aimed at understanding velocities, celerities and residence time distributions of the headwater hydrograph. *Water Resources Research*, v. 50, n. 6, p. 5342–5350, jun. 2014.

MCMILLAN, H.; SEIBERT, J.; PETERSEN-OVERLEIR, A.; LANG, M.; WHITE, P.; SNELDER, T.; RUTHERFORD, K.; KRUEGER, T.; MASON, R.; KIANG, J. How uncertainty analysis of streamflow data can reduce costs and promote robust decisions in water management applications. *Water Resources Research*, v. 53, n. 7, p. 5220–5228, 2017.

MCMILLAN, H.; KRUEGER, T.; FREER, J. Benchmarking observational uncertainties for hydrology: rainfall, river discharge and water quality. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 26, p. 4078–4111, 30 dez. 2012.

MEYERSON, W. D. Runoff Prediction for Dam Safety Evaluations Based on Variable Time of Concentration. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 21, n. 10, p. 04016031, out. 2016.

MILLER, M. P.; BUTO, S. G.; SUSONG, D. D.; RUMSEY, C. A. The importance of base flow in sustaining surface water flow in the Upper Colorado River Basin. *Water Resources Research*, v. 52, n. 5, p. 3547–3562, maio 2016.

MILLER, O. M.; SUMMERSON, C. H. Slope-Zone Maps. *Geographical Review*, v. 50, n. 2, p. 194, abr. 1960.

MOCKUS, V. Use of storm and watershed characteristics in synthetic hydrograph analysis and application. *US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Latham, MD*, 1957.

MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. Channel classification, prediction of channel response, and assessment of channel condition. *Washington State Department of Natural Resources Report*, n. TFW-SH10-93-002, p. 84, 1993.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Where do channels begin? *Nature*, v. 336, n. 6196, p. 232–234, 1988.

MORRICE, J. A.; VALETT, H. M.; DAHM, C. N.; CAMPANA, M. E. Alluvial characteristics, groundwater-surface water exchange and hydrological retention in headwater streams. *Hydrological Processes*, v. 11, n. 3, p. 253–267, 1997.

MOSLEY, M. P. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research*, v. 15, n. 4, p. 795–806, ago. 1979.

MUELLER, J. E. AN INTRODUCTION TO THE HYDRAULIC AND TOPOGRAPHIC SINUOSITY INDEXES 1. *Annals of the Association of American Geographers*, v. 58, n. 2, p. 371–385, jun. 1968.

MUÑOZ-VILLERS, L. E.; GEISSERT, D. R.; HOLWERDA, F.;

MCDONNELL, J. J. Factors influencing stream baseflow transit times in tropical montane watersheds. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 20, n. 4, p. 1621–1635, 2016.

MUTZNER, R.; TAROLLI, P.; SOFIA, G.; PARLANGE, M. B.; RINALDO, A. Field study on drainage densities and rescaled width functions in a high-altitude alpine catchment. *Hydrological Processes*, v. 30, n. 13, p. 2138–2152, 2016.

NAGY, E. D.; TORMA, P.; BENE, K. Comparing Methods for Computing the Time of Concentration in a Medium-Sized Hungarian Catchment. *Slovak Journal of Civil Engineering*, v. 24, n. 4, p. 8–14, 2016.

NASH, J. E. The form of the instantaneous unit hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology*, v. 3, p. 114–121, 1957.

NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE (NRCS). National Engineering Handbook. In: [s.l: s.n.].

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; SRINIVASAN, R.; WILLIAMS, J. R. *Soil and Water Assessment Tool User's Manual*. [s.l: s.n.].

PASSINI, F. Relazione sul progetto della bonifica renana. 1914.

PERALTA-TAPIA, A.; SPONSELLER, R. A.; ÅGREN, A.; TETZLAFF, D.; SOULSBY, C.; LAUDON, H. Scale-dependent groundwater contributions influence patterns of winter baseflow stream chemistry in boreal catchments. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 120, n. 5, p. 847–858, maio 2015.

PEREZ, A. B. A. Análise de limiares e processos de geração de escoamento superficial em uma encosta da Lagoa do Peri - SC. 2017.

PREFEITURA DE FLORIANÓPOLIS. *Mapa de uso e ocupação do solo*. Disponível em: <<http://geo.pmf.sc.gov.br/>>. Acesso em: 18 dez. 2018.

PRIYANTORO, D.; LIMANTARA, L. M. Conformity evaluation of synthetic unit hydrograph (case study at upstream Brantas sub watershed, East Java Province of Indonesia). *Journal of Water and Land Development*, v. 35, n. 1, 2017.

RIGON, R.; BANCHERI, M.; FORMETTA, G.; DELAVENNE, A. The geomorphological unit hydrograph from a historical-critical perspective. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 41, n. 1, p. 27–37, 2016a.

RIGON, R.; BANCHERI, M.; FORMETTA, G.; DELAVENNE, A. The geomorphological unit hydrograph from a historical-critical perspective. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 41, n. 1, p. 27–37, 2016b.

RINALDO, A.; MARANI, A.; RIGON, R. Geomorphological dispersion. *Water Resources Research*, v. 27, n. 4, p. 513–525, abr. 1991a.

RINALDO, A.; MARANI, A.; RIGON, R. Geomorphological dispersion. *Water Resources Research*, v. 27, n. 4, p. 513–525, abr. 1991b.

ROBERTS, M. C.; ARCHIBOLD, O. W. VARIATION OF DRAINAGE DENSITY IN A SMALL BRITISH COLUMBIA

- WATERSHED. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 14, n. 2, p. 470–476, abr. 1978.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, I.; GONZÁLEZ-SANABRIA, M.; BRAS, R. L. A geomorphoclimatic theory of the instantaneous unit hydrograph. *Water Resources Research*, v. 18, n. 4, p. 877–886, ago. 1982.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, I.; VALDÉS, J. B. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, v. 15, n. 6, p. 1409–1420, dez. 1979.
- ROWLAND, R.; INAMDAR, S.; PARR, T. Evolution of particulate organic matter (POM) along a headwater drainage: role of sources, particle size class, and storm magnitude. *Biogeochemistry*, v. 133, n. 2, p. 181–200, 2017.
- SACO, P. M.; KUMAR, P. Kinematic dispersion in stream networks 1. Coupling hydraulic and network geometry. *Water Resources Research*, v. 38, n. 11, p. 26-1-26–14, 2002.
- SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M.; BUBA, H.; KISHI, R.; MARONE, E.; LAUTERT, L. *Hidrometria Aplicada*. [s.l.: s.n.].
- SBROGLIA, R. M.; BELTRAME, Â. D. V. O zoneamento, conflitos e recategorização do parque municipal da lagoa do Peri, Florianópolis/SC. *Boletim de Geografia*, v. 30, n. 1, p. 5–18, 2012.
- SCHNEIDER, V. R.; SMOOT, G. F. Development of a standard rating for the Price Pygmy current meter: U.S. Geological. *Survey Journal of Research*, v. 4, n. 3, p. 293–297, 1976.
- SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at parth amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 67, p. 507–648, 1956.
- SDS SECRETARY OF STATE FOR THE ECONOMIC AND SUSTAINABLE DEVELOPMENT. *Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis: ENGEMAP, 2013.
- SELKER, J.; VAN DE GIESEN, N. C.; WESTHOFF, M.; LUXEMBURG, W.; PARLANGE, M. B. Fiber optics opens window on stream dynamics. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 24, p. 27–30, 2006.
- SHEN, X.; VERGARA, H. J.; NIKOLOPOULOS, E. I.; ANAGNOSTOU, E. N.; HONG, Y.; HAO, Z.; ZHANG, K.; MAO, K. GDBC: A tool for generating global-scale distributed basin morphometry. *Environmental Modelling & Software*, v. 83, p. 212–223, set. 2016.
- SHEN, X.; ANAGNOSTOU, E. N.; MEI, Y.; HONG, Y. A global distributed basin morphometric dataset. *Scientific Data*, v. 4, p. 1–8, 2017.
- SIDLE, R. C.; TSUBOYAMA, Y.; NOGUCHI, S.; HOSODA, I.; FUJIEDA, M.; SHIMIZU, T. Stormflow generation in steep forested headwaters: A linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, v. 14, n. 3, p. 369–385, 2000.
- SILVA, A. Á. DE S. DA. *Parque Municipal da Lagoa do Peri*

*subsídios para o gerenciamento ambiental.* [s.l.: s.n.].

SINGH, K. P. Nonlinear instantaneous unit-hydrograph theory. *Journal of the Hydraulics Division*, v. 90, p. 313–350, 1964.

SINGH, N. K.; EMANUEL, R. E.; MCGLYNN, B. L. Variability in isotopic composition of base flow in two headwater streams of the southern Appalachians. *Water Resources Research*, v. 52, n. 6, p. 4264–4279, 2016.

SKLASH, M. G.; FARVOLDEN, R. N. The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, v. 43, n. 1–4, p. 45–65, out. 1979.

SMOOT, G. F.; CARTER, R. W. Are individual current meter ratings necessary? *American Society of Civil Engineers Journal of the Hydraulics Division*, v. 94, p. 391–397, 1968.

SNYDER, F. F. Synthetic unit-graphs. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 19, n. 1, p. 447, 1938.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 63, n. 9, p. 923–938, 1952.

STUMPP, C.; EKDAL, A.; GÖNENC, I. E.; MALOSZEWSKI, P. Hydrological dynamics of water sources in a Mediterranean lagoon. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 18, n. 12, p. 4825–4837, 2014.

TAYLOR, A. B.; SCHWARZ, H. E. Unit-hydrograph lag and peak flow related to basin characteristics. *Transactions, American Geophysical Union*, v. 33, n. 2, p. 235, 1952.

UCHIDA, T.; ASANO, Y.; ONDA, Y.; MIYATA, S. Are headwaters just the sum of hillslopes? *Hydrological Processes*, v. 19, n. 16, p. 3251–3261, 2005.

UCHIDA, T.; ASANO, Y. Spatial variability in the flowpath of hillslope runoff and streamflow in a meso-scale catchment. *Hydrological Processes*, v. 24, n. 16, p. 2277–2286, 2010.

VAN LOON, A. F.; VAN HUIJGEVOORT, M. H. J.; VAN LANEN, H. A. J. Evaluation of drought propagation in an ensemble mean of large-scale hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 16, n. 11, p. 4057–4078, 2012.

WHITING, J. A.; GODSEY, S. E. Discontinuous headwater stream networks with stable flowheads, Salmon River basin, Idaho. *Hydrological Processes*, v. 30, n. 13, p. 2305–2316, 2016.

WOHL, E.; BARROS, A.; BRUNSELL, N.; CHAPPELL, N. A.; COE, M.; GIAMBELLUCA, T.; GOLDSMITH, S.; HARMON, R.; HENDRICKX, J. M. H.; JUVIK, J.; MCDONNELL, J.; OGDEN, F. The hydrology of the humid tropics. *Nature Climate Change*, v. 2, n. 9, p. 655–662, 2012.

WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. *The Journal of Geology*, v. 68, n. 1, p. 54–74, jan. 1960.

WONDZELL, S. M.; GOOSEFF, M. N.; MCGLYNN, B. L. Flow



velocity and the hydrologic behavior of streams during baseflow. *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 24, p. 1–5, 2007.

WOODS, R. A.; SIVAPALAN, M. A connection between topographically driven runoff generation and channel network structure. *Water Resources Research*, v. 33, n. 12, p. 2939, 1997.

WOODS, R.; SIVAPALAN, M.; DUNCAN, M. Investigating the representative elementary area concept: An approach based on field data. *Water*, v. 9, n. September 1994, p. 291–312, 1995a.

ZIMMER, M. A.; MCGLYNN, B. L. Lateral, vertical, and longitudinal source area connectivity drive runoff and carbon export across watershed scales Margaret. p. 1–23, 2018.



## APÊNDICE I

Este apêndice apresenta o algoritmo usado para calcular as características físicas das bacias hidrográficas. Abaixo estão apresentados o código geral para o cálculo das características físicas

```
% Camyla Innocente dos Santos
% Dúvidas: camylainnocente@gmail.com

%Abrindo os arquivos de entrada:
[fdr,R] = arcgridread('fdr_recl.txt');
[fil] = geotiffread('fil_recl.tif');
[fac] = geotiffread('fac_recl.tif');
[ord] = arcgridread('ord_recl.txt');
[SLP]= geotiffread('slopel.tif');
[CUR]=arcgridread('con_con_line.txt');
[VEG]=arcgridread('veg.txt');
[GEO]=arcgridread('geo.txt');
TWI=log((fac.*(15*15))./tan((0.0174533.*SLP)));

%%Ajeitando as matrizes, para que não hajam problemas com as
bordas:
[i,j]=size(fac);
fac_n=nan(i+2,j+2); fdr_n=nan(i+2,j+2); fil_n=nan(i+2,j+2);
slp_n=nan(i+2,j+2); twi_n=nan(i+2,j+2); curv_n=nan(i+2,j+2);
veg_n=nan(i+2,j+2); geo_n=nan(i+2,j+2); ord_n=nan(i+2,j+2);

for ii=1:i
    for jj=1:j
        fac_n(ii+1,jj+1)=fac(ii,jj);
        fdr_n(ii+1,jj+1)=fdr(ii,jj);
        fil_n(ii+1,jj+1)=fil(ii,jj);
        slp_n(ii+1,jj+1)=SLP(ii,jj);
        twi_n(ii+1,jj+1)=TWI(ii,jj);
        curv_n(ii+1,jj+1)=CUR(ii,jj);
        veg_n(ii+1,jj+1)=VEG(ii,jj);
        geo_n(ii+1,jj+1)=GEO(ii,jj);
        ord_n(ii+1,jj+1)=ord(ii,jj);
    end
end

%% Criação das matrizes, a serem preenchidas, pelos parâmetros
calculados
A_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2)); %Area
A_Mais=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Area agregada
P_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2)); %Perímetro
Cr_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Razão de circularidade
Cc_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Coeficiente de
compacidade
Lr_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Distância em linha reta
Rp_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Comprimento rio
principal
```

```

Drio_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Declividade rio
principal
Dh_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Diferença de altura
Ff_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Fator de forma
Dd_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Densidade de drenagem
Dm_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Altura mediana
Sr_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Sinuosidade do rio
principal
Slp_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Declividade média
Con_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem de concavo
Conv_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem de convexo
Lin_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem de linear
FA_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem de FLOresta
Atlântica
PAS_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem de pastagem
REST_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem de
restinga
GRAN_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem granito
DIQUE_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem dique
SEDCOS_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Porcentagem
sedimento costeiro
Ord_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%Ordem
twi_m=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));%WTI

%% Rodando as características para cada bacia, delimitada a
cada célula da drenagem

tr=214; %limiar para determinação da drenagem
Ta= R(2,1);%tamanho da célula
Aux=fac_n;
Aux(Aux<(214+30))=NaN;
[i,j]=find(Aux==(max(max(Aux))),1);
Aux2=Aux;

while max(max(Aux))>-9999

    Aux(i,j)=-9999;

%Delimitando a bacia
[fac,fdr,fil,slp,twi,geo,veg,curv,Aux4]=delimi(i,j,fac_n,fdr_n,
fil_n,slp_n,twi_n,curv_n,geo_n,veg_n);

%Parâmetros relacionados a forma
[A,P,Cr,Cc]=forma(fac);

%Parâmetros relacionados a drenagem
[~,~,~,~,Lr,Rp,Drio,Dh,Ff,Dd,Dm,Sr]=Hidro(fac,fdr,fil,tr,Ta);

%Parâmetros prontos:
[con,conv,Lin,Slp,WTI,gran,sed,diq,fa,pas,rest]=Con_Div(slp,cur
v,twi,A,geo,veg);

%Colocar os parâmetros novamente

```

```

A_m(~isnan(fac))=A*(Ta^2); %Area
P_m(~isnan(fac))=P*Ta; %Perimetro
Cr_m(~isnan(fac))=Cr;%Razão de circularidade
Cc_m(~isnan(fac))=Cc;%Coeficiente de compacidade
Lr_m(~isnan(fac))=Lr;%Distância em linha reta
Rp_m(~isnan(fac))=Rp;%Comprimento rio principal
Drio_m(~isnan(fac))=Drio;%Declividade rio principal
Dh_m(~isnan(fac))=Dh;%Diferença de altura
Ff_m(~isnan(fac))=Ff;%Fator de forma
Dd_m(~isnan(fac))=Dd;%Densidade de drenagem
Dm_m(~isnan(fac))=Dm;%Altura mediana
Sr_m(~isnan(fac))=Sr;%Sinuosidade do rio principal
Slp_m(~isnan(fac))=Slp;%Declividade média
Con_m(~isnan(fac))=con;%Porcentagem de concavo
Conv_m(~isnan(fac))=conv;%Porcentagem de convexo
Lin_m(~isnan(fac))=Lin;%Porcentagem de linear
twi_m(~isnan(fac))=WTI;%WTI medio
FA_m(~isnan(fac))=fa;%Porcentagem de FLOresta Atlântica
PAS_m(~isnan(fac))=pas;%Porcentagem de pastagem
REST_m(~isnan(fac))=rest;%Porcentagem de restinga
GRAN_m(~isnan(fac))=gran;%Porcentagem granito
DIQUE_m(~isnan(fac))=diq;%Porcentagem dique
SEDCOS_m(~isnan(fac))=sed;%Porcentagem sedimento costeiro
Ord_m(~isnan(fac))=ord_n(i,j);

```

```
[i,j]=find(Aux==(max(max(Aux))),1);
```

```
end
```

As funções dentro do código geral serão apresentadas a seguir:

```
function[fac,fdr,fil,slp,twi,geo,veg,curv,Aux4]=delimi(i,j,fac_
n,fdr_n,fil_n,slp_n,twi_n,curv_n,geo_n,veg_n)
```

```
Aux=[i,j]; Aux1=[i,j];
```

```
%determina direções
```

```
v=[-1,-1,2; +1,-1,128; +1,+1,32; -1,+1,8; 0,+1,16; +1,0,64; -
1,0,4; 0,-1,1];
```

```
p=2;o=0;
```

```
while o~=1
```

```
o=1;
```

```
for t=1:size(Aux,1)
```

```
for n=1:8
```

```
if fdr_n(Aux(t,1)+v(n,1),Aux(t,2)+v(n,2))==v(n,3)
```

```
Aux1(p,1)=Aux(t,1)+v(n,1);
```

```
Aux1(p,2)=Aux(t,2)+v(n,2);
```

```
Aux2(o,1)=Aux(t,1)+v(n,1);
```

```
Aux2(o,2)=Aux(t,2)+v(n,2);
```

```
p=p+1;
```

```

        o=o+1;
    end
end
end
if o>1;
Aux=Aux2;
clear Aux2;
end
end
Aux4=nan(size(fac_n,1),size(fac_n,2));

for i=1:size(Aux1,1)
    Aux4(Aux1(i,1),Aux1(i,2))=1;
end

fac=fac_n; fac(isnan(Aux4))=NaN;
fdr=fdr_n; fdr(isnan(Aux4))=NaN;
fil=fil_n; fil(isnan(Aux4))=NaN;
slp=slp_n; slp(isnan(Aux4))=NaN;
twi=twi_n; twi(isnan(Aux4))=NaN;
curv=curv_n; curv(isnan(Aux4))=NaN;
geo=geo_n; geo(isnan(Aux4))=NaN;
veg=veg_n; veg(isnan(Aux4))=NaN;

```

end

---

```

function [A,P,Cr,Cc]=forma(fac_n)

fac_n(~isnan(fac_n))=1; fac_n(isnan(fac_n))=0;
props = regionprops(fac_n, 'Area', 'Perimeter');
A = [props.Area]; P = [props.Perimeter]
Cc=0.2841*P/sqrt(A);
Cr=4*pi*A/P^2;

```

end

---

```

function
[hand2,Dist1,Dist2,Drena,Lr,Rp,Drio,Dh, Ff, Dd, Dm, Sr]=Hidro(fac, f
dr, fil, tr, Ta)

Aux=fac; Aux1=fac; Aux2=fac; Aux3=fac; Aux4=fac;

[a,b]=find(fac==max(max((fac))));
Aux1(a,b)=fil(a,b);
Aux2(a,b)=Ta;
Aux3(a,b)=Ta;
%determina direções
v=[-1,-1,2
    +1,-1,128
    +1,+1,32
    -1,+1,8
    0,+1,16
    +1,0,64
    -1,0,4

```

```

0, -1, 1];

while max(max(Aux)) ~=-9999

    Aux(a,b)=-9999;
    for n=1:4
        if fdr(a+v(n,1),b+v(n,2))==v(n,3)
            if fac(a+v(n,1),b+v(n,2))>tr
                Aux1(a+v(n,1),b+v(n,2))=fil(a+v(n,1),b+v(n,2));
                Aux2(a+v(n,1),b+v(n,2))=sqrt(2*Ta^2)+Aux2(a,b);
                Aux3(a+v(n,1),b+v(n,2))=sqrt(2*Ta^2)+Aux3(a,b);
                Aux4(a+v(n,1),b+v(n,2))=sqrt(2*Ta^2);
            else
                Aux1(a+v(n,1),b+v(n,2))=Aux1(a,b);
                Aux2(a+v(n,1),b+v(n,2))=Aux2(a,b);
                Aux3(a+v(n,1),b+v(n,2))=sqrt(2*Ta^2)+Aux3(a,b);
                Aux4(a+v(n,1),b+v(n,2))=0;
            end
        end
    end
    for n=5:8
        if fdr(a+v(n,1),b+v(n,2))==v(n,3)
            if fac(a+v(n,1),b+v(n,2))>tr
                Aux1(a+v(n,1),b+v(n,2))=fil(a+v(n,1),b+v(n,2));
                Aux2(a+v(n,1),b+v(n,2))=Ta+Aux2(a,b);
                Aux3(a+v(n,1),b+v(n,2))=Ta+Aux3(a,b);
                Aux4(a+v(n,1),b+v(n,2))=Ta;
            else
                Aux1(a+v(n,1),b+v(n,2))=Aux1(a,b);
                Aux2(a+v(n,1),b+v(n,2))=Aux2(a,b);
                Aux3(a+v(n,1),b+v(n,2))=Ta+Aux3(a,b);
                Aux4(a+v(n,1),b+v(n,2))=0;
            end
        end
    end
    [a,b]=find(Aux==max(max((Aux)),1));
end

hand2=fil-Aux1;Dist1=Aux2; Dist2=Aux3;
Drena=nansum(nansum(Aux4));

[a,b]=find(Dist2==max(max(Dist2)),1); [c,d]=find(fac==max(max(fa
c)),1); Lr=sqrt(((a-c)^2)+((b-d)^2))*Ta;

Rp=max(max(Dist1));

Aux2(fac<tr)=NaN;
[a,b]=find(Aux2==max(max(Aux2)),1);
[c,d]=find(fac==max(max(fac)),1);
R=sqrt(((a-c)^2)+((b-d)^2))*Ta;
Sr=Rp/R;

Drio=(fil(a,b)-fil(c,d))/Rp; Dm=nanmedian(fil(:))
Dh=max(max(fil))-min(min(fil));

```

```
Dd=nansum(Aux4(:))/(max(max(fac))*Ta^2);  
Ff=(max(max(fac))*Ta^2)/(Lr^2);
```

```
end
```

---

```
function[con,conv,Lin,Slp,WTI,gran,sed,diq,fa,pas,rest]=Con_Div  
(slp,curv,wti,A,geo,veg)
```

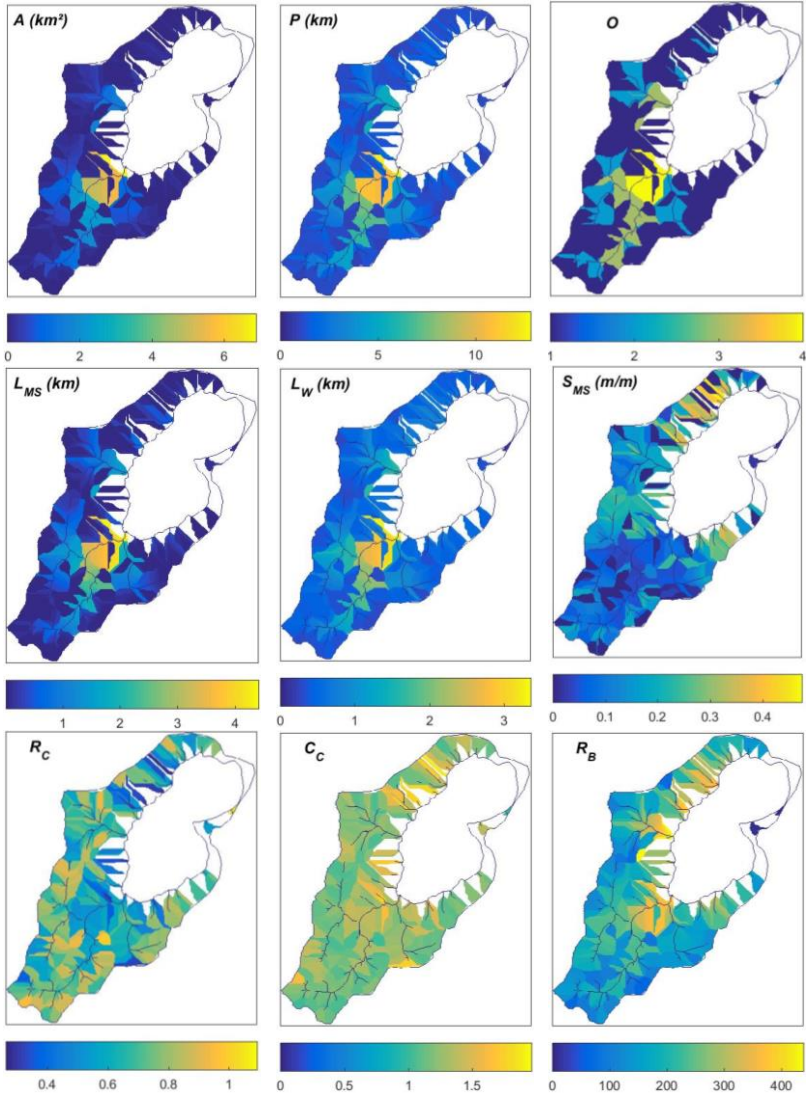
```
a=find(curv==1); con=size(a,1)/A;  
a=find(curv==2); conv=size(a,1)/A;  
a=find(curv==3); Lin=size(a,1)/A;  
a=find(geo==0); gran=size(a,1)/A;  
a=find(geo==1); sed=size(a,1)/A;  
a=find(geo==2); diq=size(a,1)/A;  
a=find(veg==0); fa=size(a,1)/A;  
a=find(veg==1); pas=size(a,1)/A;  
a=find(veg==3); rest=size(a,1)/A;  
Slp=nanmedian(slp(:)); wti(wti==-inf)=NaN;  
WTI=nanmedian(wti(:));
```

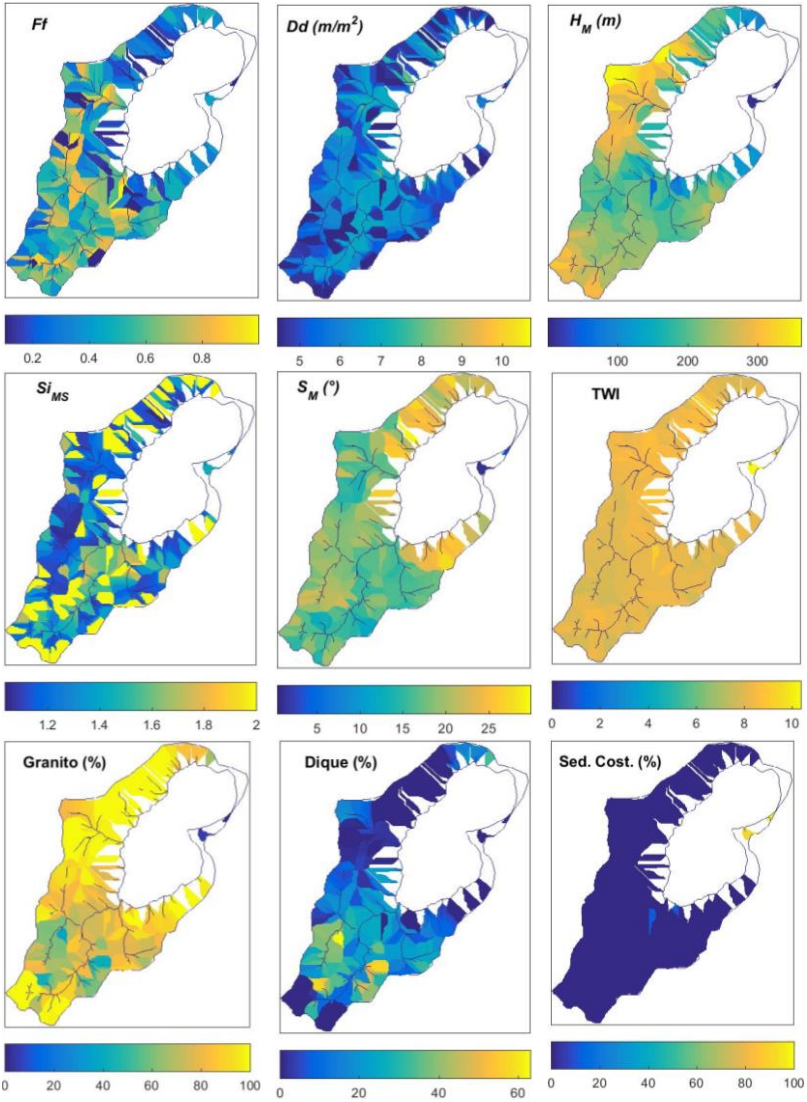
```
end
```



APÊNDICE II

Este apêndice apresenta os produtos do algoritmo apresentado no apêndice I. Na Figura 43 foi calculado as características de cada bacia hidrográfica, delimitadas a partir de todos os pontos da drenagem.





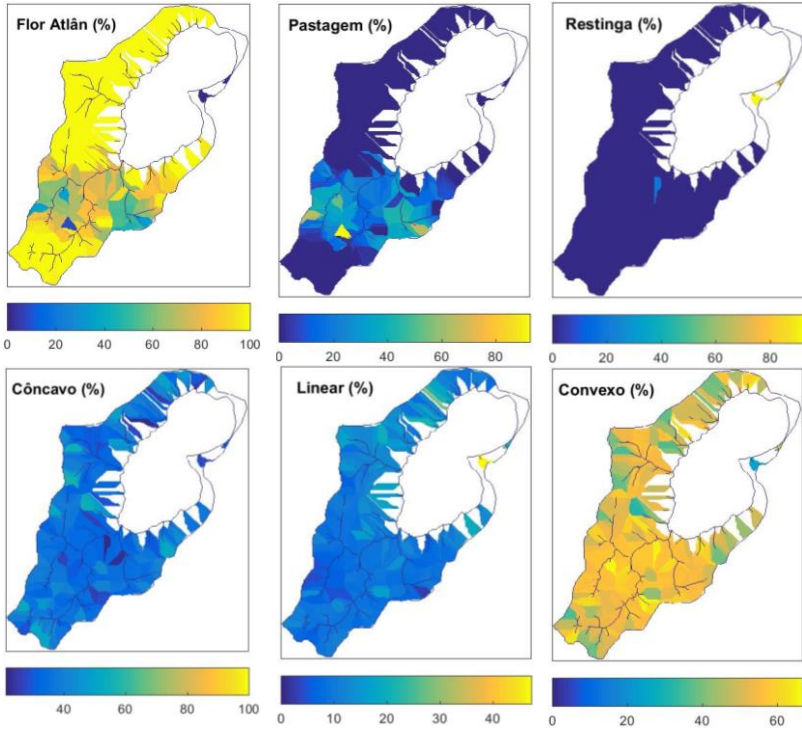
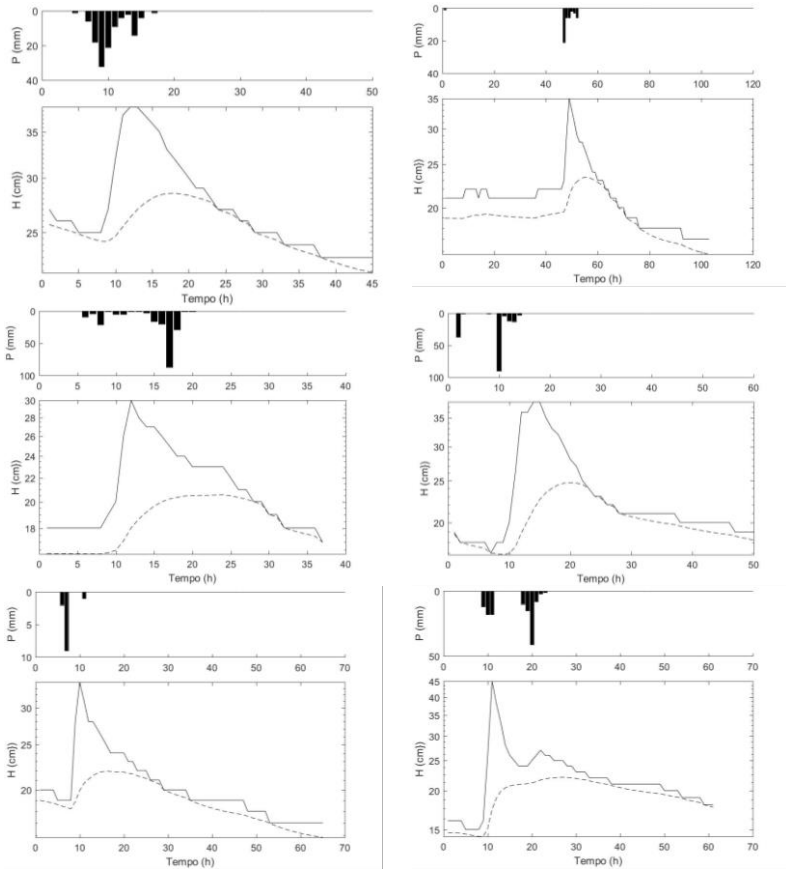


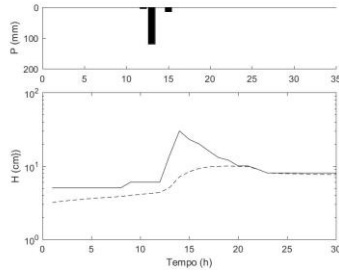
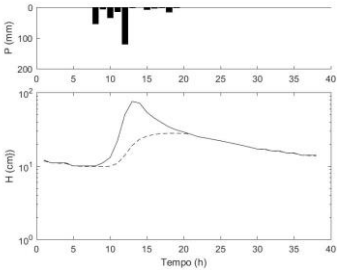
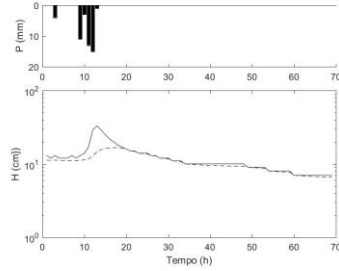
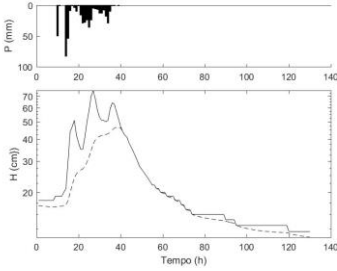
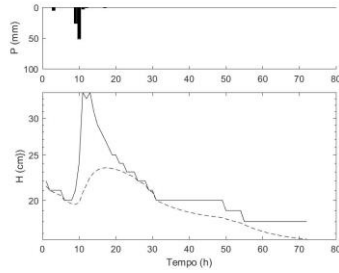
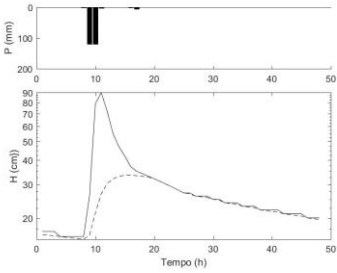
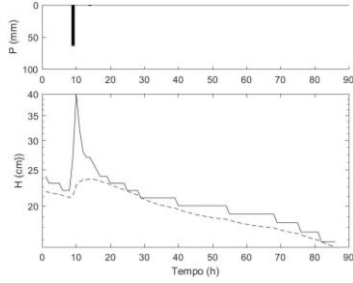
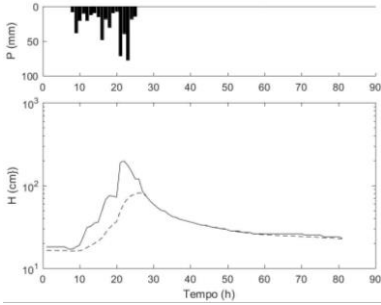
Figura 43 – Características físicas analisadas das bacias hidrográficas. Onde: A é área, P é perímetro, O é ordem,  $L_{MS}$  é comprimento do rio principal,  $L_w$  é comprimento da bacia hidrográfica,  $S_{MS}$  é declividade do rio principal,  $R_C$  é razão de circulariedade,  $C_C$  é coeficiente de compacidade,  $R_B$  é alívio da bacia,  $F_F$  é fator de forma,  $D_D$  é densidade de drenagem,  $H_M$  altitude mediana,  $Si_{MS}$  sinuosidade do rio principal, TWI é índice topográfico médio, Flor Atlân é floresta atlântica.

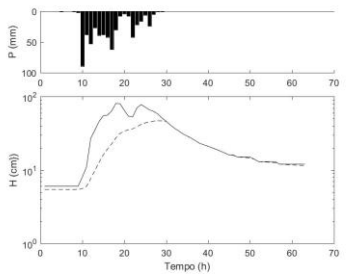
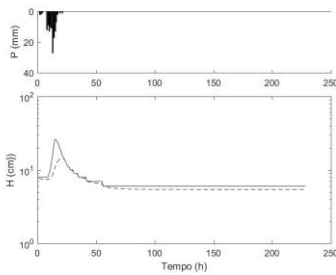
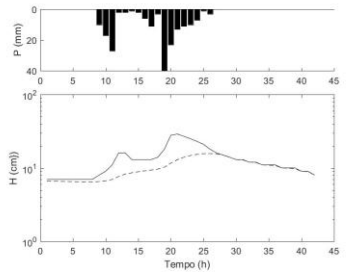
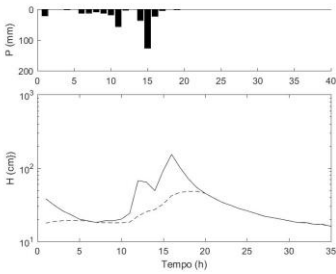
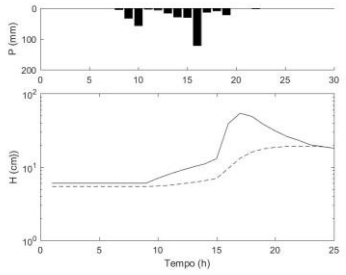
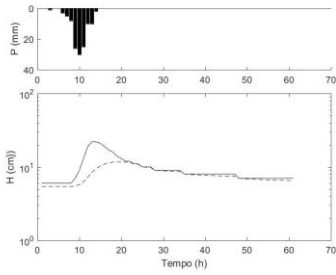
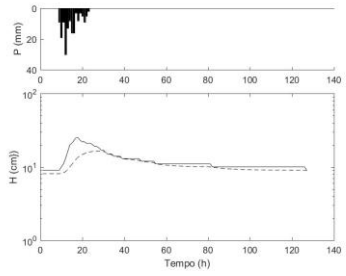
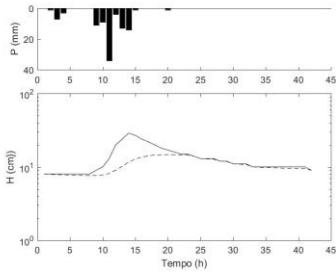


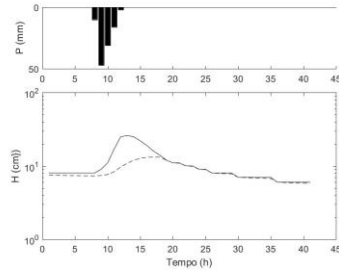
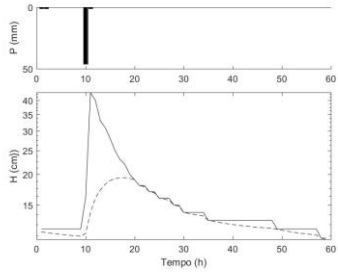
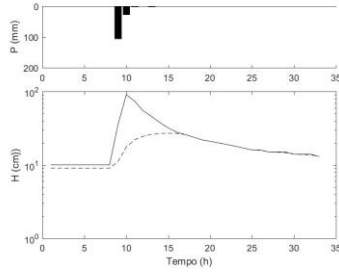
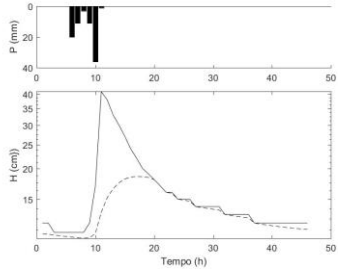
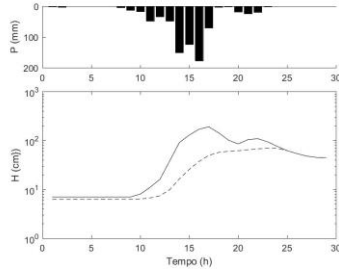
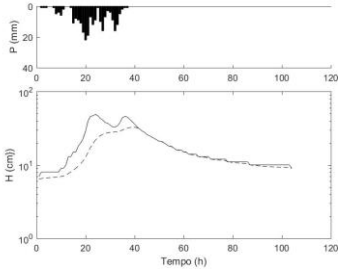
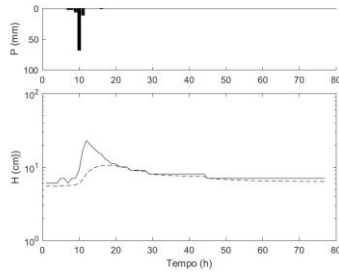
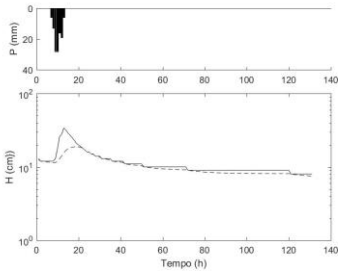
APÊNDICE III

Este apêndice apresenta os eventos de chuva-vazão da série de dados da bacia hidrográfica do Rio Ribeirão Grande, a maior bacia de contribuição da Lagoa do Peri. O escoamento de base foi estimado por meio do filtro digital de Eckhardt (2005).

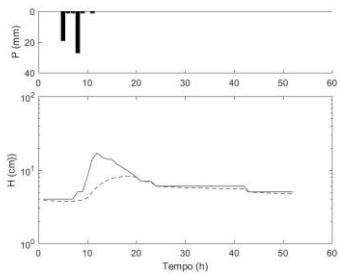
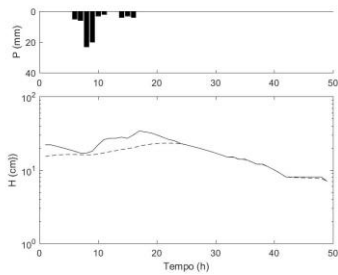
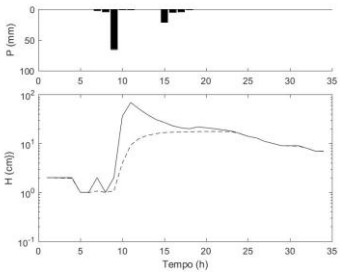
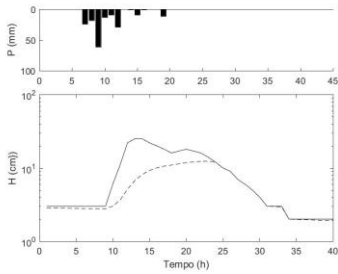
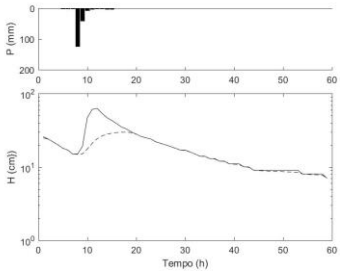
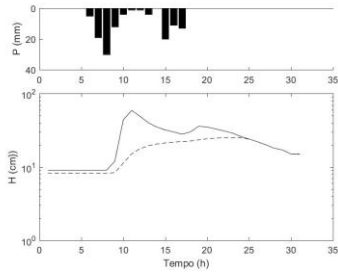
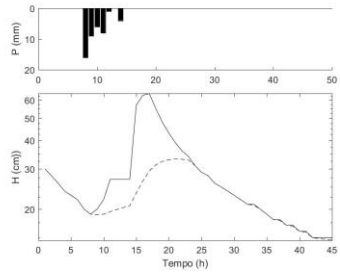
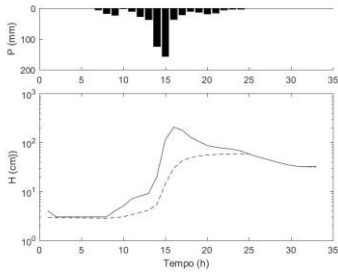


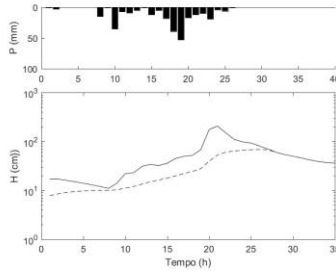
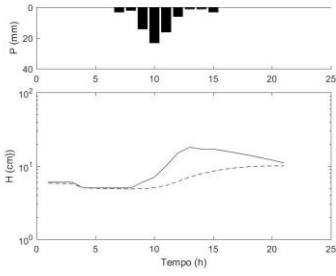
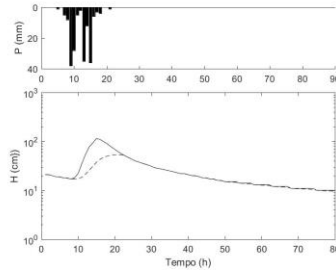
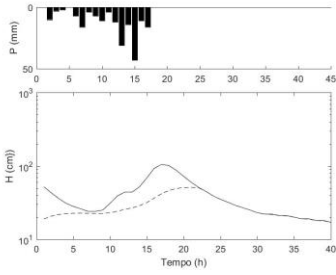
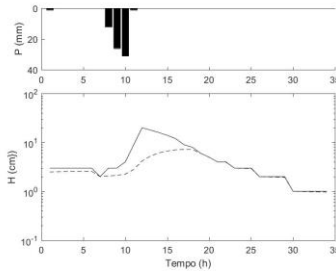
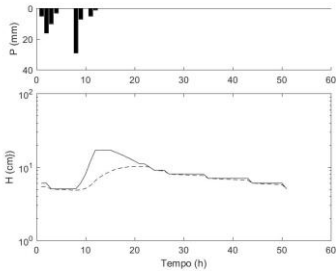
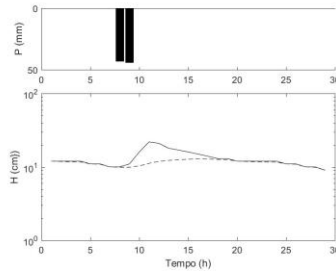
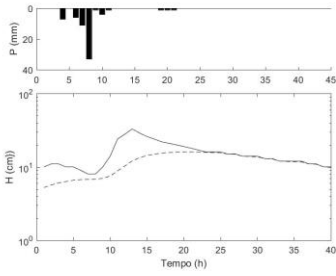












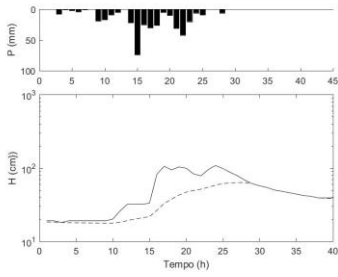


Figura 44 – Eventos de chuva-vazão da série de dados da bacia do Rio Ribeirão Grande. Onde a linha sólida é referente ao escoamento total e a linha pontilhada é referente ao escoamento de base.