

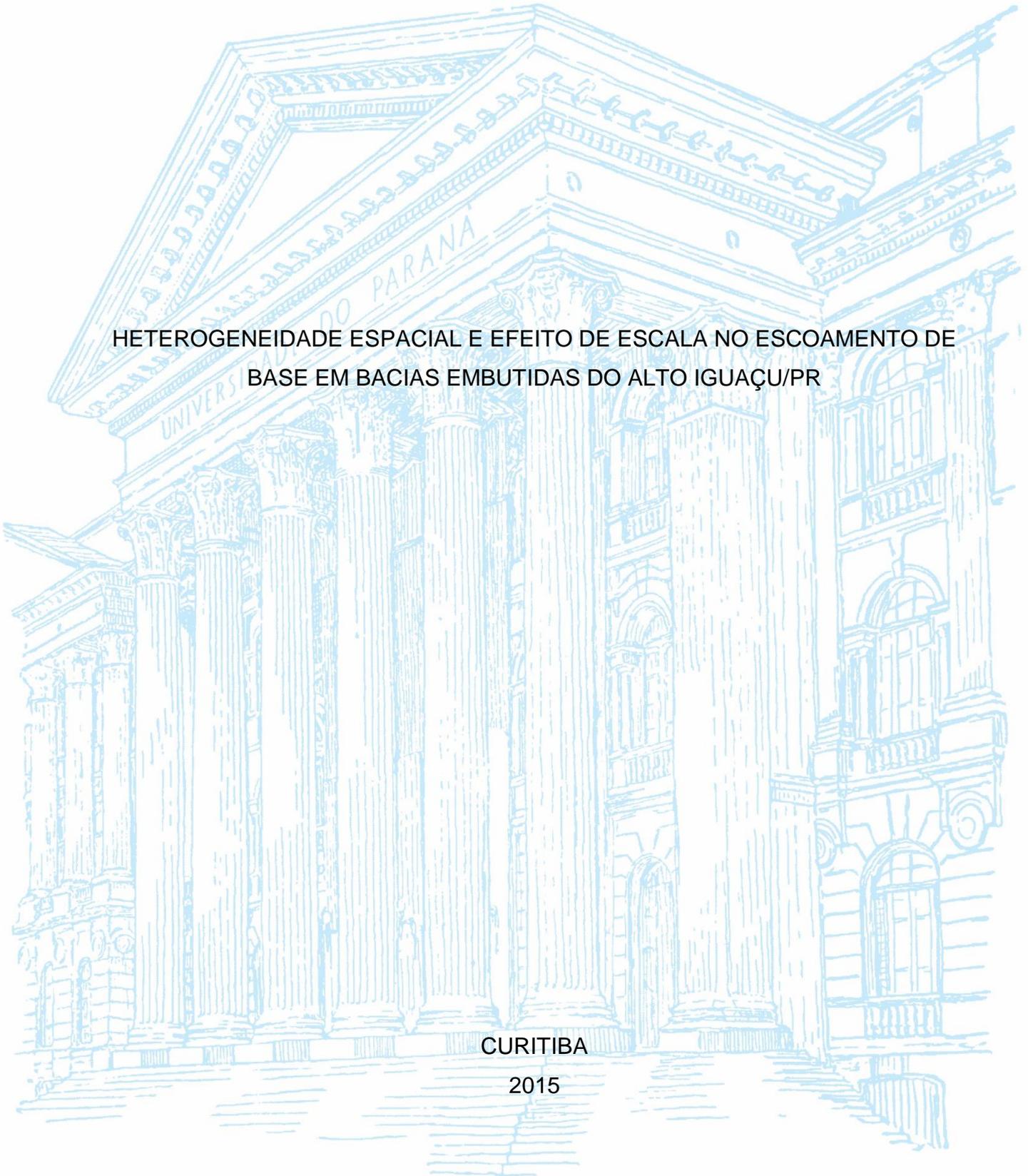
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RODRIGO MARCOS DE SOUZA

HETEROGENEIDADE ESPACIAL E EFEITO DE ESCALA NO ESCOAMENTO DE
BASE EM BACIAS EMBUTIDAS DO ALTO IGUAÇU/PR

CURITIBA

2015



RODRIGO MARCOS DE SOUZA

HETEROGENEIDADE ESPACIAL E EFEITO DE ESCALA NO ESCOAMENTO DE
BASE EM BACIAS EMBUTIDAS DO ALTO IGUAÇU/PR

Tese apresentada como requisito parcial à
obtenção do título de Doutor em Geografia, do
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor
de Ciências da Terra, Universidade Federal do
Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

CURITIBA

2015

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

SO729h Souza, Rodrigo Marcos de
Heterogeneidade espacial e efeito de escala no escoamento de base em bacias embutidas do alto
Iguaçu/PR / Rodrigo Marcos de Souza. – Curitiba, 2015.
161 p. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em
Geografia, 2015.

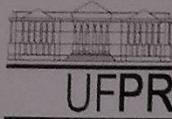
Orientador: Irani dos Santos.

1. Escoamento de base. 2. Efeito de escala. 3. Área elementar representativa. 4. Morfometria.
I. Universidade Federal do Paraná. II. Santos, Irani dos. III. Título.

CDD: 551.48

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214

TERMO DE APROVAÇÃO



MINISTÉRIO DE EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



ATA DE DEFESA DE TESE

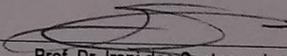
Aos dezoito dias do mês de dezembro do ano de dois mil e quinze, na sala 109, foi avaliada pela Banca Examinadora, composta pelos professores abaixo relacionados, a Tese de Doutorado do aluno **RODRIGO MARCOS DE SOUZA** intitulada "HETEROGENEIDADE ESPACIAL E EFEITO DE ESCALA NO ESCOAMENTO DE BASE EM BACIAS EMBUTIDAS DO RIO IGUAÇU/PR", que obteve como resultado final: APROVADO.

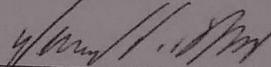
(RES. 65/09 CEPE Art. 69. Os examinadores avaliarão a dissertação ou a tese considerando o conteúdo, a forma, a redação, a apresentação e a defesa do trabalho, decidindo pela aprovação, ou reprovação do trabalho de conclusão do aluno.

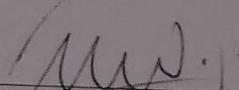
Parágrafo único. A ata da sessão pública da defesa de dissertação ou tese indicará apenas a condição de aprovado ou reprovado.

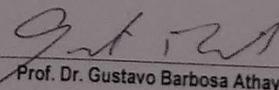
OBS: este documento tem a validade de 60 dias a contar desta data.

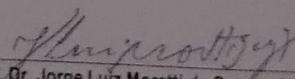
Nome e assinatura da Banca Examinadora:


Prof. Dr. Irani dos Santos, orientador


Prof. Dr. Eduardo Vedor de Paula – PPGGEO/UFPR


Prof. Dr. Fabiano Antonio de Oliveira – PPGGEO/UFPR


Prof. Dr. Gustavo Barbosa Athayde - UFRGS


Prof. Dr. Jorge Luiz Moretti de Souza - UFPR

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais pela vida

A Gisele, pela companhia nos bons e maus momentos, sempre com palavras de incentivo.

Ao Professor Dr. Irani dos Santos, pela orientação, dicas e conselhos para a realização deste trabalho.

Aos membros da banca pela disposição em avaliar o presente trabalho.

Aos professores do Curso de Graduação e Pós-Graduação em Geografia pelo conhecimento ofertado durante essa longa jornada.

Aos amigos e colegas do Laboratório de Hidrogeomorfologia da Universidade Federal do Paraná (LHG/UFPR).

Aos amigos presentes durante a dura caminhada da tese, em especial à Alexei Nowatzki.

Ao eterno e saudoso amigo Luiz Alberto de Oliveira Negraes, pelos diversos momentos alegres.

A Adriana Cristina Oliveira e Luís Carlos Zem pelo auxílio prestado na secretaria da pós-graduação.

A CAPES (Coordenação de aperfeiçoamento de pessoal de nível superior), pela oferta da bolsa.

“Ando devagar porque já tive pressa,
e levo esse sorriso porque já chorei demais
Hoje me sinto mais forte, mais feliz, quem sabe?
Só levo a certeza de que muito pouco eu sei,
nada sei.”

Talvez, “eu posso estar completamente enganado,
posso estar correndo para o lado errado,
mas a dúvida é o preço da pureza, e é inútil ter certeza”

Renato Teixeira; Humberto Gessinger.

RESUMO

Efeito de escala são alterações nas respostas de processos hidrológicos decorrentes da variação da área de drenagem da bacia hidrográfica. A partir de uma determinada escala espacial, a heterogeneidade na resposta dos processos hidrológicos tende a diminuir, sendo esta escala conhecida como Área Elementar Representativa (*REA*). A *REA* pode ser definida como uma escala limite, separando regiões hidrológicas onde os processos apresentam grande heterogeneidade daquelas com menor heterogeneidade espacial. As vazões mínimas em bacias hidrográficas, mantidas predominantemente pelo escoamento de base, são de importância significativa para a gestão de recursos hídricos. No entanto, a estimativa da disponibilidade hídrica associada às vazões mínimas, que ocorre geralmente por regionalização, apresenta incerteza decorrente da heterogeneidade espacial dos parâmetros controladores do escoamento de base. Neste contexto, o objetivo principal deste trabalho é avaliar a heterogeneidade espacial e o efeito de escala no escoamento de base em bacias embutidas do Alto Rio Iguaçu/PR, no período de 1998 a 2012. Foram avaliadas 14 sub-bacias localizadas à montante da estação de União da Vitória, com áreas de drenagem variando, aproximadamente, de 700 km² a 24.000km². A separação do escoamento foi realizada com o filtro de Eckhardt e avaliados quatro métodos para a obtenção da constante de recessão do escoamento de base. Avaliou-se o efeito de escala sobre parâmetros de bacia e de escoamento de base. Os resultados indicam que o modelo de Boussinesq representa melhor as recessões na área de estudo, que existe o efeito de escala na heterogeneidade dos parâmetros de bacia e no escoamento de base e que parâmetros de bacia tem significativa influência na variação espacial dos parâmetros de escoamento. Os parâmetros de bacia área de drenagem e integral hipsométrica, cuja combinação representa o volume de contribuição de água subterrânea, amplitude altimétrica, permeabilidade médias das rochas e dos solos, relação de relevo e declividade apresentam forte relação com o comportamento espacial do escoamento de base. A escala da *REA* encontrada foi de aproximadamente 20% da área da bacia hidrográfica, embora apresente grande variação dependendo do parâmetro analisado.

Palavras-chave: Escoamento de base. Efeito de escala. Área elementar representativa. Morfometria.

ABSTRACT

Scale effect are changes in the responses of hydrological processes arising from changes in the drainage area of the watershed. From a given spatial scale, the heterogeneity in the response of hydrological processes tends to decrease, which this scale is known as Representative Elementary Area (REA). The REA can be defined as a limit scale, separating hydrological regions where processes show great heterogeneity of those with lower spatial variability. The minimum flows in watersheds, held predominantly by the base flow, are of significant importance for the management of water resources. However, the estimate of water availability associated with the minimum flows, which usually occurs by regionalization presents uncertainty due to the spatial heterogeneity of the controlling parameters of the base flow. In this context, the main objective of this study is to evaluate the spatial heterogeneity and scale effect on flow based on embedded basins of the Alto Rio Iguaçu/PR in the period of 1998 to 2012. It was evaluated 14 sub-basins located upstream of the station União da Vitória, with drainage areas ranging from approximately 700 km² to 24.000km². The flow separation has been performed with Eckhardt filter, and evaluated four methods to the obtainment of the base flow recession constant. It was evaluated the scale effect on basin parameters and base flow. The results indicate that the Boussinesq model represents better the recessions in the study area, that there is the scale effect on the basin parameters heterogeneity and the flow base and what basin parameters have a significant influence on the spatial variation of the flow parameters. The basin drainage area parameters and full hypsometric, whose combination represents the volume of groundwater contribution, altimetry amplitude, permeability averages of rocks and soil, relief and slope ratio have strong relation with the spatial behavior of the base flow. The REA scale found was approximately 20% of the watershed area, although with great variation depending on the parameter analyzed

Key-words: Base flow. Scale effect. Representative Elementary Area. Morphometry.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	23
FIGURA 2 – RELAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL ENTRE PROCESSOS	28
FIGURA 3 – EXEMPLOS DE HETEROGENEIDADE E VARIABILIDADE DE BACIAS HIDROGRÁFICAS E PROCESSOS HIDROLÓGICOS NAS ESCALAS ESPCIAL E TEMPORAL	32
FIGURA 4 – ALTURA DO ESCOAMENTO ACUMULADO	34
FIGURA 5 – ALTURA DA INFILTRAÇÃO ACUMULADA.....	34
FIGURA 6 – VARIABILIDADE DO ESCOAMENTO CONFORME A ÁREA DE DRENAGEM.....	36
FIGURA 7 – RESULTADOS ENCONTRADOS POR SOUZA E SANTOS.....	38
FIGURA 8 – TÉCNICAS PARA SEPARAÇÃO DO HIDROGRAMA.....	46
FIGURA 9 – MÉTODO LINHA PARALELA	48
FIGURA 10 – MÉTODO UNIÃO DE PONTOS.....	48
FIGURA 11 – MÉTODO DE BARNES	49
FIGURA 12 – HIDROGRAMA RESULTANTE DA APLICAÇÃO DO FILTRO INVERSO	53
FIGURA 13 – PERÍODO, SEGMENTO E CURVA DE RECESSÃO	55
FIGURA 14 – CURVA DE RECESSÃO MESTRA OBTIDA PELO MÉTODO MATCHING STRIPS	59
FIGURA 15 – CURVA DE RECESSÃO MESTRA OBTIDA PELO MÉTODO DE CORRELAÇÃO	61
FIGURA 16 – DOMÍNIOS GEOLÓGICOS.....	63
FIGURA 17 – PERMEABILIDADE MÉDIA DAS UNIDADES GEOLÓGICAS	63
FIGURA 18 – MODELO DIGITAL DE TERRENO	65
FIGURA 19 – DECLIVIDADE DA ÁREA DE ESTUDO	66

FIGURA 20 – MAPA PEDOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO	67
FIGURA 21 – GRUPO HIDROLÓGICO DOS SOLOS E PERMEABILIDADE MÉDIA	68
FIGURA 22 – PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL	70
FIGURA 23 – AGRUPAMENTO DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA	70
FIGURA 24 – TESTE DE MÉDIAS DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL	72
FIGURA 25 – CURVA HIPSOMÉTRICA	75
FIGURA 26 – ALGORITMO DO <i>BFLOW</i>	77
FIGURA 27 – RESULTADO GRÁFICO DE UM TESTE DE MÉDIAS	83
FIGURA 28 – PARÂMETROS DE BACIA DA ÁREA DE ESTUDO	85
FIGURA 29 – INTEGRAL HIPSOMÉTRICA DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS	87
FIGURA 30 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM COM PARÂMETROS DE BACIA I	90
FIGURA 31 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM COM PARÂMETROS DE BACIA II	91
FIGURA 32 – HETEROGENEIDADE ESPACIAL DOS PARÂMETROS DE BACIA ..	92
FIGURA 33 – COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS MATCHING STRIPS E <i>BFLOW</i>	94
FIGURA 34 – GRÁFICO DE CAIXA DA CONSTANTE DA CONSTANTE DE RECESSÃO	95
FIGURA 35 – AVALIAÇÃO DA IGUALDADE ENTRE AS CONSTANTES DE RECESSÃO	96
FIGURA 36 – RELAÇÃO VAZÃO Q95 COM ÁREA DE DRENAGEM	101
FIGURA 37 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM E <i>FBE</i>	102
FIGURA 38 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM E RESERVA ATIVA	102
FIGURA 39 – RELAÇÃO ENTRE ÁREA DE DRENAGEM E <i>BFI</i>	103
FIGURA 40 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM E CONSTANTE α	104

FIGURA 41 – HETEROGENEIDADE DOS PARÂMETROS DE ESCOAMENTO	105
FIGURA 42 – MODELO DE REGRESSÃO PARA A VAZÃO Q95.....	107
FIGURA 43 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DA VAZÃO Q95.....	108
FIGURA 44 – MODELO DE REGRESSÃO PARA O <i>FBE</i>	109
FIGURA 45 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DO <i>FBE</i>	110
FIGURA 46 – MODELO DE REGRESSÃO DA RESERVA ATIVA	110
FIGURA 47 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DA RESERVA ATIVA.....	111
FIGURA 48 – MODELO DE REGRESSÃO DO <i>BFI</i>	112
FIGURA 49 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DO <i>BFI</i>	113
FIGURA 50 – MODELO DE REGRESSÃO DA CONSTANTE DE RECESSÃO.....	113
FIGURA 51 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DA CONSTANTE DE RECESSÃO.....	114
FIGURA 53 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PERANTE OS PARÂMETROS DE BACIA SELECIONADOS.....	117
FIGURA 53 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA A VAZÃO Q95.....	118
FIGURA 54 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA O <i>FBE</i>	119
FIGURA 55 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA A RESERVA ATIVA.....	119
FIGURA 56 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA <i>BFI</i>	120
FIGURA 57 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA A CONSTANTE DE RECESSÃO.....	121
FIGURA 58 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA FAZENDINHA... ..	132
FIGURA 59 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO DA VÁRZEA.....	133

FIGURA 60 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA FOZ DO TIMBÓ.....	134
FIGURA 61 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA FRAGOSOS.....	135
FIGURA 62 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO BENTO DO SUL.....	136
FIGURA 63 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA PONTILHÃO.....	137
FIGURA 64 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA SANTA CRUZ DO TIMBÓ.....	138
FIGURA 65 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA Balsa Nova.....	139
FIGURA 66 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO NEGRO.....	140
FIGURA 67 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA PORTO AMAZONAS.....	141
FIGURA 68 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO MATEUS DO SUL.....	142
FIGURA 69 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA DIVISA.....	143
FIGURA 70 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA FLUVIÓPOLIS.....	144
FIGURA 71 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA UNIÃO DA VITÓRIA..	145
FIGURA 72 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA FAZENDINHA.....	147
FIGURA 73 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO DA VÁRZEA.....	147
FIGURA 74 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA FOZ DO TIMBÓ.....	148
FIGURA 75 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA FRAGOSOS.....	148
FIGURA 76 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO BENTO DO SUL.....	149
FIGURA 77 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA PONTILHÃO.....	149

FIGURA 78 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA SANTA CRUZ DO TIMBÓ.....	150
FIGURA 79 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA Balsa Nova.....	151
FIGURA 80 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO NEGRO.....	151
FIGURA 81 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA PORTO AMAZONAS.....	152
FIGURA 82 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO MATEUS DO SUL.....	152
FIGURA 83 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA DIVISA.....	152
FIGURA 84 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA FLUVIÓPOLIS.....	153
FIGURA 85 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA UNIÃO DA VITÓRIA.....	153
FIGURA 86 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FAZENDINHA.....	155
FIGURA 87 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FAZENDINHA.....	155
FIGURA 88 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FOZ DO TIMBÓ.....	156
FIGURA 89 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FRAGOSOS.....	156
FIGURA 90 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO BENTO DO SUL.....	157
FIGURA 91 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA PONTILHÃO.....	157
FIGURA 92 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA SANTA CRUZ DO TIMBÓ.....	158

FIGURA 93 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA BALSA NOVA.....	158
FIGURA 94 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO NEGRO.....	159
FIGURA 95 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA PORTO AMAZONAS.....	159
FIGURA 96 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO MATEUS DO SUL.....	160
FIGURA 97 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DIVISA.....	160
FIGURA 98 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FLUVIÓPOLIS.....	161
FIGURA 99 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA UNIÃO DA VITÓRIA.....	161

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – TRABALHOS PUBLICADOS SOBRE <i>REA</i>	39
TABELA 2 – VALORES RECOMENDADOS DE <i>BFIMAX</i>	52
TABELA 3 – RESULTADOS ENCONTRADOS POR COLLISCHONN E FAN.....	54
TABELA 4 – PERMEABILIDADE MÉDIA DAS ROCHAS (MM/H) DE CADA BACIA HIDROGRÁFICA.....	64
TABELA 5 – ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS.....	65
TABELA 6 – PERMEABILIDADE MÉDIA DOS SOLOS (MM/H) DE CADA BACIA HIDROGRÁFICA	69
TABELA 7 – AGRUPAMENTO DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL.....	71
TABELA 8 – COMPARAÇÃO ENTRE <i>BFIMAX</i> NA ÁREA DE ESTUDO.....	79
TABELA 9 – NÚMERO DE SEGMENTOS DE RECESSÃO DE CADA BACIA HIDROGRÁFICA.....	80
TABELA 10 – PARÂMETROS DE BACIA DA ÁREA DE ESTUDO	84
TABELA 11 – ESTATÍSTICA DESCRITIVA DOS PARÂMETROS DE BACIA.....	88
TABELA 12 – CONSTANTES DE RECESSÃO OBTIDAS.....	93
TABELA 13 – AVALIAÇÃO DOS COEFICIENTES DE RECESSÃO OBTIDOS	97
TABELA 14 – PARÂMETROS DE ESCOAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO.....	99
TABELA 15 – ESTATÍSTICA DESCRITIVA DOS PARÂMETROS DE ESCOAMENTO.....	100
TABELA 16 – MATRIZ DE CORRELAÇÃO ENTRE PARÂMETROS DE BACIA E DE ESCOAMENTO.....	106
TABELA 17 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DA Q95.....	108
TABELA 18 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DO <i>FBE</i>	109

TABELA 19– FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DA RESERVA ATIVA	111
TABELA 20 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DO <i>BFI</i>	112
TABELA 21 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DA CONSTANTE DE RECESSÃO.....	114
TABELA 22 – PARÂMETROS DE BACIAS SELECIONADOS NAS CORRELAÇÕES E NOS MODELOS DE REGRESSÃO	115
TABELA 23 – GRUPOS OBTIDOS PARA OS PARÂMETROS DE BACIA SELECIONADOS.....	116

LISTA DE SÍGLAS

α	- Constante de recessão do escoamento de base.
Ad:	- Área de drenagem.
ANA	- Agência Nacional de Águas.
BFLOW	- Programa de filtro do escoamento de base.
BFI	- Índice de vazão do escoamento de base.
BFI _{max}	- Índice máximo de escoamento de base.
BHARN	- Bacia hidrográfica do Altíssimo Rio Negro.
C _m	- Coeficiente de massividade
C _o	- Coeficiente orográfico
CRM	- Curva de recessão mestra.
CPRM	- Serviço Geológico do Brasil.
CV	- Coeficiente de variação.
DP	- Desvio padrão.
DPM	- Desvio padrão da média.
EMATER	- Instituto Paranaense de Assistência Técnica e Extensão Rural.
EMBRAPA	- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EPAGRI	- Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
FBE	- Fluxo de base específico.
H _i	- Integral hipsométrica.
H _m	- Amplitude altimétrica máxima.
H _{max}	- Altura máxima
H _{min}	- Altitude mínima
HRU	- Unidade de resposta hidrológica.
IAPAR	- Instituto Agrônomo do Paraná.
L _b	- Comprimento axial.
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
O _h	- Altura média.
O _m	- Altitude média
P	- Perímetro da bacia.
P _{média}	- Precipitação média anual.
Pr	- Permeabilidade média das rochas.

Os	- Permeabilidade média dos solos.
R ²	- Coeficiente de determinação.
RDA	- Rede de drenagem ativa
REA	- Área elementar representativa.
Rr	- Relação de relevo.
S	- Declividade média da bacia hidrográfica.
SIG	- Sistemas de Informações Geográficas.
SWAT	- Soil & Water Assessment Tool.
TOC	- Carbono orgânico total.
VIF	- Fator inflacionário de variância.
USGS	- Serviço Geológico dos Estados Unidos.
WHAT	- Ferramenta de análise de hidrograma baseada em ambiente web.
WMO	- Organização Meteorológica Internacional

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
1.1	JUSTIFICATIVA	22
1.2	PROBLEMÁTICA	23
1.3	OBJETIVO GERAL.....	24
1.3	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	24
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
2.1	EFEITO DE ESCALA EM HIDROLOGIA.....	25
2.1.1	Heterogeneidade e variabilidade espaço - temporal	31
2.1.2	Área elementar representativa	33
2.2	PARÂMETROS DE BACIA EM ESTUDOS HIDROLÓGICOS	39
2.3	ESCOAMENTO DE BASE.....	43
2.3.1	Índice de fluxo de base.....	44
2.3.2	Técnicas de separação do escoamento	45
2.4	CURVA DE RECESSÃO	54
2.4.1	Curva de recessão mestra	58
2.4.2	Método Matching Strips.....	59
2.4.3	Método de correlação.....	60
3	MATERIAIS E MÉTODOS	62
3.1	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	62
3.2	DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE BACIA	72
3.3	DETERMINAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE	75
3.3.1	Determinação da constante de recessão α através de curvas de recessão mestras.....	79
3.3.2	Reserva ativa e fluxo de base específico.	81
3.4	AVALIAÇÕES ESTATÍSTICAS	81

4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	84
4.1	HETEROGENEIDADE E EFEITO DE ESCALA NOS PARÂMETROS DE BACIA.....	84
4.2	HETEROGENEIDADE E EFEITO DE ESCALA NOS PARÂMETROS DE ESCOAMENTO	92
4.3	RELAÇÕES ENTRE PARÂMETROS DE BACIA E DE ESCOAMENTO	105
4.3.1	Análise de regressão.....	106
4.3.2	Análise de agrupamentos.	116
5	CONCLUSÕES	122
	REFERÊNCIAS	125
	ANEXO 1	131
	ANEXO 2	146
	ANEXO 3	154

1 INTRODUÇÃO

Atualmente os recursos hídricos encontram-se submetidos a demandas crescentes por múltiplos usos, sendo que a sua adequada disponibilidade, em qualidade e quantidade, possui relevante importância ambiental e econômica.

Tratando-se de disponibilidade hídrica, destacam-se os estudos do escoamento de base. A sua origem é subterrânea e responsável pela manutenção das vazões nos períodos de estiagem.

Os processos hidrológicos envolvidos na geração do escoamento de base são complexos sendo influenciado pelo clima, topografia, configuração da paisagem e características geológicas e apresentam variações no tempo e no espaço (YOUNGER, 2007; SANTHI et al., 2008).

Entre as informações utilizadas para o estudo do escoamento de base, destacam-se neste trabalho a vazão mínima com 95% de permanência no tempo (vazão q95), fluxo de base específico (*FBE*), reserva ativa, índice de vazão do escoamento de base (*BFI*) e a constante de recessão do escoamento de base (α). Essas variáveis são aqui chamadas de parâmetros de escoamento

A análise de bacias hidrográficas, especificamente com foco na morfometria, permite obter informações valiosas sobre a influência das características da bacia sobre os processos hidrológicos. Adotou-se o termo parâmetros de bacia para as variáveis oriundas da morfometria e das características fisiográficas da bacia.

Os parâmetros de escoamento e de bacia variam em escala espacial e temporal. Porém, dada a variação temporal ser rápida para o escoamento e lenta para os parâmetros de bacia, é a partir da escala espacial que pode-se verificar de forma mais objetiva a interação dos processos hidrogeomorfológicos dentro de uma pequena escala temporal.

Em se tratando de escala espacial, o termo bacias embutidas é utilizado para denominar sub-bacias sucessivamente incluídas, com área de drenagem crescente da menor para a maior bacia utilizada.

A propriedade de variação espacial de índices/parâmetros médios, como a permeabilidade das rochas e solos, é conceituada como heterogeneidade. A variabilidade refere-se a variações na escala de tempo e espaço, a exemplo da umidade do solo. Ambas as propriedades ocorrem em diversas escalas. A questão chave na heterogeneidade é verificar se um processo hidrológico dominante

apresenta mudanças perante a mudança da escala de análise. A partir do momento em que um processo hidrológico apresenta variação na sua resposta de acordo com a variação da área de drenagem, têm-se o efeito de escala. (GRAYSON & BLÖSCHL, 2000; BLÖSCH & SIVAPALAN, 1995).

O estudo do efeito de escala permite abordar as questões de heterogeneidade e variabilidade. O desafio é conhecer como parâmetros e variáveis são representados em escalas diferentes e como elaborar técnicas de transferências entre essas escalas (WOODS, 2004; MEDIONDO & TUCCI, 1997).

Para Woods (2004) os estudos do efeito de escala e transferência de informações entre bacias foram realizados com foco na área da bacia, colocando em segundo plano outras variáveis. Entretanto, neste trabalho foram avaliados os seguintes parâmetros de bacia: área de drenagem, altitude máxima, altitude mínima, altitude média, amplitude altimétrica máxima, relação de relevo, declividade média, integral hipsométrica, coeficiente de massividade e coeficiente orográfico. Foram também considerados como parâmetros de bacia a permeabilidade médias das rochas e dos solos.

Em estudos hidrológicos, quanto mais genérica a escala de estudo, mais homogeneidade é verificada na resposta hidrológica da bacia, ou seja, ocorre a queda da heterogeneidade e variabilidade hidrológica com o aumento da área de drenagem. A queda decorre da combinação de diversas condições hidrológicas na escala de detalhe (ASANO & UCHIDA, 2010.)

Neste contexto, Wood et. al (1988) propuseram o conceito de Área Elementar Representativa (*REA*), uma escala limite entre os processos com alta e pequena variabilidade e heterogeneidade. A escala superior à *REA* mostra relativa uniformidade na resposta dos processos hidrológicos, facilitando a obtenção de parâmetros para modelagem e regionalização hidrológica. A abordagem efetuada pela *REA* permite melhor entendimento sobre a variabilidade e heterogeneidade espacial (FAN & BRÁS, 1995; BEVEN et al. 1988.)

Assim, a complexidade dos mecanismos de geração do escoamento de base, oriundo de diversos processos que ocorrem na bacia hidrográfica e sua heterogeneidade pode então ser melhor compreendida através de suas relações com os parâmetros de bacia.

Dado as discussões sobre disponibilidade hídrica e situações de déficit hídrico cada vez mais frequentes nas cidades, o conhecimento sobre o escoamento de base é ferramenta indispensável na gestão de recursos hídricos.

1.1 JUSTIFICATIVA

A motivação para a escolha do tema ocorreu após os resultados encontrados por Souza (2011). A pesquisa abordou a estimativa e regionalização de vazões mínimas através do uso de modelagem hidrológica. A pesquisa foi realizada na bacia hidrográfica do Altíssimo Rio Negro (BHARN). A bacia possui 800km² e foi dividida em 43 sub-bacias, com áreas de drenagem variando de 5km² a 800km².

As vazões mínimas simuladas apresentam significativa heterogeneidade, notadamente para bacias com área de drenagem inferior à 150km². Logo, surgiram dúvidas e motivações para entender essa variação e também a procura por algum método de estudo perante o resultado encontrado.

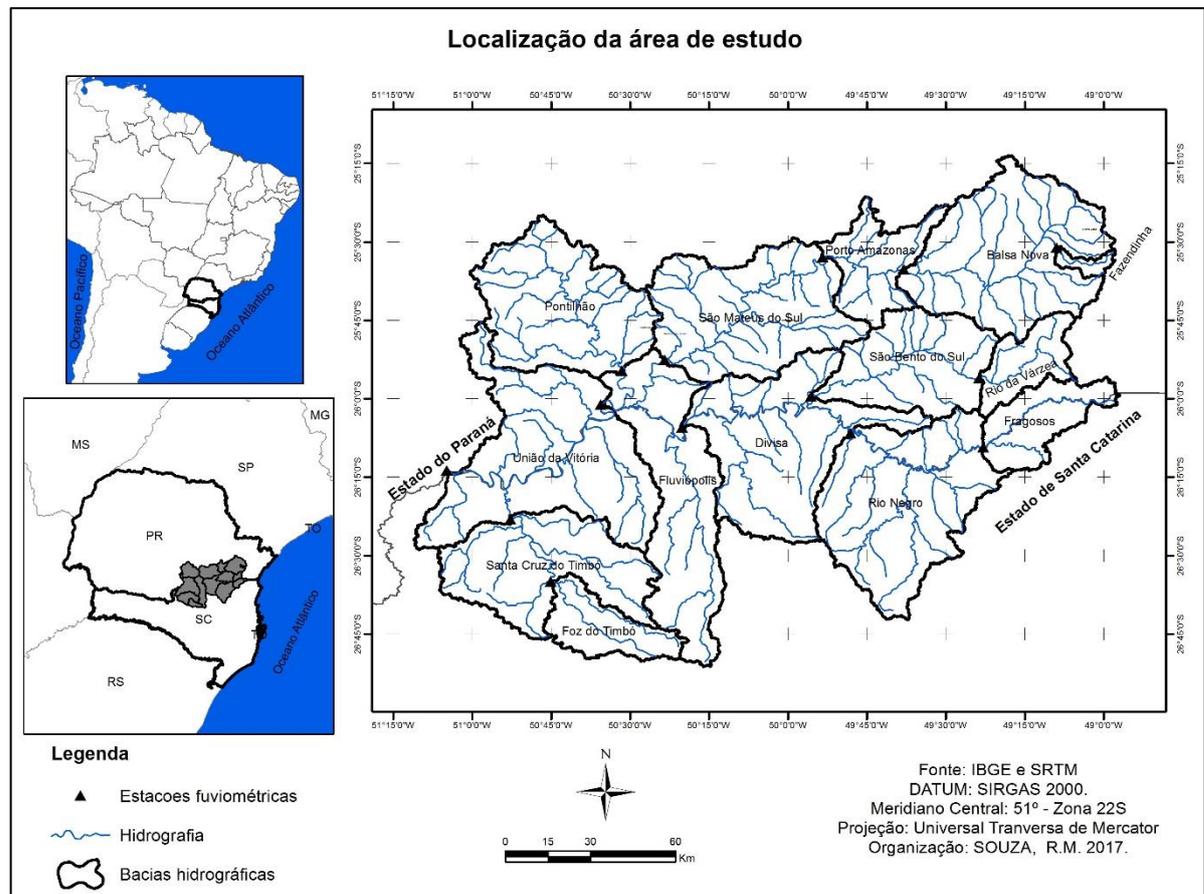
Buscando entender a heterogeneidade encontrada, partiu-se para o estudo de efeito de escala. Uma alternativa para estudos com essa temática é proposta pelo conceito de *REA*, adotada no estudo. Conforme Asano e Uchida (2010), não foram realizados estudos com dados obtidos em campo para o entendimento dos processos responsáveis pelo surgimento da *REA*. Importante observar que o trabalho de Souza (2011) foi realizado com simulação de vazões através de modelo hidrológico, enquanto o presente trabalho é produto de dados hidrológicos oriundos de medições.

Optou-se pelo estudo do escoamento de base por ser o mesmo responsável pelo escoamento nos períodos de estiagem, logo, é o escoamento que relaciona-se diretamente com a disponibilidade hídrica de uma bacia hidrográfica.

Neste contexto, a pesquisa tem por objetivo avaliar a heterogeneidade espacial e o efeito de escala no escoamento de base em bacias embutidas do Alto rio Iguaçu/Pr.

Á área de estudo faz parte da Bacia Hidrográfica do Rio Iguaçu, possui área de drenagem de aproximadamente 24.000km² e contempla porções do Estado do Paraná e do estado de Santa Catarina (Figura 1). A escolha da região ocorreu devido à disponibilidade de dados e também conhecimento oriundo de pesquisa pretérita realizada na bacia hidrográfica do Altíssimo Rio Negro, aqui identificada como Fragosos.

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO



1.2 PROBLEMÁTICA

O escoamento de base tem significativa influência do aquífero, o qual não necessariamente respeita os limites das bacias hidrográficas. Logo, o escoamento de base pode não ser, proporcionalmente, produto direto da área de drenagem a montante de um posto fluviométrico, mas sim resultado de uma interação entre bacia hidrográfica e aquífero. Assim, as variáveis do escoamento de base e do aquífero refletem características da interface bacia hidrográfica – aquífero e o efeito de escala do escoamento de base pode apresentar relações com características do aquífero e da bacia hidrográfica, como dados morfométricos, geológicos e pedológicos.

Neste contexto, surge a problemática da pesquisa: o que influencia a heterogeneidade espacial dos parâmetros do escoamento de base em bacias hidrográficas contidas à montante da estação de União da Vitória?

Dado que a resposta hidrológica está condicionada pelo tamanho da bacia hidrográfica, o estudo de bacias embutidas e com similaridade hidrológica poderá evidenciar heterogeneidade espacial e diferenças de magnitude no escoamento de base. Essa heterogeneidade pode ser reflexo do efeito de escala e ser objeto de entendimento através do conhecimento dos parâmetros de bacia, indicadores das características morfométricas, geológicas, pedológicas e climáticas das bacias hidrográficas. Assim, a hipótese da tese é que o escoamento de base, produto de complexos processos hidrológicos que ocorrem na escala da bacia hidrográfica, pode ser compreendido a partir dos parâmetros de bacia.

1.3 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho é avaliar a heterogeneidade espacial e o efeito de escala no escoamento de base em bacias embutidas no Alto rio Iguaçu/Pr.

1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Os objetivos específicos do trabalho são os seguintes:

- Determinar parâmetros de bacia relacionados com mecanismos de geração do escoamento de base.
- Caracterizar o comportamento do aquífero freático por meio de diferentes parâmetros do escoamento de base.
- Avaliar diferentes métodos para determinação da constante de recessão do escoamento de base
- Analisar os efeitos dos parâmetros de bacia no comportamento do escoamento de base na área de estudo.
- Analisar a heterogeneidade e efeito de escala nos parâmetros de bacia e de escoamento.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 EFEITO DE ESCALA EM HIDROLOGIA

Conforme Menezes e Coelho (1999), o conceito de escala é simples, se abordado apenas como elemento cartográfico de transformações geométrica de semelhança e sem considerar aspectos projetivos de distorção ou variação de escala ao longo de uma área. Problemas, dúvidas e interpretações não adequadas podem surgir quando se estende essa definição para outras áreas do conhecimento, o que pode levar ao surgimento de aspectos ambíguos e conflitantes, como observado em estudos ambientais e geográficos.

A importância da escala é fundamental em pesquisas de cunho geográfico, cartográfico ou ambiental ou de qualquer outra que se realize sobre o espaço físico de atuação de um fenômeno, especializando a sua representação (MENEZES e COELHO, 1999).

Para Blöschl e Sivapalan (1995), a escala refere-se ao tempo ou comprimento de um processo, observação ou modelo. Os processos são observados e modelados em uma escala temporal curta, porém sua estimativa é necessária para uma escala de tempo longa, como por exemplo, o tempo de vida de uma barragem.

Em termos hidrológicos, o tempo de um processo refere-se a escala temporal, como a variabilidade de vazões verificada em um hidrograma durante um ano. O comprimento do processo é a escala espacial, como as diferentes áreas de bacias hidrográficas embutidas, as quais apresentam respostas diferentes nos seus processos hidrológicos. O tempo e o comprimento da observação referem-se a escala temporal e espacial da amostragem/monitoramento. O tempo do modelo relaciona-se com a escala temporal que um modelo hidrológico pode simular e para qual área o mesmo apresenta melhores resultados.

Woods (2004) considera que o conceito de escala é promissor para a hidrologia, pois a partir dele pode-se desenvolver uma base teórica sólida para estudos hidrológicos, devido à escala fornecer uma forma de abordar às questões da variabilidade espaço-temporal.

Dependendo do fenômeno em análise, o que pode ser definido como escala grande para um, pode ser pequena para outro. Nesse sentido, modelos e teorias elaborados em laboratório, em uma escala espacial pequena, são aplicados em uma escala espacial maior, como a bacia hidrográfica. Por outro lado, modelos e dados de grande escala são utilizados para previsões em pequenas escalas. Estes procedimentos envolvem a transferência de informações através de diferentes escalas. Os problemas associados à transferência das informações entre as escalas são conhecidos como questões de escala (BLÖSCHL e SIVAPALAN, 1995; MENEZES e COELHO, 1999).

Apesar de ser um tema recorrente em estudos hidrológicos, as questões referentes ao efeito de escala ainda não estão resolvidas pela hidrologia e áreas correlatas. O grande desafio é conhecer como variáveis e parâmetros são representados em escalas diferentes e como estabelecer as funções de transferências entre estas escalas. (MEDIONDO e TUCCI, 1997).

Segundo Woods (2004) nos últimos vinte anos, a questão da transferência de informações entre bacias esteve focada a partir da área da bacia, deixando outras variáveis importantes em segundo plano. Em poucas pesquisas verificou-se a utilização de mais que duas variáveis. Para o autor, deve-se incluir nestes estudos informações adequadas sobre clima, solos, vegetação e topografia.

Silva e Ewen (2000) discutem o problema da transferência de informações com o uso de modelos hidrológicos. Para os autores, desenvolveu-se um grande número de modelos e parametrizações para aplicações em pequenas bacias hidrográficas, com os problemas do efeito de escala sendo abordados de forma sintética, generalizando relações estabelecidas na escala pontual para aplicações em áreas maiores. Este procedimento acaba por não respeitar a não-linearidade dos processos hidrológicos.

Conforme Mediondo e Tucci (1997), no período entre 1960 e 1980 criaram-se diversas bacias experimentais, porém, o problema da escala limitou os resultados, devido a transferência do conhecimento da micro para a meso e macro escala não ser um procedimento direto. Assim, para entender o comportamento hidrológico de uma bacia na macrosescala, integram-se

diferentes partes do ciclo hidrológico a partir de funções que foram criadas na microescala.

No entanto, os processos hidrológicos apresentam uma diversidade de arranjos espaciais e ocorrem em diversas escalas, desde um fluxo não saturado em um perfil de 1m de solo até enchentes em rios e bacias com mais de um milhão de quilômetros quadrados (figura 2). Na escala temporal, têm-se processos com duração de alguns minutos, como enchentes, até processos que ocorrem durante centenas de anos, como vazões de aquíferos (GRAYSON e BLÖSCHL, 2002; BLÖSCHL e SIVAPALAN, 1995).

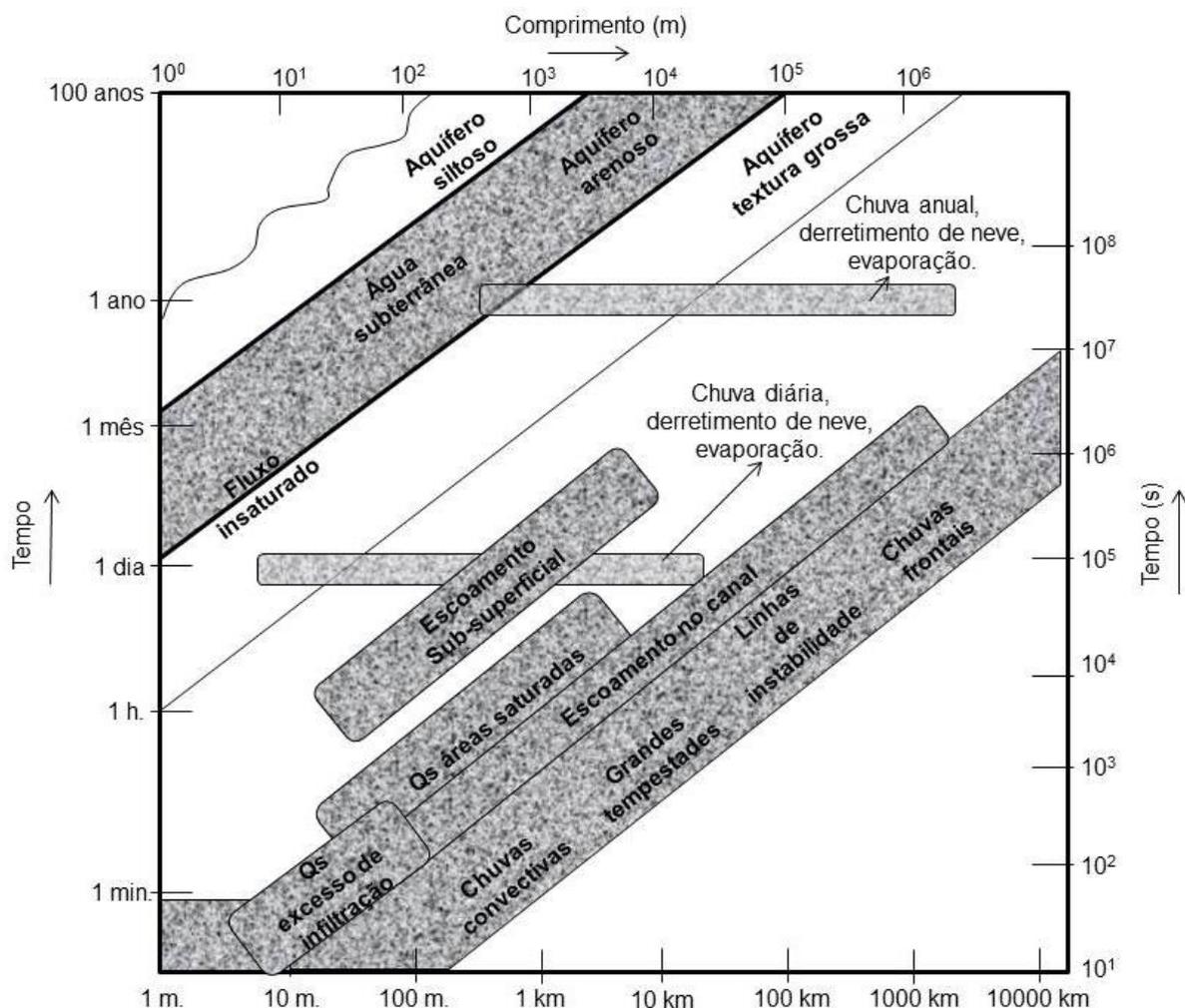
Com o aumento da escala, têm-se uma maior homogeneidade na resposta hidrológica da bacia. Os processos antes desconsiderados podem passar a predominantes. Assim, a heterogeneidade hidrológica diminui com o aumento da área da bacia, em virtude da combinação de numerosas condições hidrológicas de pequena escala (ASANO e UCHIDA, 2010). Em um estudo sobre a variabilidade espaço-temporal da umidade do solo em duas bacias localizadas na região central da Itália, Brocca et al (2012) verificaram que a variabilidade temporal da umidade do solo apresenta um aumento paralelo ao da área de drenagem até aproximadamente 10 km², mantendo-se constante acima deste limite.

Um mesmo fenômeno pode receber tratamento diferenciado dependendo da escala espacial e temporal adotada. A escala utilizada no estudo pode ser considerada uma espécie de filtro, potencializando alguns processos ao mesmo tempo em que oculta outros. Logo, ela tem significativo efeito sobre os resultados obtidos (WOODS, 2005; YILDIZ e BARROS, 2009).

Desta forma, em uma escala espacial entre pequena e média, desde dezenas até centenas de km², os processos na vertente dominam a duração e a magnitude do hidrograma de muitas bacias. Em uma escala maior, os processos na rede de drenagem são dominantes. Nesta escala, os processos na vertente são responsáveis pelo volume de água que chega à rede de drenagem, porém, a sua distribuição espacial torna-se menos importante. Assim, a importância dos processos hidrológicos desloca-se da vertente para a rede de drenagem (WIGMOSTA e PRASAD, 2005). Neste sentido, Mendiondo e Tucci (1997), o

estudo das escalas hidrológicas necessariamente leva ao estudo dos processos hidrológicos.

FIGURA 2 – RELAÇÃO ESPAÇO – TEMPORAL ENTRE PROCESSOS



Onde Qs: escoamento superficial

FONTE: Adaptado de Blöschl e Sivapalam (1995).

A transferência de informações de pequenas para grandes bacias não é um processo linear. Ocorrem problemas na questão de valores dos parâmetros em virtude da variação da escala e a conseqüente negligência de informações importantes. Outra questão que dificulta esta tarefa é que temos a habilidade de observar os processos e conhecer um pouco sobre os controles que o dominam, porém, a nossa capacidade para representá-los é limitada (YILDIZ e BARROS, 2009; SANTOS, 2009; BLÖSCHL, 2001; GRAYSON e BLÖSCHL, 2000).

Conforme Mediondo e Tucci (1997) a grande questão é entender como variáveis e parâmetros são representados em escalas diferentes e como estabelecer as funções de transferências entre estas escalas. Para Santos (2009) o problema da escala, está na escolha dos parâmetros que representam, mesmo que basicamente, os fenômenos físicos da região.

O procedimento de integrar processos que foram observados e parametrizados em uma escala menor para uma escala maior, recebe o nome de integração ou *up-scaling*. Este procedimento combina fatos empíricos e o conhecimento adquirido na microescala, com teorias capazes de prever eventos em uma escala maior. Apresenta como limitações o tratamento matemático para as aproximações e simplificações e a falta de conhecimento pleno do comportamento de processos no espaço. Os modelos hidrológicos distribuídos podem ser considerados um instrumento para esta integração, pois utiliza células que são integradas por continuidade até a dimensão da bacia hidrográfica em estudo. Porém, em cada célula, os processos são tratados como uniformes (MENDIONDO e TUCCI, 1997).

A desagregação (*down-scaling*) é o procedimento inverso da integração, onde parâmetros obtidos em uma escala maior são aplicados em uma escala menor. O processo ocorre a partir de uma abordagem empírica ou estatística, com relações extraídas das observações ou do funcionamento do sistema de uma forma distribuída. Como exemplo tem-se que a vazão específica média de enchente varia de acordo com a área da bacia. Regionalizando esse valor com base em dados de várias bacias, pode-se estabelecer relações que extrapolem para diferentes dimensões. É importante ressaltar que na utilização de equações de regressão, existem incertezas fora da faixa de valores utilizados no ajuste, devido ao possível aparecimento de heterogeneidades no processo (MENDIONDO e TUCCI, 1997).

Conforme Sivapalan (2003) houve um considerável avanço no entendimento dos processos hidrológicos que ocorrem na escala da vertente. Porém, para que este conhecimento possa ser aplicado em escalas maiores, como a da bacia hidrográfica, deve-se buscar a conectividade hidrológica entre a escala da vertente e a escala da bacia hidrográfica, trabalhando com a ideia de simplificação. Entretanto, para chegar a uma simplificação aceitável, precisa-

se de mecanismos de agregação que desconsiderem detalhes desnecessários, possibilitando a transferência do processo dominante na escala da vertente para a escala da bacia.

Porém, cada área possui características específicas que são oriundas de sua heterogeneidade. A ideia de escala, na visão quantitativa, é vista como uma simples redução ou aumento de uma variável espacial. Na natureza as escalas dos objetos não são escolhidas a priori ou arbitrárias, mas sim configuram-se como uma função de sua composição física e do balanço de forças atuando sobre o sistema natural. Na natureza não se impõem escalas, deve-se procurar as existentes e buscar compreender suas relações e padrões (MENDIONDO e TUCCI, 1997).

Neste sentido, Cerdan et al. (2004) avaliaram a heterogeneidade espacial do coeficiente de escoamento médio (taxa média de escoamento para um evento de chuva) em quatro locais, constituídos de duas parcelas monitoradas de 440m² e 480m², uma bacia de 90ha e outra de 1100ha com a utilização de 345 eventos de chuva. Verificou-se que o coeficiente de escoamento diminui com o aumento da área e que, ao realizar a transferência da informação da escala das parcelas para a da bacia, a posição e a conectividade entre as áreas produtoras de escoamento e infiltração podem ser consideradas as ligações entre as escalas das parcelas e das bacias.

Desta forma, para Cerdan et al (2004), não existe um efeito de escala único, ele é oriundo de um contexto específico, dependendo diretamente do tamanho da bacia monitorada. É importante saber que a escala na qual medimos uma variável/elemento irá afetar a nossa capacidade de observar e descrever/entender o processo (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000)

Para McGlynn et al (2004), grande parte das pesquisas relacionadas ao efeito de escala realizadas nos últimos 10 anos baseou-se em modelagem hidrológica, negligenciando a hidrologia empírica e coleta de dados em bacias de diferentes escalas contidas. Neste contexto, Woods (2005) salienta que a escolha de uma escala adequada que resolva o problema da variabilidade temporal e espacial é uma tarefa desafiadora e Cerdan et al (2004) salientam que para o estudo do efeito de escala no campo, é importante possuir uma extensa base de dados.

Portanto, a representação dos processos hidrológicos em diferentes escalas tem esbarrado nos seguintes aspectos (MENDIONDO e TUCCI, 1997):

- Heterogeneidade espacial dos sistemas hídricos e a incerteza com a qual os parâmetros e processos são medidos em diferentes escalas;
- Dificuldade de representar os processos caracterizados e analisados na microescala para outras escalas da bacia hidrográfica, e;
- A falta de relação de parâmetros de modelos matemáticos com as diferentes paisagens encontradas na natureza.

Conforme Mediondo e Tucci (1997), a construção de uma teoria da escala deve contemplar três pontos básicos:

- Representativa;
- Diversidade, e;
- Transferência dos processos nas áreas elementares do ciclo hidrológico.

2.1.1 Heterogeneidade e variabilidade espaço-temporal

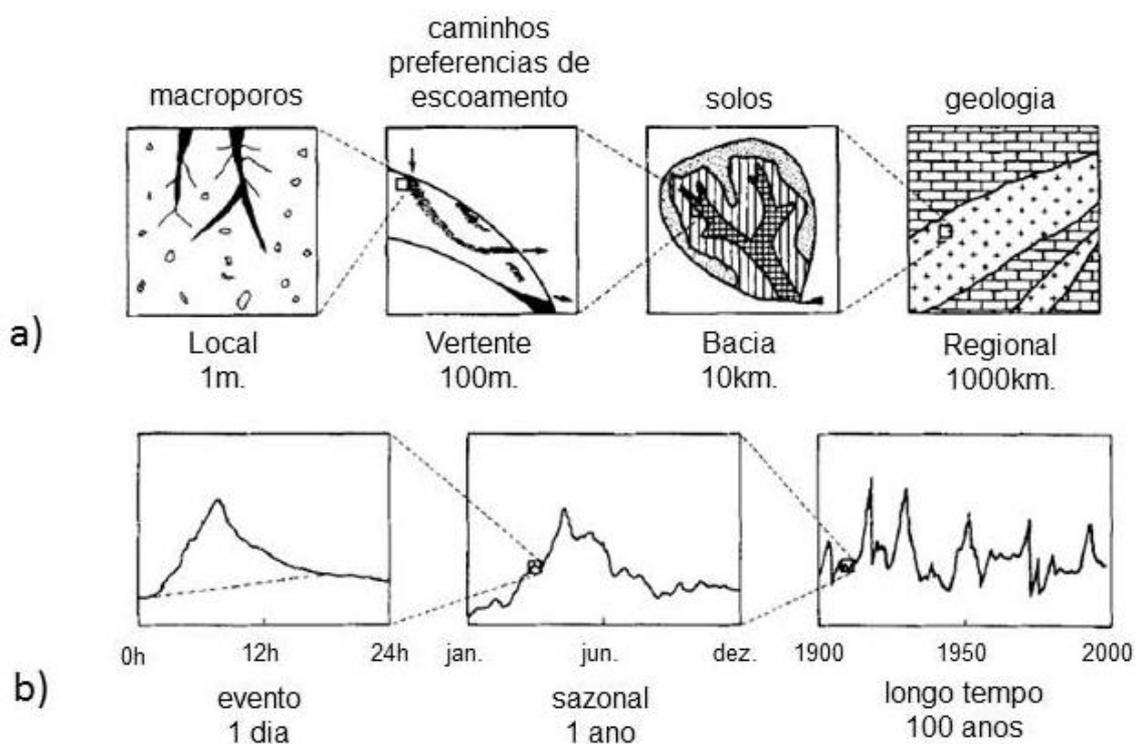
Conforme Blöschl e Sivapalan (1995), heterogeneidade é um conceito utilizado para propriedades médias que variam no espaço, como a condutividade hidráulica saturada. A variabilidade refere-se a vazões ou estados variáveis no tempo e no espaço, como a umidade do solo. Para Pilgrim (1983) o entendimento da influência da variabilidade nos processos hidrológicos é de particular importância.

As bacias hidrográficas, nas escalas temporais e espaciais, possuem uma elevada heterogeneidade e variabilidade. Tomando como exemplo os solos, sabe-se que seus atributos variam espacialmente, enquanto as suas condições de umidade variam no tempo. Porém, no que concerne a umidade do solo, estudos indicam que a variabilidade temporal é mais significativa que a espacial. Este fato ocorre em diversos elementos de uma bacia hidrográfica. A variabilidade é considerada uma característica da hidrologia (BROCCA et al., 2012; WOODS, 2004; BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995,).

A heterogeneidade e a variabilidade ocorrem em uma série de escalas. Para Grayson e Blöschl (2000), uma questão chave na questão da heterogeneidade espacial é saber se o processo que é dominante na resposta

hidrológica sofre alteração com a mudança da escala. A figura 3 mostra a heterogeneidade espacial e a variabilidade temporal em bacias hidrográficas.

FIGURA 3 - EXEMPLOS DE HETEROGENEIDADE (A) E VARIABILIDADE (B) DE BACIAS HIDROGRÁFICAS E PROCESSOS HIDROLÓGICOS NAS ESCALAS ESPACIAL E TEMPORAL.



FONTE: Adaptado de Blöschl e Sivapalan (1995).

Neste contexto, Yildiz e Barros (2009) estudaram o impacto da variabilidade espacial e da escala na dinâmica dos processos hidrológicos em três bacias contidas na bacia do rio Monongahela, nos Estados Unidos, utilizando um modelo hidrológico de base física desenvolvido por Yildiz (2001). Através da variação da escala espacial entre 1km^2 e 5km^2 . Os autores verificaram que a resposta chuva-vazão varia conforme a resolução espacial utilizada, indicando que ocorre uma alteração nos processos dominantes conforme a escala adotada.

O grande problema ao se tratar a questão da variabilidade espaço-temporal é a disponibilidade de dados. Em alguns locais, dispõe-se de dados na escala temporal de forma satisfatória, porém a escala espacial é que se encontra

o maior problema. Este problema é oriundo dos altos custos de um monitoramento intensivo (WOODS, 2004).

Uma alternativa para o estudo da variabilidade em uma bacia hidrográfica é o conceito de Área Elementar Representativa (Representative Elementary Area - *REA*), proposto por Wood et al. (1988), abordado na sequência.

2.1.2 Área elementar representativa

Buscando responder à questão de que em determinada escala as bacias apresentam uma resposta média invariável ou com pequena variação frente ao aumento da área de drenagem, Wood et al (1988) propuseram o conceito de *REA*. Para os autores, a partir de uma determinada escala, a variabilidade e heterogeneidade nas respostas dos processos hidrológicos tende a diminuir com o aumento da área de drenagem, e esta escala foi definida como *REA*. Portanto, *REA* é uma escala intermediária entre a escala na qual os processos hidrológicos apresentam alta variabilidade e heterogeneidade e a escala onde os processos possuem pequena variabilidade e heterogeneidade.

Wood et al (1988) desenvolveram sua pesquisa na bacia experimental do Rio Coweeta, com área de 17km². O efeito de escala foi avaliado através da utilização da versão modificada do TOPMODEL (considerando escoamento hortoniano e dunniano). Primeiramente, os autores elaboraram um modelo digital do terreno com resolução espacial de 30m. A precipitação foi considerada espacialmente variável e constante no tempo. Foi utilizada condutividade hidráulica saturada média para toda a bacia. A bacia foi dividida em quatro níveis, resultando em 87, 39, 19 e 3 sub-bacias, sendo que as saídas na escala do pixel (chuva acumulada, infiltração, escoamento e taxa de escoamento), para uma chuva de uma hora, correspondem as médias das 148 sub-bacias.

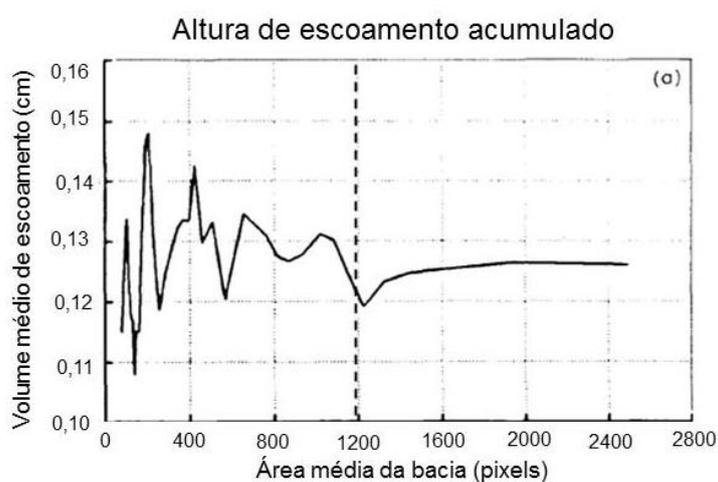
Para avaliação dos resultados, Wood et al (1988) classificaram as bacias de acordo com o aumento da área e trabalharam com três possíveis combinações, a saber:

- Solos, chuvas e topografia variáveis;
- Solos e chuvas constantes, topografia variável, e;

- Solos e chuvas espacialmente variáveis, considerando somente o escoamento hortoniano.

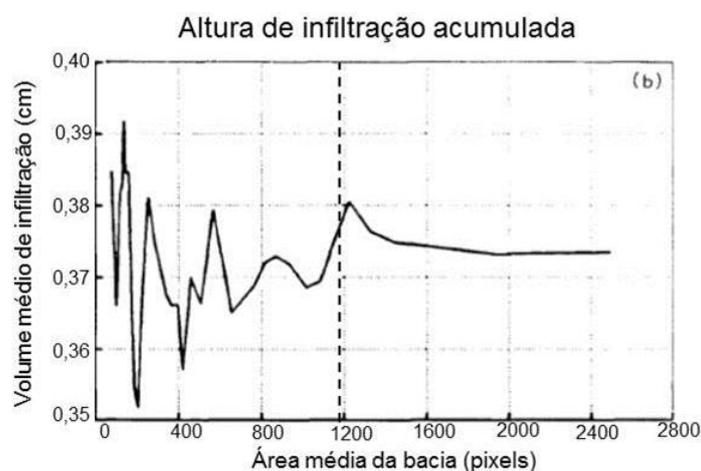
Os resultados encontrados por Wood et al (1988) mostraram que acima de uma área de 1km², o escoamento, infiltração e outras variáveis estudadas tornam-se mais estáveis, com menor variabilidade quando comparados com resultados das áreas menores que 1 km². As figuras 4 e 5 ilustram os resultados da segunda combinação, com a *REA* sendo indicada pela linha pontilhada.

FIGURA 4 – ALTURA DE ESCOAMENTO ACUMULADO



FONTE: Adaptado de Woods et al. (1988).

FIGURA 5 – ALTURA DE INFILTRAÇÃO ACUMULADA



FONTE: Adaptado Woods et al. (1988).

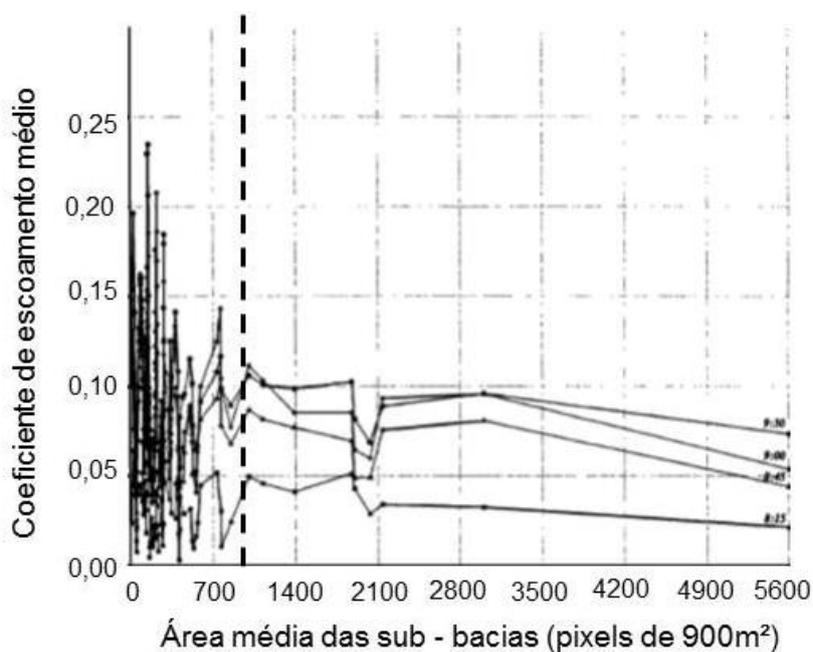
Resultados semelhantes aos de Wood et al. (1988) foram encontrados por Wood et al. (1990), também com modelagem hidrológica, ao trabalharem com quatro medições de chuvas com intervalo de 30 minutos. Transformando a chuva medida durante o período acima citado em uma chuva média sobre a bacia em estudo (11,7km²), a *REA* encontrada para o escoamento, foi de aproximadamente 1km². A figura 6 mostra o resultado, onde 1.100 pixels equivalem a 1km².

Blöschl et al. (1995) utilizaram um modelo hidrológico dinâmico, que considerou a propagação da vazão, em um conjunto de bacias contidas na mesma região do estudo de Wood et al (1988), para avaliar o conceito de *REA*. Entre os resultados encontrados, os autores observaram que a infiltração e a vazão apresentarem menos impacto sobre a definição da *REA*. Diante de uma precipitação espacialmente variável, o tamanho da *REA* é fortemente controlado pela influência da chuva sobre a área da bacia. Assim, a variabilidade em bacias maiores foi atribuída a precipitação e nas bacias menores a características dos solos e da topografia.

Fan e Brás (1995) questionaram a validade e utilidade do conceito de *REA* na hidrologia, argumentando que o método utilizado para encontrá-la por Wood et al. (1988) a partir de modelagem hidrológica, era falho. Porém, trabalhando com dados obtidos em campo, Woods et al.(1995) realizaram uma investigação sobre o conceito da *REA*, com o auxílio do índice topográfico de umidade, tendo como foco os efeitos de escala na vazão. Os autores verificaram que com o aumento da área da bacia, a heterogeneidade da vazão diminui, porém não a uma taxa constante para todas as escalas. A relação de variabilidade/heterogeneidade e escala proposta pelo conceito de *REA* foi comprovada pelos resultados.

Avaliando a hipótese de que a concentração do total de carbono orgânico (*TOC*), em uma rede de drenagem decresce a jusante, Temnerud et al. (2007) realizaram um estudo em uma bacia com área de 78km². Foram realizadas 66 medições da concentração de *TOC* e de vazão, em sub-bacias variando de 0,11 a 78 km². A *REA* encontrada, tanto para vazão, quanto para a concentração de *TOC* foi de aproximadamente 5km².

FIGURA 6 – VARIABILIDADE DO ESCOAMENTO CONFORME A ÁREA DE DRENAGEM



FONTE: Adaptado de Wood et al. (1990).

Asano e Uchida (2010) abordaram a questão de que a heterogeneidade hidrológica deve diminuir com o aumento da área da bacia em uma bacia hidrográfica com área de 4,27km². Foram realizadas medições em 96 locais, contemplando bacias de cabeceira até de sexta ordem, em épocas de vazões baixas, utilizando a concentração de sílica como traçador para avaliar o escoamento nas encostas. Os resultados encontrados indicaram a existência da *REA*, notadamente em rios a partir de segunda ordem e bacias com área superior à 10⁻² km². Os autores atribuíram a sua existência a uma combinação de numerosas pequenas condições hidrológicas dentro da bacia. Nas bacias de cabeceira localizadas em áreas de drenagem inferior a 10⁻³ km², em vazões baixas, a *REA* em uma paisagem relativamente homogênea, pode ser definida pela variação da profundidade dos escoamentos sub-superficiais que contribuem para a vazão aliado à área de drenagem.

Em um estudo sobre a variabilidade da umidade do solo, Brocca et al. (2012) obtiveram resultados que mostraram que a variabilidade da umidade do solo aumenta em conjunto com ao aumento da área estudada até 10km², e para áreas maiores, mantêm-se constante. O objetivo dos autores não era estudar a existência de uma *REA*, porém este resultado pode servir de ilustração para

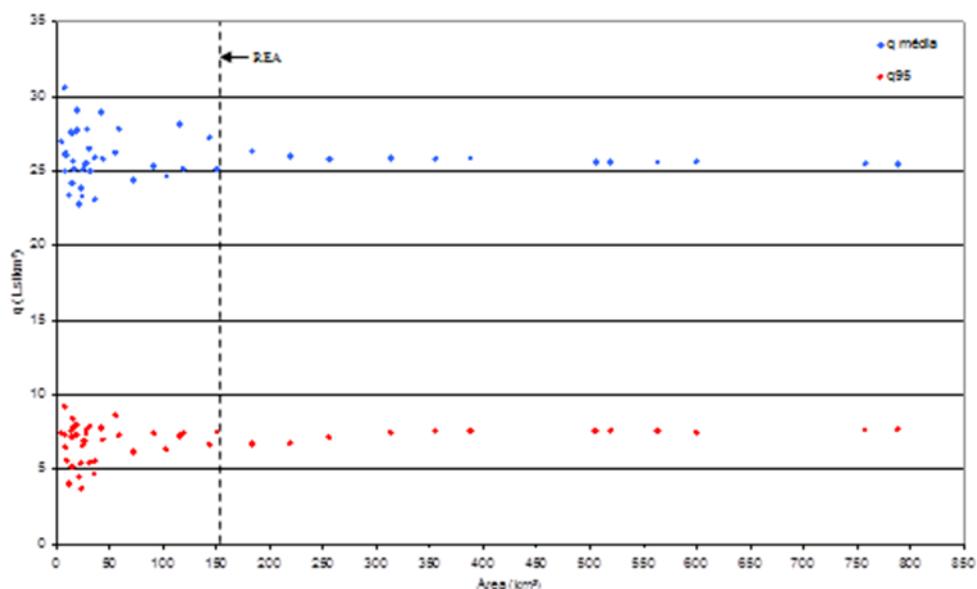
mostrar que a *REA* pode ser encontrada para diversos processos e variáveis hidrológicas

Segundo Didzun e Uhlenbrook (2008), os estudos envolvendo o conceito de *REA*, em grande parte, trabalharam com processos de escalas temporais médias ou grandes, enquanto que trabalhos experimentais pós-eventos em bacias de escala média com ligação ao conceito de *REA* são poucos. Assim, desenvolveram uma pesquisa para avaliar o escoamento de uma bacia de 258km², contemplando sub-bacias com área a partir de 0,015 km². Entre bacias de 1 e 2km², ocorreu uma significativa mudança na geração do escoamento. Em áreas abaixo desta área, os autores atribuíram a geração de escoamento ao reduzido número de Unidades de Resposta Hidrológica (*HRU*), o que leva a um pequeno número de mecanismos para geração de escoamento. Nas bacias com área entre 2km² e 40 km², encontram-se mais elementos da paisagem que colaboram para a geração de escoamento. Porém, encontraram evidências da existência de *REA* em bacias com área acima de 40 km², atribuindo este resultado a grande heterogeneidade de uso do solo, geomorfologia e geologia.

Para Woods et al. (1995) conhecendo-se o tamanho da *REA*, uma bacia hidrográfica pode ser desagregada em sub-bacias contidas nesta *REA*, e pensando em modelagem chuva-vazão, uma parametrização adequada pode ser encontrada de forma menos trabalhosa. Assim, o conceito de *REA* fornece uma inspiração para diversas pesquisas, visto que evidencia a estreita ligação entre escala espacial e heterogeneidade.

Souza e Santos (2013), por meio de modelagem hidrológica distribuída, identificaram a *REA* da bacia hidrográfica do Altíssimo Rio Negro para vazões médias e mínimas (q_{95}). Os resultados indicaram que a escala da *REA* correspondeu a aproximadamente 20% da área da bacia (figura 7). Nas bacias hidrográficas com escala espacial acima da *REA*, as vazões médias apresentaram boa correlação (R^2 : 0,77) com a área de drenagem. No que concerne às vazões mínimas, o R^2 obtido foi de 0,56. Os autores concluíram que a *REA* pode ser uma importante ferramenta nos processos de regionalização a transferência espacial de informações hidrológicas, reforçando a importância dos estudos sobre efeito de escala em hidrologia.

FIGURA 7 – RESULTADOS ENCONTRADOS POR SOUZA E SANTOS (2013)



Cabe ressaltar que o tamanho da *REA* depende de diversos fatores, como a duração e heterogeneidade espacial das chuvas, propagação da vazão e características dos solos e da infiltração. Nota-se que seu tamanho será específico para cada bacia hidrográfica em estudo e terá caráter dinâmico. (BLÖSCHL et al. 1995; FAN E BRAS, 1995)

Para que o conceito de *REA* tenha impacto significativo na hidrologia, deve-se definir as variáveis hidrológicas significativas e relações existentes nesta escala. O tripé campo – modelagem hidrológica – teoria é o alicerce para o alcance deste objetivo (WOODS et al. 1995).

Segundo Beven et al.(1988), em uma escala acima da *REA* pode-se simplificar os processos hidrológicos, logo, auxiliando na obtenção de parâmetros para modelagem e também para regionalização hidrológica. Fan e Brás (1995) salientam que a *REA* trouxe um melhor entendimento sobre a heterogeneidade espacial, notadamente para a questão de que existe uma escala espacial a partir da qual os processos hidrológicos apresentam menor heterogeneidade.

Embora a existência da *REA* tenha sido comprovada pelos autores acima citados, conforme Asano e Uchida (2010), não foram realizados estudos com dados obtidos em campo para o entendimento dos processos responsáveis pelo seu surgimento. A tabela 1 sintetiza estudos sobre o conceito de *REA*.

TABELA 1 – TRABALHOS PUBLICADOS SOBRE REA

Autor	Área (km²)	Variável	REA (km²)
Wood et al. (1988)	17	Esc. superficial, Infiltração.	1
Wood et al. (1990)	11,7	Esc. superficial	1
Blöschl et al. (1995)	17	Vazão	1 a 2
Woods et al. (1995)	14	Vazão	0,5
Woods et al. (1995)	52	Índice de umidade	2
Temnerud et al. (2007)	78	Vazão e Carbono	5
Didzun e Uhlenbrook (2008)	258	Esc. Superficial	2
Didzun e Uhlenbrook (2008)*	258	Esc. superficial	50
Asano e Uchida (2010)	4,27	Concentração de Sílica (SiO ₂) em vazões baixas	0,1
Souza e Santos (2013)	800	Vazões médias e mínimas (q95)	150

*Foram encontradas duas REA, sendo que a maior foi relacionada a grande heterogeneidade das características físicas e de uso da terra da bacia estudada.

2.2 PARÂMETROS DE BACIA EM ESTUDOS HIDROLÓGICOS

Neste trabalho, adotou-se o termo parâmetros de bacia para variáveis e índices oriundos das análises morfométricas.

Conforme Christofolletti (1980), a análise de bacias hidrográficas tem seu marco a partir de 1945, com a publicação do trabalho de Horton, o qual procurou estabelecer as leis do desenvolvimento de rios e suas bacias hidrográficas. O estudo efetuou a abordagem quantitativa de bacias hidrográficas, caracterizando-se como uma nova metodologia seguida por diversos pesquisadores.

Os índices e parâmetros para a análise de bacias hidrográficas, hoje obtidos com a utilização de cartas topográficas e Sistemas de Informações Geográficas, podem ser agrupados em três grupos (Christofolletti, 1980):

- Análise areal: contempla índices/parâmetros oriundos de medições efetuadas na bacia. Entre os índices e parâmetros, têm-se a área de drenagem, comprimento da bacia, relação entre o comprimento do rio principal e a área da bacia, forma da bacia, densidade de rios e da drenagem, densidade de segmentos da bacia, relação entre as áreas das bacias e coeficiente de manutenção.
- Análise linear: constitui-se de são índices/parâmetros e relações da rede hidrográfica. As medições são realizadas ao longo das linhas dos canais. Pode-se trabalhar com a relação de bifurcação, relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem, relação entre o índice do comprimento médio dos canais e o índice de bifurcação, comprimento do rio principal, extensão do percurso superficial, relação do equivalente vetorial e gradiente de canais.
- Análise hipsométrica: é o estudo das relações existentes em determinada unidade horizontal do espaço com a sua distribuição em relação às faixas altimétrica. Indica a proporção ocupada por determinada área da superfície em relação às variações altimétricas a partir de determinada curva de nível. Os índices e parâmetros trabalhados nesse grupo são a curva hipsométrica, coeficiente de massividade, amplitude altimétrica máxima da bacia, relação de relevo e índice de rugosidade.

As características físicas e bióticas de uma bacia hidrográfica são fundamentais na dinâmica do ciclo hidrológico, denotando que os processos hidrológicos são complexos e produtos da interação de vários elementos, como a geologia, geomorfologia, influenciando a infiltração, evapotranspiração, escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo e a vazão. A análise morfométrica, entendida também como a análise quantitativa das relações entre a fisiografia da bacia hidrográfica e sua dinâmica hidrológica, destaca-se como um método que auxilia no entendimento dos processos hidrogeomorfológicos complexos que ocorrem na escala da bacia hidrográfica (STIPP et al, 2010; SANTOS et al, 2012).

Para Altaf et al (2013) dado a bacia hidrográfica ser a unidade básica em estudo hidrológicos, a análise morfométrica apresenta vantagens e é mais adequada do que realizar medições em diversos canais e regiões da bacia. No entanto, ressalta-se aqui que a morfometria deve completar as informações obtidas através do monitoramento.

Após a sistematização dos estudos de bacias hidrográficas com caráter quantitativo, diversos estudos foram desenvolvidos, com enfoques variados, a exemplo de Thomas et al (2011) e Rekha et al (2011), que consideram a análise morfométrica de bacias hidrográficas como ferramenta para a gestão de bacias hidrográficas.

Almeida et al. (2013) abordaram o problema de processos erosivos e aporte de sedimentos no entorno do reservatório da Usina Hidrelétrica Corumbá IV. O estudo analisou algumas bacias hidrográficas à montante do reservatório. Os autores verificaram que os índices morfométricos permitiram indicar áreas mais suscetíveis à processos erosivos e de aporte de sedimentos, os quais são potencializados pelo uso do solo através de atividade antrópica.

Sousa e Rodrigues (2012) ressaltam que os índices/parâmetros morfométricos podem ser correlacionados com outros fatores da bacia hidrográfica de acordo com o objetivo e a natureza do estudo. Os autores analisaram a relação entre a condutividade hidráulica do solo, alimentação do nível freático e a capacidade erosiva dos solos na bacia hidrográfica do rio dos Bois, no município de Iporá (GO). Como índices/parâmetros, foram utilizados a altitude máxima e mínima, amplitude altimétrica, altura média, coeficiente de massividade, coeficiente orográfico, índice de rugosidade, coeficiente de manutenção, extensão do percurso superficial, densidade de drenagem e declividade média. Também utilizaram as características geológicas e topográficas da bacia. Entre os resultados encontrados, verificou-se que, considerando a morfometria, apenas metade da área da bacia contribui para o processo de infiltração. Nota-se que ao chegar a esse resultado, indicando áreas da bacia que contribuem mais efetivamente para determinado processo, a morfometria pode ser utilizada em estudo do efeito de escala.

Altaf et al (2013) caracterizaram a morfometria de 17 sub-bacias embutidas na bacia hidrográfica do Rio Lidder, localizado no Himalaia. O referido

rio é utilizado para irrigação, abastecimento e importante no quesito econômico para a região. Verificou-se que a heterogeneidade espacial dos parâmetros morfométricos analisados é bastante acentuada na área. Assim, a resposta hidrológica das bacias varia de acordo com as variações espaciais dos parâmetros morfométricos, ou seja, as sub-bacias da área de estudo apresentam comportamento hidrológico diferenciado.

Com foco na identificação de áreas sujeitas às enchentes e aos processos e tendo como premissa que os parâmetros interferem nos processos hidrológicos de uma bacia hidrográfica, Nunes et al (2006) analisaram as características fisiográficas e os parâmetros morfométricos da bacia hidrográfica do rio Atuba, em Curitiba/PR. Os autores consideraram que a morfometria forneceu um grupo de dados consistentes que permitiram melhor interpretação da influência das características fisiográficas da região na sua hidrologia e que o estudo poderá auxiliar para o melhor entendimento do regime hidrológico, para o monitoramento da bacia hidrográfica e na análise de áreas sujeitas as enchentes e aos processos erosivos.

Também abordando a relação entre inundações e características morfométricas das bacias hidrográficas, Ahn e Merwade (2015) utilizaram dados de 94 estações fluviométricas em Indiana, Estados Unidos. Os autores verificaram que as inundações extremas estão relacionadas ao comprimento da bacia, enquanto inundações severas tem estreita relação com declividade da bacia e uso do solo.

Costa (2005) abordou os fatores condicionantes do potencial hídrico de bacias hidrográficas no quadrilátero ferrífero de Minas Gerais. Avaliando a constante de recessão α e o BFI , a autora verificou que o quanto menor o grau de inclinação da bacia, obtido com o slope index, menor é o valor do coeficiente de recessão e maior é o BFI . O resultado sugere que bacias com relevo mais suave são potencialmente melhores em termos de armazenamento de água e produção de escoamento de base.

2.3 ESCOAMENTO DE BASE

Na natureza, encontramos três tipos de escoamento, a saber: escoamento superficial, escoamento subsuperficial e escoamento subterrâneo. No entanto, devido às dificuldades inerentes aos métodos, a separação do escoamento subsuperficial é uma tarefa complexa e que necessita de uma grande diversidade de informações não prontamente disponíveis. Nesse sentido, as técnicas mais utilizadas permitem a separação entre o escoamento direto e o escoamento de base, podendo ser aplicadas diretamente nas séries de vazões disponíveis pois dependem somente do comportamento do hidrograma.

O escoamento direto corresponde, em um hidrograma, ao escoamento rápido, notadamente verificado após um evento de precipitação. Para Riggs (1964) o escoamento rápido corresponde ao escoamento superficial e o escoamento subterrâneo raso ou subsuperficial. O escoamento de base corresponde à porção da precipitação que percola até o aquífero e mantém as vazões durante as secas, sendo caracterizado como escoamento lento.

Devido ao crescente aumento da demanda por recursos hídricos, os estudos abordando o entendimento de vazões mínimas tornam-se essenciais. Estudos sobre estas vazões podem fornecer valores limites para atividades que necessitem da água e são fundamentais para a gestão de recursos hídricos (TALLAKSEN, 1995).

A água das vazões mínimas é de origem subterrânea ou de outras fontes de recarga da vazão, como lagos e derretimento de geleiras. É este escoamento que irá manter as vazões de um rio nos períodos de seca. Quando a vazão for mantida pela drenagem natural dos aquíferos, tem-se o escoamento de base. Um bom entendimento do processo de escoamento de base permite compreender de forma mais adequada a resposta hidrológica da bacia. A identificação e o entendimento dos diversos mecanismos que dão origem ao escoamento de base devem estar presentes nos planos de gestão de recursos hídricos. (TALLAKSEN, 1995; SMAKHTIN, 2001; YOUNGER, 2007).

Conforme Smakhtin (2001) os fatores naturais que afetam o escoamento de base incluem a distribuição e as características de infiltração dos solos, propriedades hidráulicas e extensão dos aquíferos, a taxa, frequência e volume

da recarga do aquífero, taxas de evapotranspiração da bacia, distribuição da vegetação, topografia e clima.

O escoamento de base varia no tempo e no espaço, devido ao clima, topografia, configuração da paisagem e características geológicas. O controle ocorre pela interação da estrutura geológica com a paisagem, determinando se a descarga da água subterrânea será via nascentes, zonas úmidas ou diretamente nos canais (YOUNGER, 2007; *SANTHI* et al., 2008).

O índice que relaciona a porcentagem do escoamento de base perante o escoamento total é o *BFI*, abordado na sequência.

2.3.1 Índice de fluxo de base

O *BFI* representa uma relação adimensional entre o volume do escoamento de base dividido pelo volume total da vazão, conforme segue:

$$BFI = \frac{\text{volume do escoamento de base}}{\text{volume do escoamento total}} \quad (1)$$

O *BFI* representa as vazões oriundas de todas as fontes de armazenamento da bacia. A sua utilização deve ser realizada com cuidado, pois contribuições oriundas de reservatórios artificiais e lançamentos de efluentes são consideradas pelo índice. O valor de *BFI* próximo a um indica que a bacia possui contribuição significativa de água subterrânea, na qual os rios da bacia permanecem com vazão mesmo em longos períodos de seca (WMO, 2008; YOUNGER, 2007).

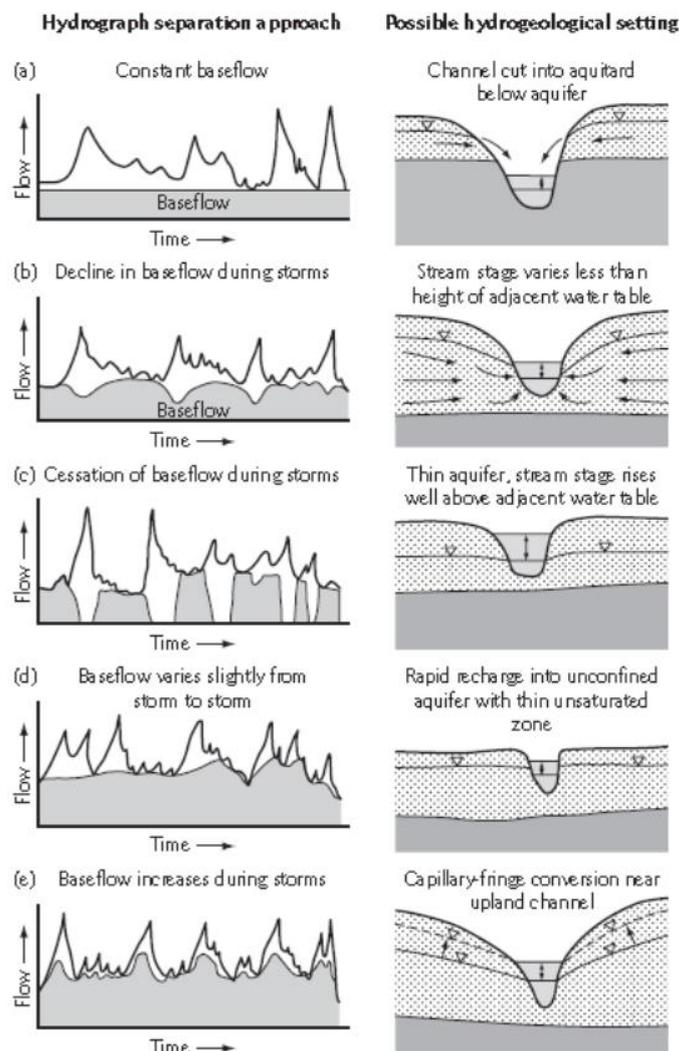
Santhi et al (2008) verificaram, através da utilização da tabela de correlação de Pearson's e de regressões múltiplas, que o relevo e a porcentagem de areia do solo têm alta correlação com o *BFI*. No mesmo trabalho, os autores concluíram que o volume do escoamento de base depende significativamente da declividade da bacia e da precipitação efetiva.

2.3.2 Técnicas de separação do escoamento

Para Smakhtin (2001) as técnicas de separação do escoamento de base podem ser agrupadas em dois tipos principais. O primeiro supõe que o escoamento de base responde à precipitação juntamente com o escoamento superficial. O segundo grupo admite que o escoamento de base, em virtude do efeito do armazenamento, surge em um dado período de tempo após a precipitação. Younger (2007) ilustra algumas abordagens de separação do escoamento e as possíveis interações hidrogeológicas para cada situação (Figura 8).

- a) Escoamento de base constante; é a separação em linha reta do escoamento de base. Considera-se que o escoamento de base, traçado como uma linha reta, corresponde a todo o volume abaixo da menor vazão verificada no hidrograma. Faz sentido quando a descarga do aquífero é constante e não depende das condições do canal. Ocorre quando o canal corta um aquífero abaixo do aquífero.
- b) Queda do escoamento de base durante os eventos de precipitação: durante os picos de vazão verificados em um hidrograma, há uma queda da contribuição do escoamento de base, com posterior aumento após os eventos de precipitação. Ocorre quando o nível do rio varia menos do que a altura do nível freático adjacente.
- c) Contribuição do escoamento de base cessa durante as chuvas: a ascensão do hidrograma ultrapassa a elevação do nível freático de modo que o escoamento de base cessa completamente durante as chuvas. Ocorre quando o escoamento no canal sobe mais rapidamente que o nível freático e têm a inversão do gradiente hidráulico, evitando a contribuição de águas subterrâneas para a vazão.
- d) Escoamento de base varia de evento a evento: o escoamento de base não decresce de forma significativa durante o evento de precipitação, podendo aumentar na sequência, em virtude da infiltração da água da chuva através da fina zona não saturada do aquífero adjacente. Ocorre com uma recarga rápida de um aquífero que apresenta uma fina camada não saturada.

FIGURA 8 – TÉCNICAS PARA SEPARAÇÃO DO HIDROGRAMA



FONTE: YOUNGER (2007).

- e) Aumento do escoamento de base durante os eventos de precipitação: o escoamento de base aumenta rapidamente durante as chuvas devido a conversão rápida da franja capilar em pressão saturada de água subterrânea. A conversão da franja capilar se dá acima do nível do rio.

De uma forma geral, a distribuição da vazão no tempo é resultado da interação da totalidade dos componentes do ciclo hidrológico, sendo uma expressão das características físicas e climáticas que controlam as relações entre a precipitação e a vazão na bacia hidrográfica (CUSTODIO e LLAMAS, 2001; TUCCI, 2012).

Para Eckhardt (2005) o hidrograma é uma ferramenta que permite obter maiores informações sobre os processos que ocorrem na escala da bacia, não limitando-se somente ao escoamento superficial.

A vazão mostrada em um hidrograma é composta de três tipos de escoamento: superficial, subsuperficial e subterrâneo. Para Custodio e Llamas (2001), na prática, a separação precisa dos tipos de escoamento é uma tarefa complexa. Assim, com base no hidrograma, pode-se separar o escoamento superficial - escoamento rápido - e o escoamento de base - escoamento lento. Em virtude da essência deste trabalho, destaca-se aqui a separação do escoamento subterrâneo.

Após o pico de escoamento verificado no hidrograma, têm-se a queda da vazão, a qual depois de um certo período de tempo, não apresenta mais o componente de escoamento superficial e posteriormente do escoamento subsuperficial, sendo a vazão do rio oriunda dos aportes de água subterrânea. A curva característica deste processo é curva de recessão, que representa a diminuição da água armazenada nos aquíferos (CUSTODIO E LLAMAS, 2001).

Neste contexto, Custodio e Llamas (2001) apresentam quatro métodos para separar o escoamento superficial do subterrâneo, a saber:

1. O método mais simples consiste em traçar uma linha paralela ao eixo x a partir do início do escoamento superficial (figura 9).
2. Neste método, deve-se considerar o ponto B como de máxima curvatura. Assim, une-se o ponto M (início do escoamento superficial) ao B mediante uma linha reta ou uma curva unindo os pontos M, C e B (figura 10).
3. Este método consiste em determinar o tempo transcorrido desde o pico do hidrograma até o momento em que cessa o escoamento superficial. Segundo Linsley (1949, apud Custodio e Llamas, 2001), pode-se determinar o tempo pela equação 2.

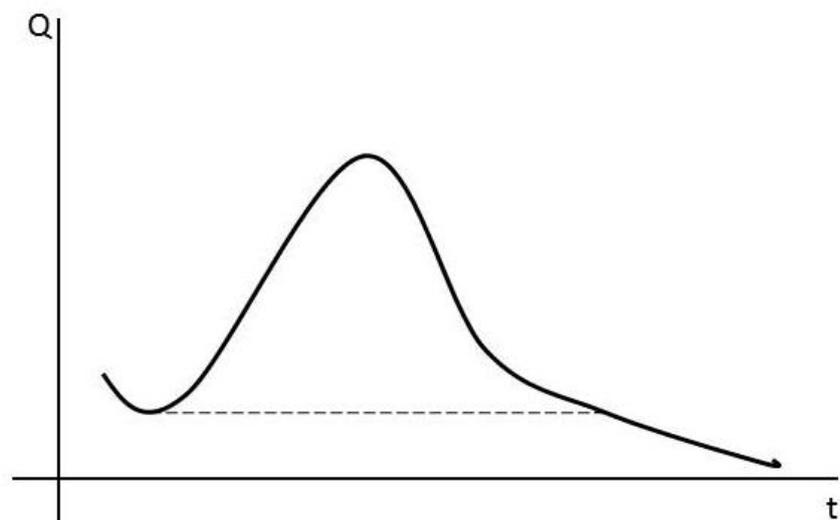
$$T = A^{0,2} \quad (2)$$

onde T = dias e A é a área da bacia (km²)

4. O método é conhecido como método de Barnes. Dado que a curva de recessão pode ser modelada conforme a equação 2, a sua representação em um papel semi-logarítmico será uma reta inclinada. Assim, a parte final de um hidrograma será uma reta. Prolongando esta reta até a vertical do ponto de

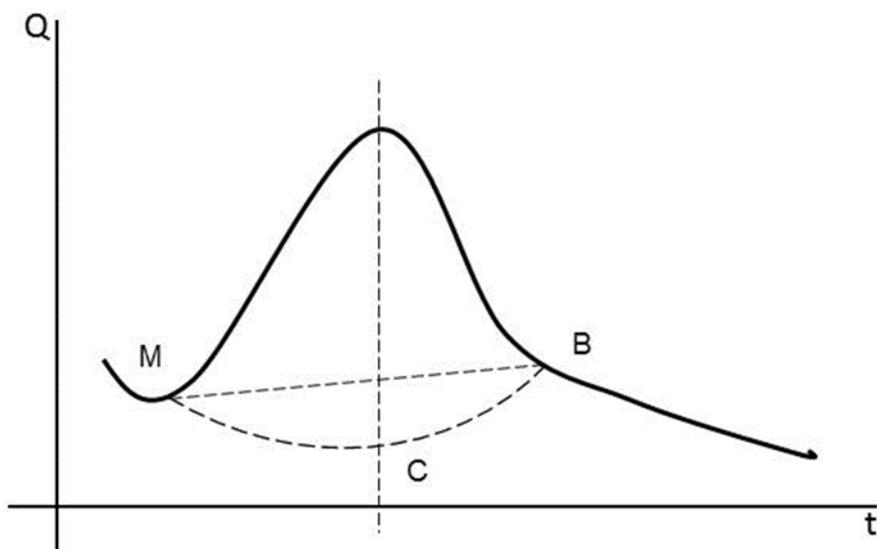
inflexão E, obtêm-se o ponto J. A partir da conexão entre o ponto J e o ponto M, têm-se a discretização do escoamento subterrâneo (Figura 11).

FIGURA 9 – MÉTODO LINHA PARALELA.



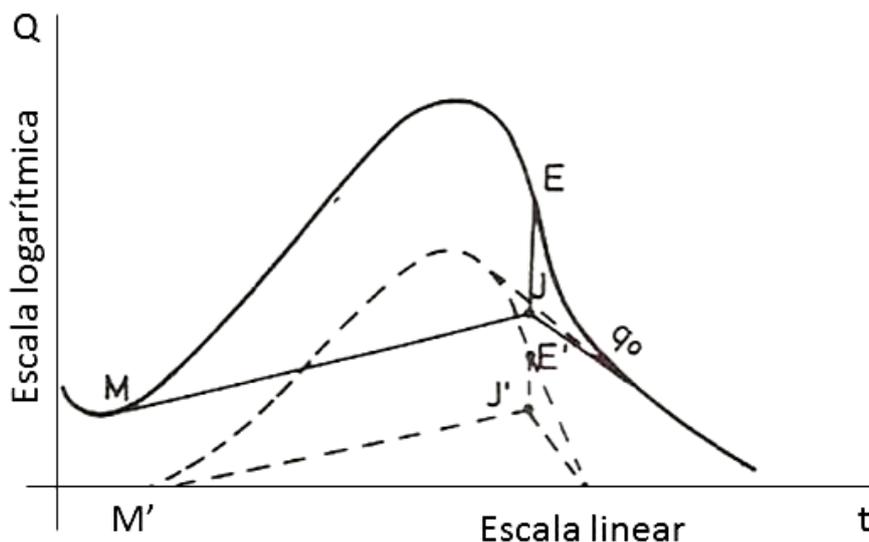
FONTE: Adaptado de Custódio e Llamas (2001).

FIGURA 10 – MÉTODO DE UNIÃO DE PONTOS



FONTE: Adaptado de Custódio e Llamas (2001).

FIGURA 11 – MÉTODO DE BARNES.



FONTE: Adaptado Custódio e Llamas (2001).

Além das técnicas manuais, que carregam uma certa dose de subjetividade, existem métodos considerados automáticos para a separação do escoamento de base. Entre eles, destacam-se aqui o *Smoothed mínima* e o filtro digital recursivo.

O método *Smoothed mínima* foi proposto pelo Instituto de Hidrologia de Walingford, em 1980, possibilitando separar o escoamento de base perante uma série de vazões medidas. O método também permite calcular o *BFI* e consiste nas seguintes etapas (HISDAL et al, 2003, apud AKSOY et al, 2008):

1. Dividir a série de vazões em blocos de cinco dias não coincidentes;
2. Encontrar a vazão mínima de todos os blocos, as quais serão chamadas de $Q_1, Q_2, Q_3, \dots, Q_i$. Considerando que $(Q_1, Q_2, Q_3), (Q_2, Q_3, Q_4), \dots, (Q_{i-1}, Q_i, Q_{i+1})$, se a condição $0,9Q_i \leq \min(Q_{i-1}, Q_{i+1})$ for satisfeita, o valor central é chamado de ponto crítico do escoamento de base. Esta condição é válida para rios perenes e intermitentes
3. Ligar todos os pontos críticos por uma linha reta, originando assim o hidrograma do escoamento de base. Se em um determinado dia, o hidrograma estimado do escoamento de base exceder a vazão total, o escoamento de base é igual à vazão total deste dia.

4. Calcular o volume de água abaixo do hidrograma do escoamento de base (V_{base}) entre o primeiro e o último ponto crítico. O volume é calculado através da soma das áreas de um trapézio. Assim, multiplica o tempo decorrido entre os pontos críticos pela vazão média dos pontos críticos.
5. Calcular o volume de água abaixo do hidrograma total (V_{total}) entre o primeiro e o último ponto crítico. O volume é calculado pela soma da vazão média diária entre o primeiro e o último ponto crítico.
6. O BFI é calculado por: V_{base} / V_{total}

Aksoy et al (2008) desenvolveram uma versão modificada do método *Smoothed Mínima*. O bloco de cinco dias não é fixo, sendo definido em virtude do instante no qual cessa o escoamento superficial, conforme a equação 3.

$$N = 1,6 A^{0,2} \quad (3)$$

onde N é o bloco, em dias; A é a área de drenagem em km^2 .

Conforme Eckhardt (2005), dado que o escoamento de base é associado a vazões de águas subterrâneas, as quais tem um tempo de esgotamento lento, espera-se que a representação gráfica deste processo apresenta formas suavizadas. Assim, em um hidrograma, as formas associadas a ondas longas são representativas do escoamento de base. Desta forma, pode-se identificar o escoamento de base a partir de algum tipo de filtro, como o filtro digital recursivo, de um ou dois parâmetros.

O método do filtro digital, além de ser passível de automatização, é recomendado por produzir resultados satisfatórios. Este tipo de filtro considera a premissa de que a vazão do aquífero é linearmente proporcional ao seu armazenamento, apresentando bons resultados para recessões de até 10 dias (ECKHARDT, 2005; CHAPMAN, 1999).

O filtro digital (Nathan e McMahon, 1990) pode ser aplicado para série de vazões e não somente para eventos. A equação (4) mostrada abaixo refere-se ao filtro de um parâmetro:

$$f_k = a q_{t-1} + \frac{(1+a)}{2} (Q_t - Q_{t-1}) \quad (4)$$

Onde q corresponde ao escoamento superficial (m^3/s), Q é a vazão total (m^3/s), a é o parâmetro do filtro (adimensional). O escoamento de base é obtido por $Q - q$.

O filtro varre os dados em três oportunidades (para frente, para trás e para frente), sendo que cada passagem reduz o percentual de escoamento de base frente ao escoamento total (SANTHI et al, 2008).

Nathan e McMahon (1990), ao compararem resultados obtidos com o método *Smoothed Mínima*, verificaram que o filtro digital recursivo de um parâmetro apresentou melhor desempenho, como menor desvio padrão. O valor do parâmetro do filtro que apresentou os melhores resultados foi 0,925.

Arnold et al (2000) compararam a estimativa do escoamento de base na bacia do alto Mississipi, EUA, obtido por dois métodos. O primeiro com o modelo *SWAT* e o segundo com o filtro digital recursivo de um parâmetro. Os autores verificaram que ambos os métodos seguiram a mesma tendência regional, porém o filtro digital recursivo tem a vantagem de requerer somente dados diários de vazão e ser de fácil aplicação.

Santhi et al (2008) encontraram valores de *BFI* semelhantes entre o método do filtro digital recursivo de um parâmetro e o *smoothed mínima* do *USGS* (U.S Geological Service), com ambos apresentando a mesma tendência regional. Outras aplicações do método do filtro digital recursivo podem ser encontradas em Ahiablame et al (2013).

Eckhardt (2005) propôs o filtro digital recursivo de dois parâmetros, contemplando além do α o BFI_{max} (índice máximo de escoamento de base), conforme a equação 5.

$$b_k = \frac{(1 - BFI_{max})\alpha \cdot b_{k-1} + (1 - \alpha) \cdot BFI_{max} \cdot y_k}{1 - \alpha \cdot BFI_{max}} \quad (5)$$

Onde b é o escoamento de base (m^3/s), k é intervalo de tempo (dias), y é a vazão total (m^3/s), α é o parâmetro do filtro (adimensional) e BFI_{max} (adimensional) é o índice máximo de escoamento de base.

O BFI_{max} é definido a priori, considerando as características geológicas dominantes da bacia hidrográfica e o regime de vazão. Eckhardt (2005), estimou os valores do BFI_{max} com a utilização de dados de sete bacias hidrográficas, com área entre 50 e 743 km^2 . A tabela 2 mostra os valores recomendados por Eckhardt (2005).

TABELA 2 – VALORES RECOMENDADOS DE BFI_{MAX}

Regime de vazão	Tipo de aquífero	BFI_{max}
Perene	Poroso	0,80
Efêmero	Poroso	0,50
Perene	Cristalino	0,25

Porém, para Collischonn e Fan (2013), o filtro de Eckhardt tem a inconveniência de possuir dois parâmetros. O α é obtido diretamente a partir da análise das recessões. O maior problema está na definição do valor do BFI_{max} , pois cada bacia hidrográfica tem suas especificidades. Assim, os autores propuseram um método chamado de filtro inverso para estimar o BFI_{max} .

O método foi aplicado a dados de 15 estações fluviométricas, com características geológicas distintas, no sul do Brasil. O filtro tem o seguinte equacionamento:

$$b'_{i-1} = \frac{b'_i}{\alpha} \quad (6)$$

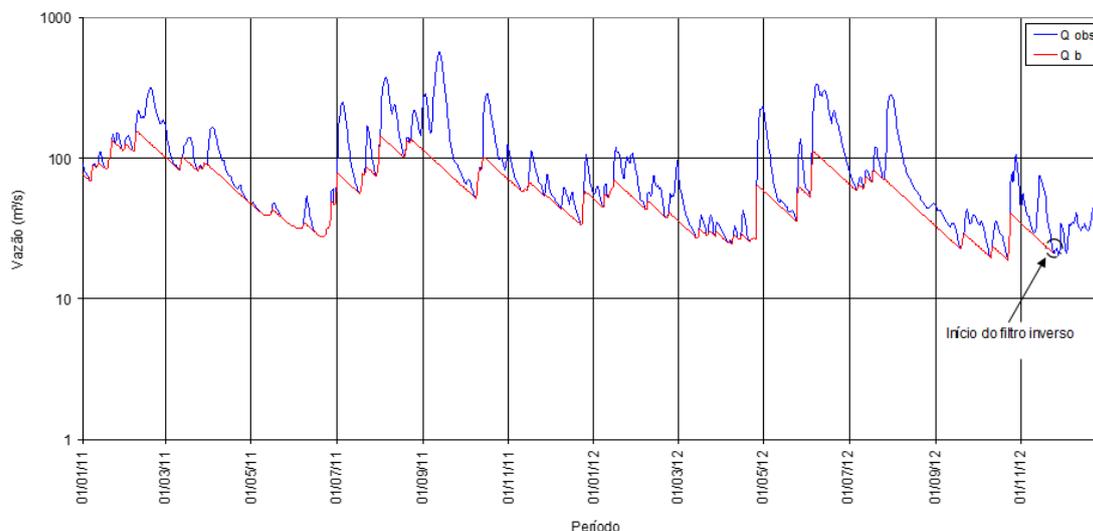
onde: b'_{i-1} é o escoamento de base no dia anterior, b'_i é o escoamento de base no dia i e α é a constante de recessão do escoamento de base. A utilização do filtro está sujeita a condição de que $b'_{i-1} \leq y_{i-1}$, e sua aplicação começa a partir de uma recessão.

As etapas de aplicação do filtro seguem o roteiro abaixo (COLLISCHONN e FAN, 2013):

1. Estimativa do α a partir de recessões.
2. Com a obtenção do α , roda-se o filtro inverso.
3. Obtêm-se o BFI_{max} através do filtro inverso.
4. Utiliza-se o filtro de Eckhardt (2005) com o BFI_{max} obtido no passo 3.

O resultado da utilização do filtro inverso resulta em um hidrograma conforme mostra a figura 12.

FIGURA 12 – HIDROGRAMA RESULTANTE DA APLICAÇÃO DO FILTRO INVERSO



Percebe-se na figura 12 que nos momentos de subida do hidrograma, o escoamento de base segue esse comportamento. Porém, em momentos de pico de vazão, o escoamento de base deve ser consideravelmente mais baixo que a vazão observada. Assim, apresenta-se a principal contribuição do método, dado que o total do escoamento de base que deve ser obtido por qualquer filtro de escoamento não deve ser tão grande como o volume de água obtido utilizando o filtro inverso (COLLISCHONN e FAN, 2013).

Desta forma, de posse do BFI_{max} obtido pelo filtro inverso e da constante de recessão, aplica-se o filtro proposto por Eckhardt (2005). A tabela 3 mostra os resultados encontrados por Collischonn e Fan (2013).

Conforme mostra a tabela 3, Collischonn e Fan (2013) encontraram diferenças em tanto no BFI_{max} , quanto no BFI . Nota-se que as maiores diferenças do BFI_{max} foram encontradas nas estações que, a priori, Eckhardt (2005) sugeriu valores mais baixos, ou seja, bacias com rios perenes e aquíferos rochosos. No que concerne ao BFI , verifica-se o mesmo comportamento. Observa-se também que quanto maior a diferença no BFI_{max} , maior a diferença no BFI .

TABELA 3 – RESULTADOS ENCONTRADOS POR COLLISCHONN E FAN, 2013.

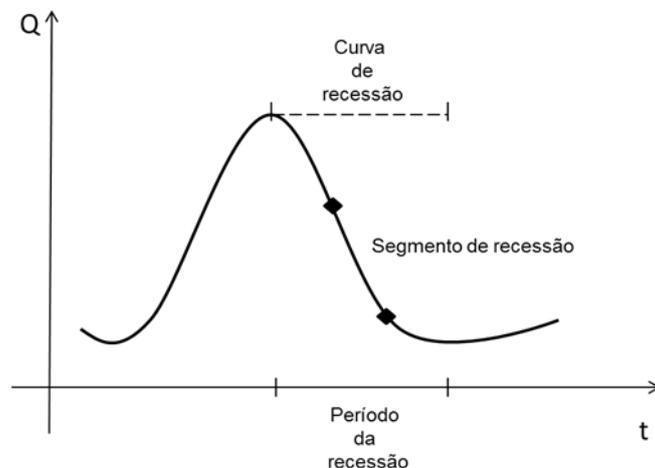
ESTAÇÃO	BFI _{max 1}	BFI _{max 2}	Diferença		Diferença	
			(%)	BFI 1	BFI 2	(%)
			BFI _{max1} ; BFI _{max2}			BFI 1; BFI 2
15050000	0,79	0,80	1,3	0,74	0,74	0,0
15750000	0,29	0,25	16,0	0,24	0,22	9,1
17091000	0,95	0,80	18,8	0,94	0,80	17,5
17093000	0,87	0,80	8,7	0,84	0,80	5,0
17123000	0,67	0,80	16,3	0,61	0,69	11,6
17200000	0,52	0,80	35,0	0,46	0,67	31,3
17230000	0,77	0,80	3,8	0,72	0,75	4,0
17350000	0,45	0,20	80,0	0,40	0,25	60,0
24500000	0,86	0,80	7,5	0,83	0,76	9,2
26050000	0,75	0,80	6,3	0,70	0,75	6,7
70200000	0,51	0,25	104,0	0,45	0,25	80,0
72430000	0,48	0,25	92,0	0,44	0,22	100,0
74205000	0,37	0,25	48,0	0,33	0,24	37,5
77500000	0,25	0,25	0,0	0,20	0,18	11,1
86100000	0,27	0,25	8,0	0,24	0,14	71,4

BFI_{max1}: *BFI*_{max} obtido com o filtro inverso; *BFI*_{max2}: *BFI*_{max} sugerido a priori por Eckhardt (2005); BFI1: *BFI* obtido com utilização do *BFI*_{max1} na aplicação do filtro de Eckhardt; *BFI* obtido com utilização do *BFI*_{max2} na aplicação do filtro de Eckhardt.

2.4 CURVA DE RECESSÃO

Conforme Smakhtin (2001), em períodos de estiagem a água é gradualmente removida da bacia hidrográfica por evapotranspiração e pelo escoamento das águas armazenadas no aquífero e no solo diretamente no canal. A queda da vazão neste período é conhecida como recessão e em um hidrograma, a queda da vazão após o pico de escoamento corresponde a curva de recessão (figura 13).

FIGURA 13 – PERÍODO, SEGMENTO E CURVA DE RECESSÃO



FONTE: Adaptado de Tallaksen (1995).

Para Dewandel et al (2003) a hidrologia e a hidrogeologia, por mais de um século, investigaram a recessão para a obtenção de determinadas características dos aquíferos.

Conforme a *WMO (Organização Meteorológica Internacional, 2008)* a curva de recessão descreve de forma integrada como as diferentes fontes de armazenamento e processos controlam a descarga subterrânea. Rios que apresentam uma recessão lenta são característicos de bacias que possuem contribuição significativa das águas subterrâneas, enquanto uma curva de recessão com queda rápida são características de bacias com baixa infiltração e capacidade de armazenamento limitado.

De uma forma geral, a curva de recessão reflete a descarga natural do aquífero que abastece o rio nas estiagens. Ela fornece informações sobre as propriedades de armazenamento e características do aquífero, sendo utilizada em diversas áreas correlatas com a gestão de recursos hídricos, a saber (TALLAKSEN, 1995):

- Previsão de vazões mínimas;
- Elaboração de índice da capacidade de armazenamento da bacia;
- Abastecimento;
- Estudos hidroelétricos;
- Diluição de poluentes;

- Modelagem hidrológica, e;
- Análise do hidrograma para separação dos escoamentos.

As bacias hidrográficas podem ser percebidas como uma série de reservatórios interligados, cada qual com seus componentes de recarga, armazenamento e descarga. A recarga depende principalmente das precipitações, enquanto que o armazenamento e a descarga são influenciados pela complexidade das características fisiográficas da bacia (SMAKHTIN, 2001).

A variação nas recessões de diferentes bacias hidrográficas é oriunda de fatores físicos, clima, do modelo de recessão e do procedimento de cálculo adotado. A variabilidade dos segmentos de recessão em uma bacia é oriunda de alguns fatores, como a distribuição espacial das chuvas, umidade da bacia, profundidade do aquífero e sazonalidade das chuvas e da evapotranspiração (TALLAKSEN, 1995; BRODIE e HOSTETLER, 2003).

As influências dos fatores e elementos climáticos na recessão ocorre por meio da recarga do aquífero pela precipitação, derretimento de neve ou por perda através da evapotranspiração. Oscilações diurnas nas vazões podem ser devido à perda de água em ritmo mais acelerado durante do dia, sendo consequência da evapotranspiração. Considerando a sazonalidade do clima, curvas de recessão mais inclinadas são verificadas com maior frequência nas estações quentes, concomitante com a redução do escoamento de base, notadamente em regiões com aquíferos rasos e extensa vegetação, favorecendo o movimento capilar da água (TALLAKSEN, 1995).

Em um levantamento sobre os trabalhos realizados até então, Tallaksen (1995) observou que, com o objetivo de verificar a influência das características da bacia na curva de recessão, foram realizadas diversas correlações entre ambas. As características da recessão não foram adequadamente descritas pelas variáveis utilizadas. As maiores influencias encontradas estavam relacionadas a geologia, relevo e clima.

Dewandel et al (2003) ao avaliarem diversos estudos sobre a curva de recessão, verificaram que a forma da curva de recessão é afetada, além das condições climáticas, por propriedades hidrodinâmicas dos aquíferos, como condutividade hidráulica, coeficiente de armazenamento e gradiente hidráulico. Os autores verificaram também que características geomorfológicas das bacias

hidrográficas, em especial a geometria, declividade, comprimento dos canais, condutos cársticos e características dos solos (profundidade, distribuição espacial e nível de saturação) podem afetar o comportamento da curva de recessão.

Biswal e Kudar (2014) verificaram que a recessão é composta pela drenagem de vários sistemas de armazenamento subterrâneo. Os autores propuseram o conceito de rede de drenagem ativa (*RDA*), que é responsável por conectar esses sistemas de armazenamento a superfície da bacia. Dessa forma, a *RDA* corresponderia a área variável de afluência, onde em momento de precipitação alta ocorre a saturação de áreas próximas aos rios e nascentes e com o término das chuvas, essas áreas contraem-se e diminuem de tamanho na paisagem.

Para Brodie e Hostetler (2003), a curva de recessão é uma composição de descarga de água no canal de diversas fontes de armazenamento, caracterizando a bacia como uma série de reservatórios interconectados. Curvas de recessão teóricas são baseadas em simplificações dos aquíferos, no entanto, muitas bacias têm aquíferos múltiplos e/ou não homogêneos (RIGGS, 1964).

A fórmula de Maillet (1905), uma equação exponencial amplamente utilizada para análise de curvas de recessão, é uma solução analítica aproximada para a equação de difusão em meios porosos enquanto a equação proposta por Boussinesq, que retrata o escoamento de base como uma forma quadrática, é uma solução analítica exata (DEWANDEL et al, 2003). Abaixo são mostradas, respectivamente, as duas equações.

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (7)$$

Onde Q_0 : vazão no início da recessão (m^3/s) ; e : logaritmo natural: 2,71828; α : constante de recessão (adimensional); t : tempo decorrido após o início da recessão (dias)

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1+\alpha t)^2} \quad (8)$$

Onde Q_0 : vazão no início da recessão (m^3/s); α : constante de recessão (adimensional); t : tempo decorrido após o início da recessão (dias)

O modelo linear de Maillet, inspirado em trabalhos anteriores de Boussinesq, surgiu a partir de hipóteses simplificadoras, a saber (DEWANDEL et al, 2003):

- O aquífero é poroso, livre, homogêneo e isotrópico, com a largura perpendicular ao canal (L) e um comprimento paralelo ao canal (l);
- Efeitos de capilaridade acima do nível freático são negligenciados;
- O piso do aquífero é côncavo com profundidade H sob a cota de descarga do aquífero (e), e ;
- Variações de h são negligenciáveis comparáveis à profundidade H .

A equação exponencial é conhecida como modelo de Maillet (1904) devido ao referido autor ter aproximado o comportamento da curva de recessão através de um modelo análogo de pequena escala (figura x), onde um reservatório cheio de água foi esvaziado por meio de uma tampa porosa. A vazão gerada era função do tempo (DEWANDEL et al, 2003).

Ainda de acordo com Dewandel et al (2003), Boussinesq (1903) desenvolveu uma solução analítica exata considerando as hipóteses simplificadas de um aquífero poroso, livre, homogêneo, isotrópico, sem efeitos de capilaridade, limitado na cota da descarga por uma camada horizontal impermeável. A superfície inicial livre é curva e todas as velocidades dentro do aquífero são horizontais e paralelas em um plano vertical. Dado que essa solução analítica e não uma aproximação, ela tende a apresentar menos erros que o modelo exponencial.

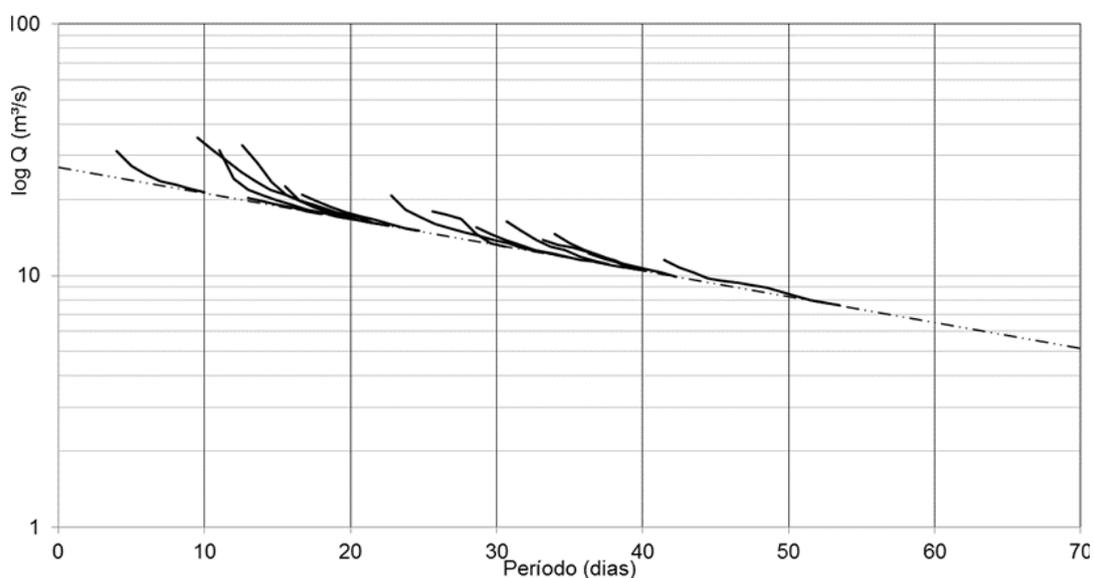
2.4.1 Curva de recessão mestra (CRM)

Conforme Tallaksen (1995) em climas úmidos, as recessões apresentam uma alta variabilidade temporal. Em locais com este tipo climático, a precipitação frequentemente interrompe os períodos de recessão do escoamento. Assim, têm-se uma série de segmentos de recessão com escala temporal variada. Com o objetivo da geração de uma curva que represente, de forma geral, a recessão de uma bacia, diversos métodos gráficos são empregados. Destacam-se, em virtude de sua maior aplicação, os métodos matching strips e o método de correlação.

2.4.2 Método Matching Strips

Este método é baseado no modelo exponencial da equação (2), com a plotagem dos segmentos de recessão na horizontal de forma que fiquem sobrepostos nas partes principais contra o tempo. O procedimento consiste em elaborar, em um gráfico de $\log Q$ da vazão x tempo, com todas as curvas de recessão encontradas na série de dados. Para definir a inclinação da *CRM*, verifica-se a inclinação das recessões na escala logarítmica, realizando-se o ajuste de acordo com a inclinação predominante dos segmentos. Definida a inclinação, as curvas são ajustadas de forma individual, movimentando-as horizontalmente. O método permite um bom controle visual das irregularidades das curvas de recessão. O erro no ajuste da curva fica em torno de 0,5° (NATHAN e McMAHON, 1990). A figura 14 mostra uma típica *CRM*.

FIGURA 14 – CURVA DE RECESSÃO MESTRA OBTIDA PELO MÉTODO MATCHING STRIPS.



De posse da inclinação da *CRM*, pode-se calcular a constante de recessão α , a partir da seguinte equação:

$$\alpha = \frac{\log q_0 - \log q_t}{0,4343 * \Delta t} \quad (9)$$

onde q_0 é a vazão no início do período de recessão (m^3/s), q_t é a vazão no final do período de recessão (m^3/s) e Δt é o intervalo de tempo (dias) entre o início e o fim do período de recessão considerado.

Como o α reflete a inclinação da reta, o Δt da equação 8 não necessita ser referente a todo o período de estudo. A título de exemplo, o cálculo do α a partir da figura 14 é realizado da seguinte forma:

- Seleciona-se o período para o cálculo. Por exemplo entre os dias 10 e 50 (Δt 40) da figura 14.
- Encontra-se o q_0 (vazão no dia 10) e o q_t (vazão no final do período, ou seja, no dia 50) diretamente na curva. No caso do exemplo, q_0 é 21,48 m^3/s e q_t é 8,5 m^3/s .
- Aplica-se a equação 8, obtendo assim a constante α , neste caso, com valor de 0,232.

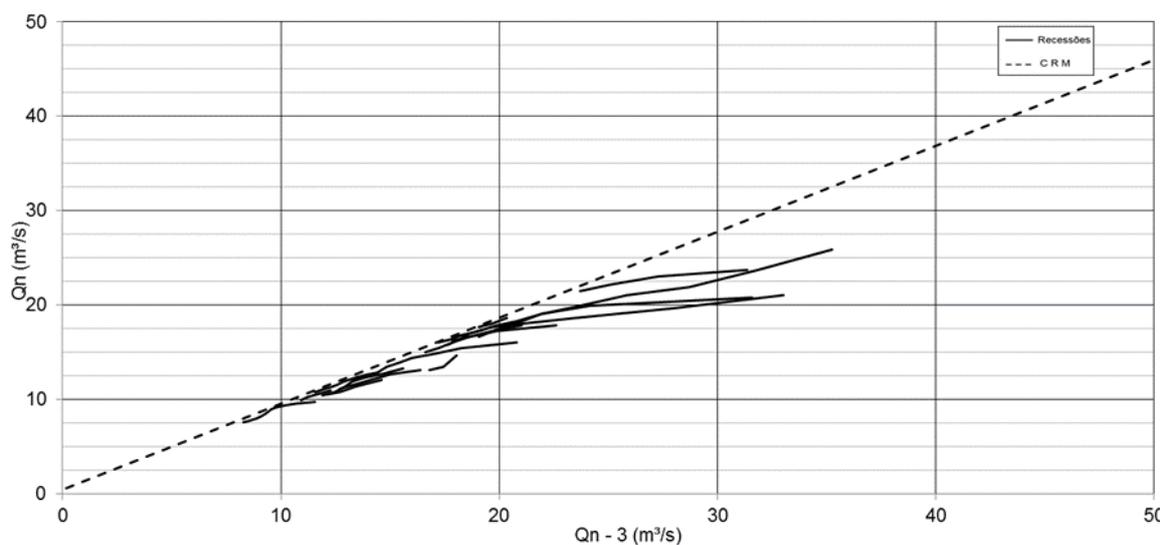
2.4.3 Método de correlação

Conforme Nathan e McMahon (1990), o método de correlação foi proposto por Langbein (1938) com o objetivo de pesquisar a recessão durante eventos de cheias. A partir da sequência de vazões decrescentes (períodos de recessão), a vazão de um dia (Q_n) é plotada contra a vazão de um dado período anterior (Q_{n-t}). Essas recessões constituem curvas que progressivamente tornam-se mais íngreme concomitantemente com a queda da vazão, tendendo a uma recessão comum, que é a curva de recessão mestra (Figura 15). Essa curva é traçada a partir do envelopamento das curvas de diversas recessões pequenas (COSTA, 2005).

Quando a vazão de um dia (Q_n) é plotada na ordenada e a de um dado período anterior (Q_{n-t}) na abscissa, a inclinação da curva de recessão mestra (Q_n/Q_{n-t}) elevada ao inverso do tempo de atraso (t) fornece a constante K . Obtêm-se o α pela equação abaixo:

$$\alpha = \frac{-\log K}{0,4343} \quad (10)$$

FIGURA 15: CURVA DE RECESSÃO MESTRA OBTIDA PELO MÉTODO DE CORRELAÇÃO



Conforme Nathan e McMahon (1990), existe uma certa subjetividade na escolha da localização precisa da curva mestre a partir do conjunto de curvas. Esta incerteza leva a erros de $0,25^\circ$ a $0,50^\circ$ na inclinação da curva.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 CARACATERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A escolha da área de estudo ocorreu devido a disponibilidade de dados hidrológicos que contemplavam bacias hidrográficas com variadas áreas de drenagem que permitissem o estudo sobre a heterogeneidade espacial e o efeito de escala. Utilizou-se dados de 14 estações fluviométricas, todas a montante da Estação União da Vitória.

Os domínios geológicos da área de estudo (figura 16) foram obtidos a partir da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo SG-22 Curitiba, 2004, disponibilizada pelo *CPRM* (Serviço Geológico do Brasil).

Conforme a figura 16, no setor Leste da área de estudo, têm-se maior incidência de rochas cristalinas ígneas, como Granitos e Riólitos, e metamórficas, como o Gnaisse e Migmatitos. Na parte central da área de estudo ocorre a predominância de bacia sedimentar, a qual incide sobre a maior parte da bacia. Destaque para os Arenitos, seguidos de Argilitos e Siltitos. No setor Oeste/Sudoeste da área de estudo, têm-se a ocorrência de rochas vulcânicas, com predomínio do basalto. Nota-se que, ao contrário do verificado com a precipitação, em relação aos domínios geológicos a área de estudo não apresenta o mesmo grau de similaridade.

Para a obtenção da permeabilidade média das rochas de cada bacia hidrográfica, foi utilizado o Mapa Hidrogeológico do Brasil (figura 17) e os valores de permeabilidade média recomendados por Diniz et al (2014).

FIGURA 16 – DOMÍNIOS GEOLÓGICOS

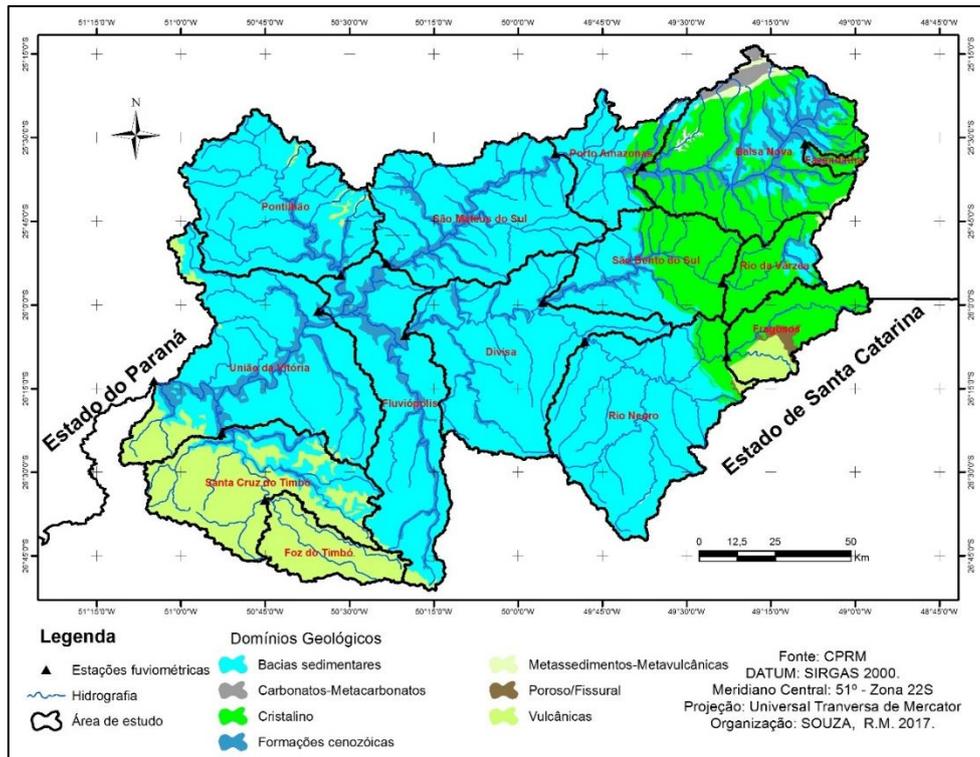
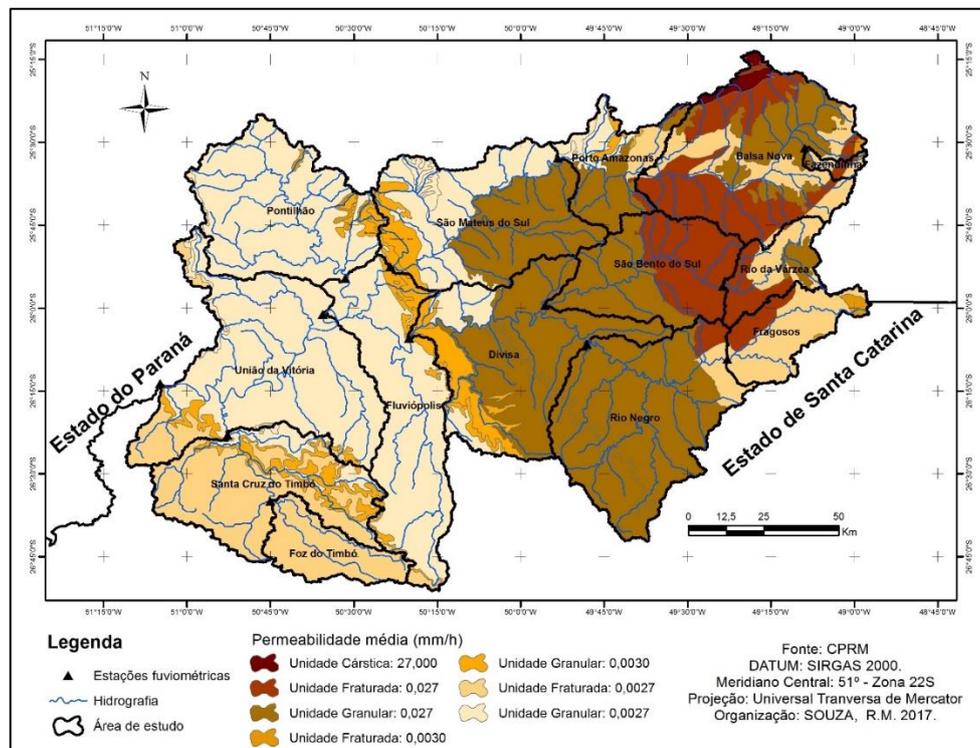


FIGURA 17 - PERMEABILIDADE MÉDIA DAS UNIDADES GEOLÓGICAS



FONTE: Adaptado de Diniz et al, 2014.

Com base na carta de permeabilidade média, efetuou-se o cálculo da permeabilidade média ponderada de cada bacia hidrográfica.

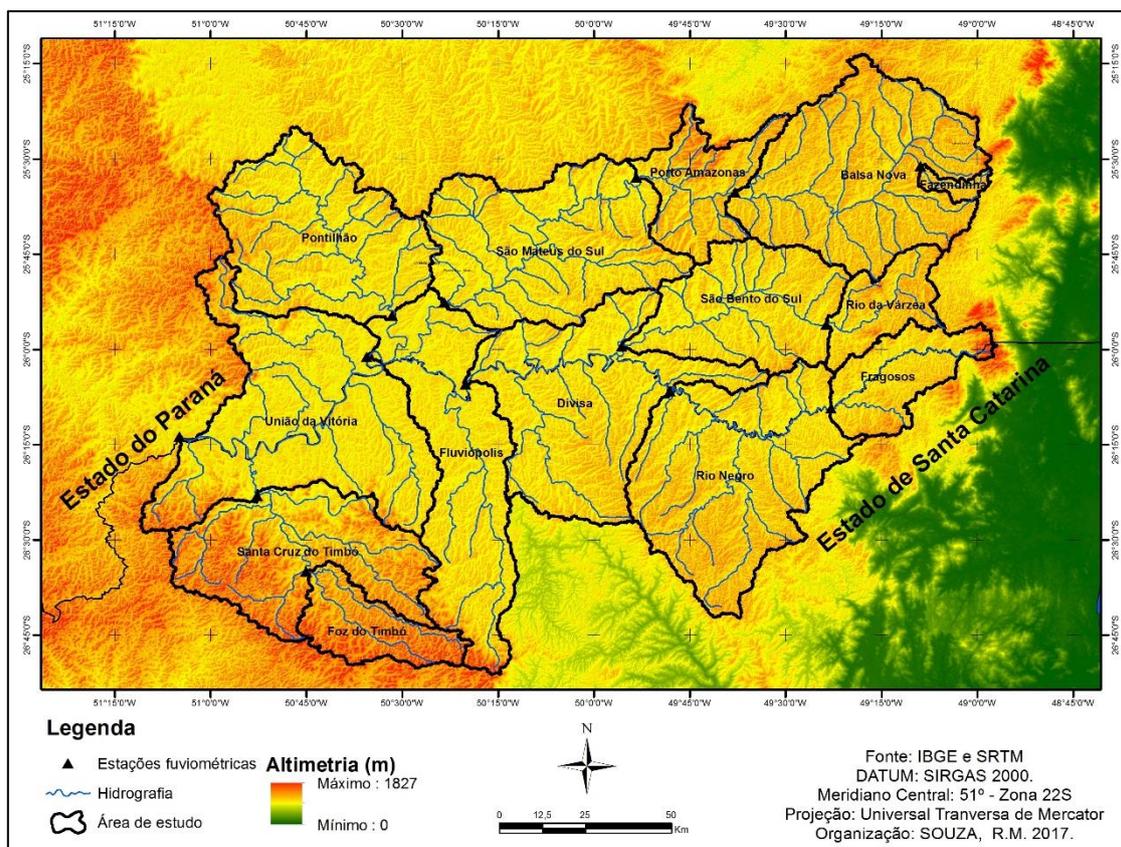
TABELA 4 – PERMEABILIDADE MÉDIA DAS ROCHAS (MM/H) DE CADA BACIA HIDROGRÁFICA.

Bacia	Permeabilidade média
Fazendinha	0,53
Rio da Várzea	0,72
Foz do Timbó	0,11
Fragosos	0,29
São Bento do Sul	1,01
Pontilhão	0,11
Santa Cruz do Timbó	0,10
Balsa Nova	5,37
Rio Negro	0,89
Porto Amazonas	4,18
São Mateus do Sul	2,96
Divisa	0,91
Fluviópolis	1,78
União da Vitória	0,52

A altimetria da área de estudo (figura 18) foi obtida a partir do modelo digital de terreno, com resolução de 30 metros, do projeto TOPODATA. O material é produto de manipulação das imagens de satélite da missão *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*, sendo disponibilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (*INPE*).

As maiores altitudes estão no extremo leste, próximo à Serra do Mar, contemplando as cabeceiras das bacias hidrográficas de Fragosos e Fazendinha e na porção sudoeste da área de estudo, englobando as bacias de Foz do Timbó e Santa Cruz da Cachoeira. As menores altitudes estão situadas entre Pontilhão Fluviópolis e União da Vitória

FIGURA 18 – MODELO DIGITAL DE TERRENO



A tabela 5 traz informações sobre as bacias hidrográficas. No decorrer da pesquisa, será adotado o nome da estação fluviométrica como referência à bacia hidrográfica.

TABELA 5 – ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS

(continua)

Estação	Nome	Área de drenagem (km ²)
65010000	Fazendinha	117
65135000	Rio da Várzea	602
65260000	Foz do Timbó	693
65090000	Fragosos	800
65155000	São Bento do Sul	2.012
65208000	Pontilhão	2.190
65295000	Santa Cruz do Timbó	2.614

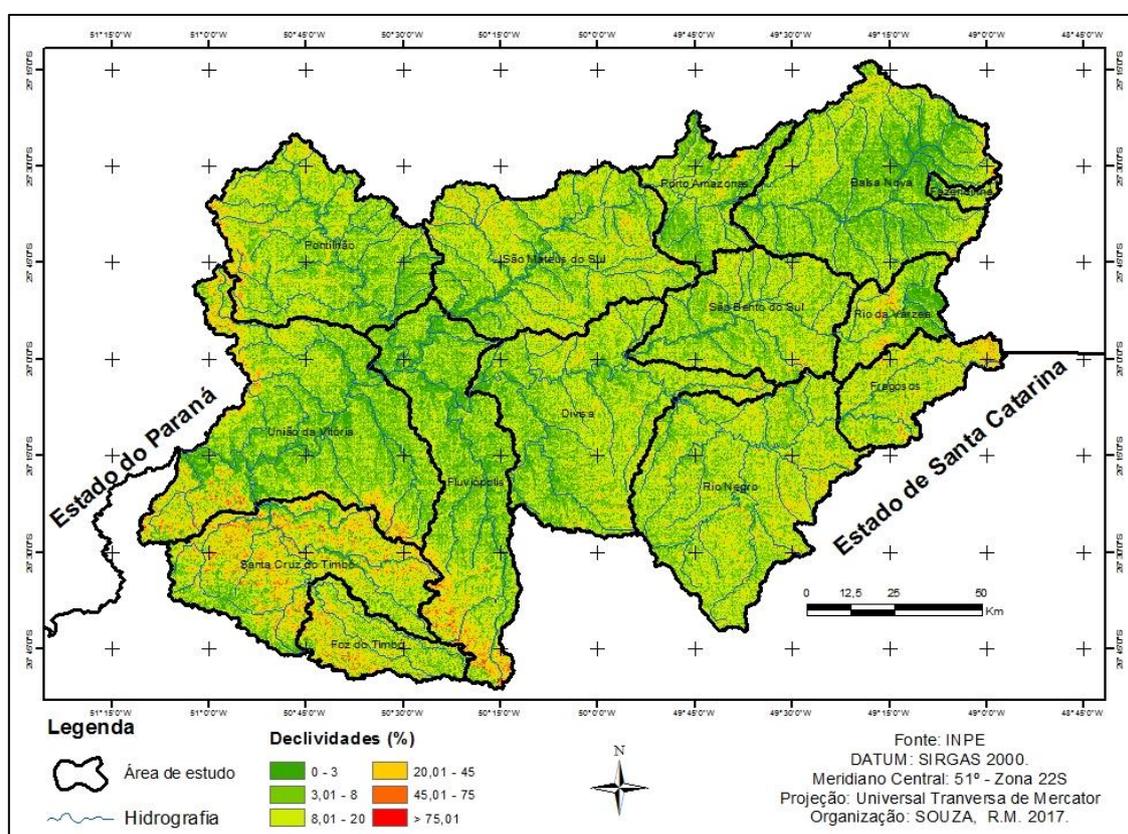
TABELA 5 – ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS

(conclusão)

Estação	Nome	Área de drenagem (km ²)
65028000	Balsa Nova	3.048
65100000	Rio Negro	3.379
65035000	Porto Amazonas	3.662
65060000	São Mateus do Sul	6.065
65175000	Divisa	7.970
65220000	Fluviópolis	18.300
65310000	União da Vitória	24.211

A declividade, figura 19, foi obtida a partir do modelo digital de terreno. Foram adotadas as classes de declividade sugeridas pela Embrapa (1979). A declividade média da área de estudo é 10,2% e as maiores declividades estão relacionadas às áreas de maior altitude.

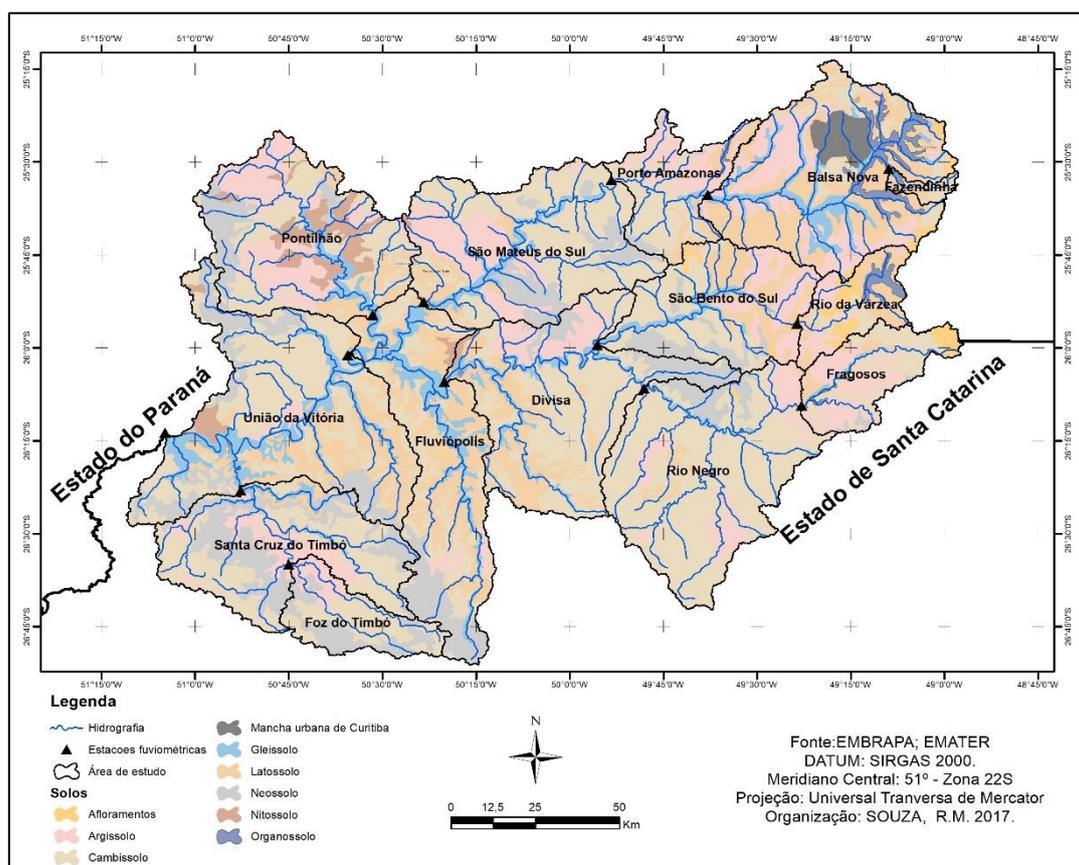
FIGURA 19 – DECLIVIDADE DA ÁREA DE ESTUDO



O clima da região é Subtropical úmido com verões frescos, Cfb, de acordo com a classificação climática de Koppen. Este tipo climático apresenta uma boa distribuição temporal das chuvas e invernos com temperaturas baixas. Essas características resultam da associação entre a posição geográfica, relevo e atuação dos sistemas atmosféricos intertropicais e polares (MENDONÇA e OLIVEIRA, 2007).

O mapa dos tipos de solo (figura 20) da área de estudo foi elaborado com base em dados da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), Instituto Paranaense de Assistência Técnica e Extensão Rural (EMATER) e Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina (EPAGRI).

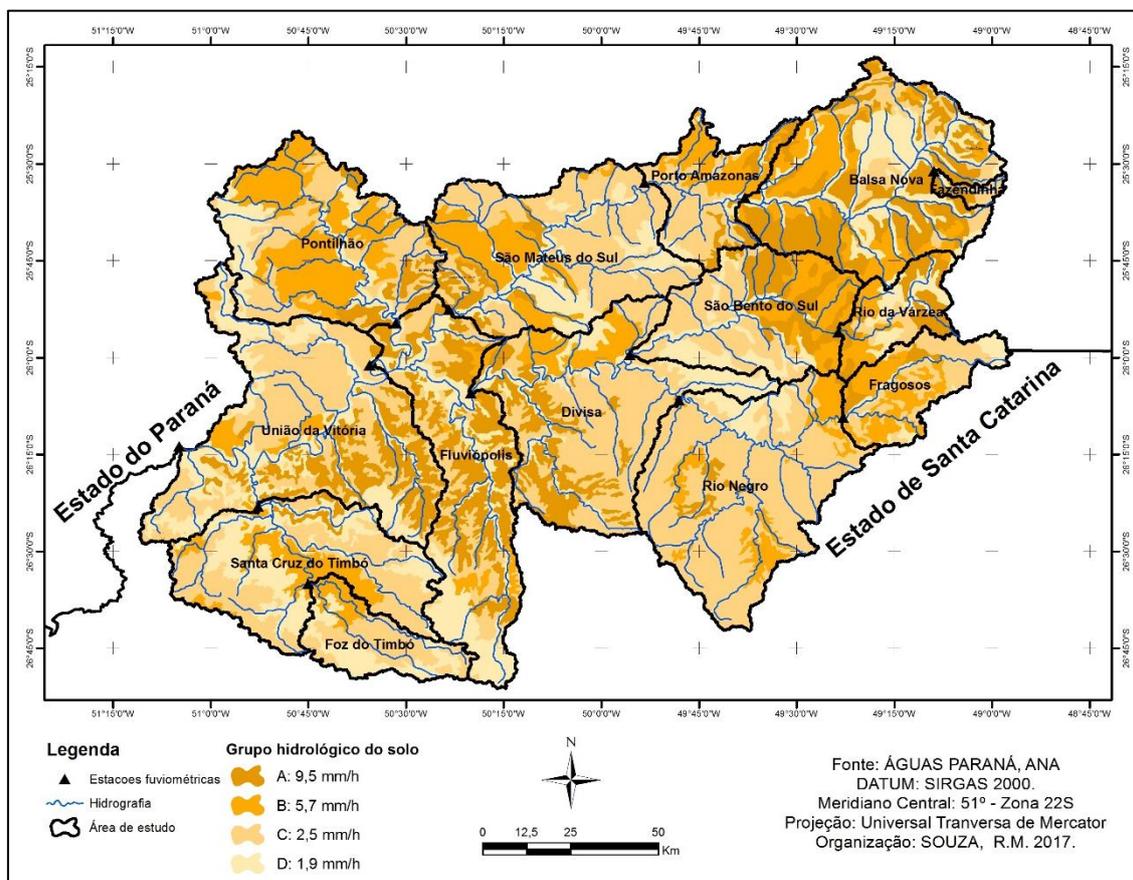
FIGURA 20 – MAPA PEDOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO



Outra opção é classificar os solos de acordo com seu grupo hidrológico. Nesta, os solos são classificados de acordo com a condutividade hidráulica

saturada. Neste trabalho, tendo como base a proposta de Sartori et al (2005), optou-se por esta classificação para as análises mostradas no decorrer da pesquisas. Foram adotados os valores de condutividade hidráulica do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (*USDA*, apud Arnold et al, 2009). A figura 21 mostra os grupos hidrológicos dos solos e seus respectivos valores de condutividade hidráulica (mm/h) na área de estudo.

FIGURA 21 – GRUPO HIDROLÓGICO DOS SOLOS E PERMEABILIDADE MÉDIA



Com base nos dados de permeabilidade média e área de ocorrência dos grupos hidrológicos em cada bacia, efetuou-se o cálculo da permeabilidade média de cada bacia hidrográfica. A tabela 6 mostra os valores encontrados.

TABELA 6 – PERMEABILIDADE MÉDIA DOS SOLOS (MM/H) DE CADA BACIA HIDROGRÁFICA.

Bacia	Permeabilidade média
Fazendinha	5,2
Rio da Várzea	5,5
Foz do Timbó	2,8
Fragosos	4,0
São Bento do Sul	4,9
Pontilhão	3,5
Santa Cruz do Timbó	3,0
Balsa Nova	5,6
Rio Negro	3,3
Porto Amazonas	5,3
São Mateus do Sul	4,6
Divisa	4,0
Fluviópolis	4,2
União da Vitória	4,0

Os dados fluviométricos diários foram fornecidos pela Companhia Paranaense de Energia Elétrica (Copel). O período de análise foi de 01/01/1998 a 31/12/2012, exceto para a estação de São Bento do Sul (65155000), a qual, em virtude de disponibilidade de dados, foi avaliada até 30/06/2009

Para a caracterização pluviométrica, foram utilizados dados de 23 estações pluviométricas, obtidos junto ao AGUASPARANÁ e a ANA (Agência Nacional de Águas). Na sequência, foi obtida a média anual de cada estação e realizada a interpolação, em ambiente *SIG*, pelo método de ponderação do inverso da distância conforme mostra a figura 22.

A precipitação média anual na área de estudo varia entre 1.300 e 1.900 mm. Considerando as bacias embutidas, nota-se que Fragosos, Balsa Nova e Pontilhão apresentam maior heterogeneidade espacial de precipitação. Globalmente, percebe-se uma distribuição espacial da precipitação média anual com pouca heterogeneidade. O predomínio é de precipitações médias anuais entre 1.500 e 1.700 mm

Para verificar a igualdade estatística entre os valores de precipitação média das bacias, foram realizadas análises de agrupamentos e testes de

médias. Nota-se na figura 23 que, globalmente, existe uma tendência de agrupamento das estações em intervalos de 20mm de precipitação, resultando em 5 grupos (Tabela 7).

FIGURA 22 – PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL

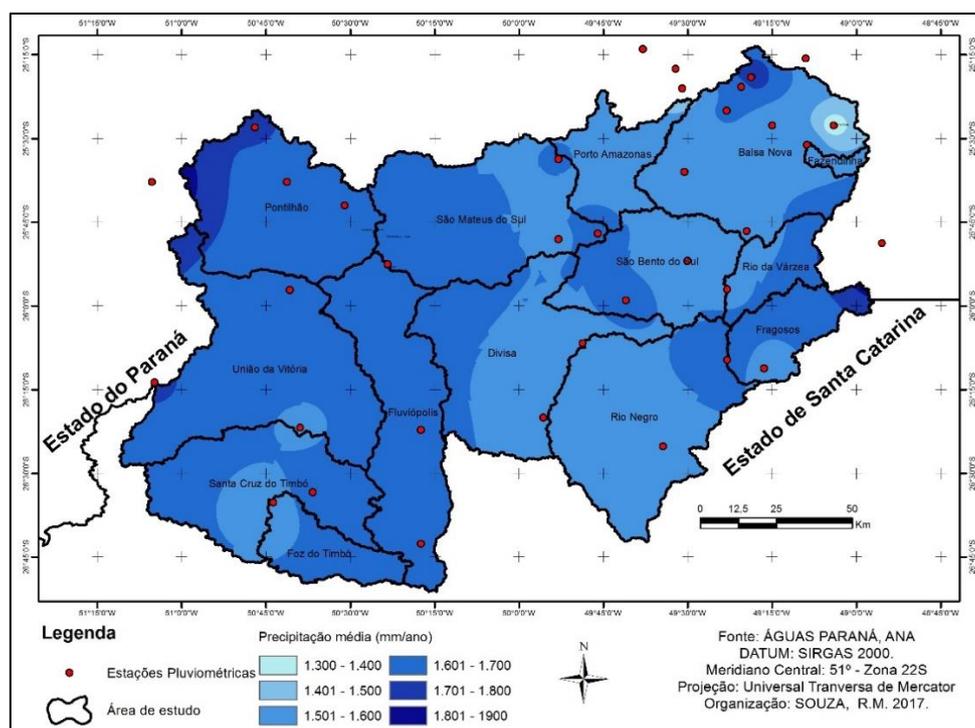


FIGURA 23 – AGRUPAMENTO DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA

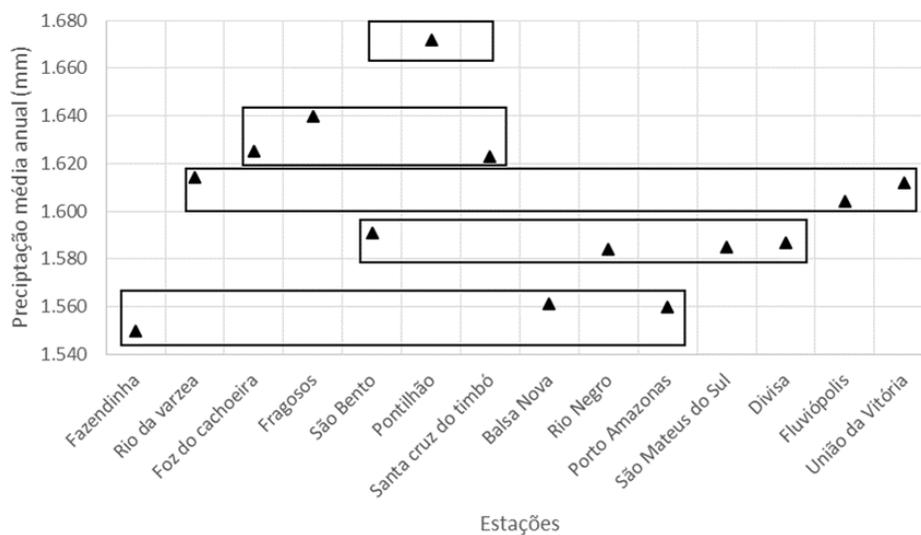


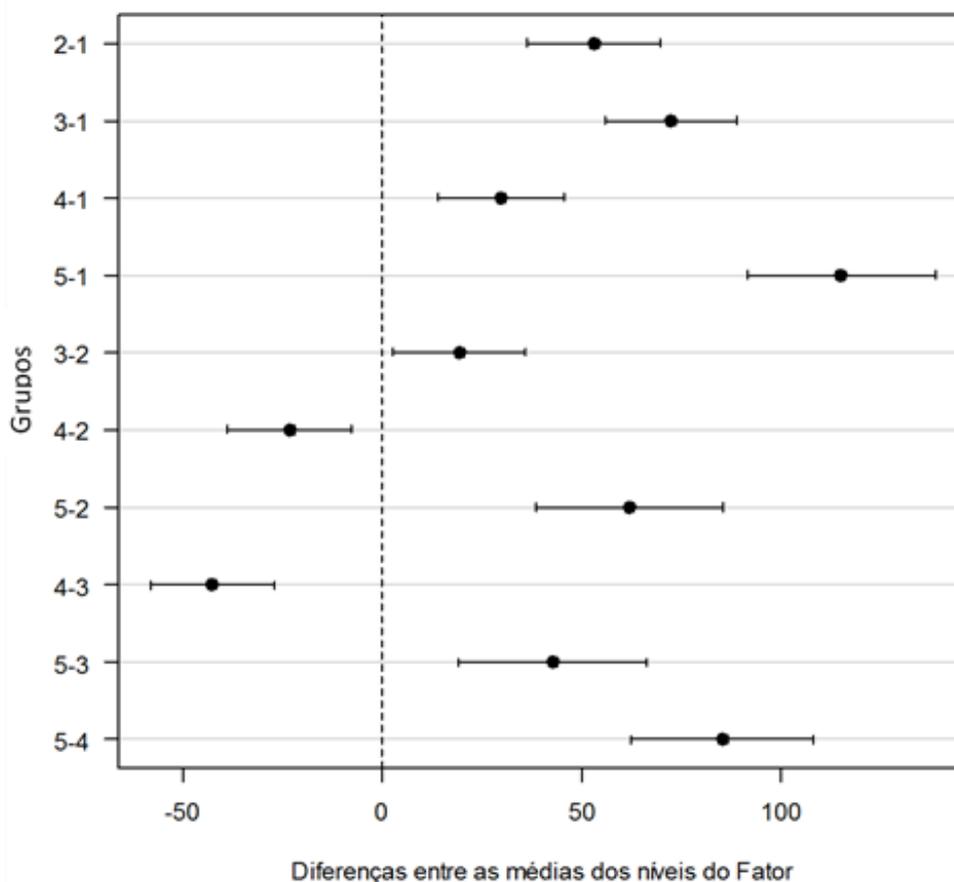
TABELA 7 - AGRUPAMENTO DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL

Grupo	Bacia	Precipitação Média
1	Fazendinha,	1.550
1	Porto Amazonas	1.560
1	Balsa Nova	1.561
2	Fluviópolis	1.604
2	União da Vitória	1.612
2	Rio da Várzea	1.614
3	Santa Cruz do Timbó	1.623
3	Foz do Timbó	1.625
3	Fragosos	1.640
4	Rio Negro	1.584
4	São Mateus do Sul	1.585
4	Divisa	1.587
4	São Bento do Sul	1.591
5	Pontilhão	1.672

Para avaliar a hipótese de igualdade entre os valores médios de precipitação, efetuou-se o teste de médias de Tukey ao nível de significância de 5%. Caso o valor zero pertença ao intervalo de confiança, a hipótese de igualdade não é rejeitada. Observando a figura 24, rejeita-se a igualdade entre os grupos.

No entanto, a tabela 7 mostra os valores de precipitação média para as bacias analisadas, com o menor valor de 1.550mm. para Fazendinha e o maior de 1.672 mm. para Pontilhão. Esta diferença máxima de cerca de 7% nos valores de precipitação pode ser considerada irrelevante frente a grande dimensão da área de estudo. Esta característica da precipitação confere a área de estudo aspecto de região hidrologicamente homogênea, sendo portando adequada para estudo do efeito de escala.

FIGURA 24 – TESTE DE MÉDIAS DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL



3.2 DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE BACIA

Dado o entendimento a priori de que o relevo influencia significativamente os processos hidrológicos, a caracterização morfométrica foi realizada com ênfase na hipsometria, A análise hipsométrica trata das relações existentes entre determinadas unidades horizontais do espaço e sua distribuição no tocante as faixas de altitude do relevo (CHRISTOFOLETTI, 1980). De uma forma geral, é o estudo da variação altimétrica do relevo da bacia hidrográfica considerando o plano horizontal e vertical, propiciando uma percepção tridimensional da bacia hidrográfica. Para estudos hipsométricos utilizam-se Modelos Numéricos do Terreno (MNT), pois são recursos para a produção, análise e interpretação da configuração altimétrica do relevo. As variáveis e suas definições, com base em Christofolletti, 1980 e Santos et al (2010) constam a seguir:

- Altitude máxima (m). Altitude do ponto mais alto da bacia (H_{max});
- Altitude mínima (m). Altitude da foz da bacia (H_{min});
- Altura média (m). Diferença altimétrica entre a altitude média da bacia e a altitude mínima ($Oh = Om - H_{mín}$).
- Amplitude altimétrica máxima (m). Corresponde a diferença altimétrica entre a cota mínima e a cota máxima, situadas em qualquer ponto da extensão da bacia. Este conceito, também indicado como “relevo máximo da bacia” vem sendo aplicado em análises geomorfológicas desde a sua proposição por Schumm (1956, apud Christofolletti, 1980).

A amplitude altimétrica máxima é dada por:

$$H_m = H_{max} - H_{min}. \quad (11)$$

Onde H_m é a amplitude altimétrica máxima da bacia hidrográfica (m); H_{max} é a cota máxima (m) e H_{min} é a cota mínima (m).

- Coeficiente de massividade (CM): corresponde a relação entre a altura média e a área de drenagem, dado por:

$$CM = \frac{Oh}{A} \quad (12)$$

Onde: Oh é a altura média (m) e A é a área de drenagem da bacia (km^2). Conforme Borsato (2005), valores abaixo de 0,5 indicam bacias com maior incidência de terrenos baixos, enquanto valores acima de 0,5 correspondem a bacias com maior percentual de terras altas.

- Coeficiente orográfico (Co): representa o volume rochoso remanescente em uma bacia hidrográfica, o que pode ser interpretado como material disponível a ser erodido. O coeficiente é dado pelo produto da altura média pelo coeficiente de massividade, conforme a equação:

$$Co = Oh * Cm \quad (13)$$

Onde: Oh é a altura média (m) e Cm é o coeficiente de massividade.

- Relação de relevo (Rr). A relação de relevo pode ser calculada por três métodos distintos, propostos por Schumm (1956) e Melton (1957; 1965) citados por Christofolletti (1980).

O método proposto por Schumm (1956, apud Christofolletti, 1980) indica a relação entre a amplitude altimétrica máxima da bacia e o comprimento axial, maior distância medida paralela a linha de drenagem principal. A relação de relevo é calculada pela seguinte equação:

$$Rr = \frac{Hm}{Lv} \times 100 \quad (12)$$

Onde: Rr é a relação de relevo (%), Hm é a amplitude altimétrica máxima da bacia hidrográfica (km) e L_b é o comprimento axial (km).

A relação de relevo proposta por Melton (1957, apud Christofolletti, 1980) considera a relação entre a Hm e o perímetro da bacia hidrográfica (P), expresso na seguinte equação:

$$Rr = \frac{Hm}{P} \times 100 \quad (13)$$

Onde: Rr é a relação de relevo (%), Hm é a amplitude máxima da bacia hidrográfica (km) e P é o perímetro da bacia hidrográfica (km).

Em 1965, o próprio Melton reformulou a sua proposta para cálculo da relação de relevo, substituindo o perímetro da bacia pela raiz quadrada da área da bacia hidrográfica. Alterando a formulação para:

$$Rr = \frac{Hm}{\sqrt{A}} \times 100 \quad (14)$$

Onde: Rr é a relação de relevo (%), Hm é a amplitude altimétrica máxima da bacia hidrográfica (km) e A é a área da bacia hidrográfica (km²). Nesta pesquisa, adotou-se esse método de cálculo.

- Declividade média (m/m). Relação entre a altitude do ponto mais alto e do ponto mais baixo da bacia hidrográfica, dividida pelo seu comprimento, dada por:

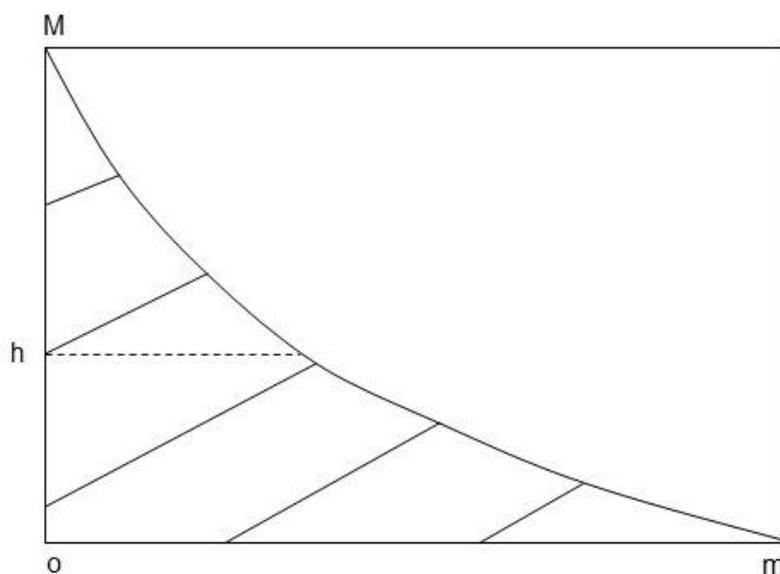
$$S = \left(\frac{Hmax - Hmin}{L} \right) \quad (15)$$

- Integral hipsométrica (IH). Segundo Christofolletti (1980), no estudo hipsométrico de uma bacia hidrográfica, a unidade geométrica consiste em um sólido limitado nas laterais pela projeção vertical do perímetro da bacia. No topo e na base, os limites são dados por planos paralelos que passam, respectivamente, através do cume e do exutório da bacia. Calculando-se as áreas existentes entre cada faixa altimétrica plotando os valores em um gráfico, onde nas ordenadas estão as altitudes e nas abscissas a área, obtém-se a curva hipsométrica.

A curva hipsométrica traz informações sobre o volume rochoso situado abaixo da superfície topográfica e de que forma ele está distribuído desde a base até o topo. Considerando o retângulo da figura 25 como o volume inicial, o espaço situado entre a curva hipsométrica e as linhas inferior e lateral esquerda

representa o volume ainda existente, conhecido por integral hipsométrica. (STRAHLER, 1952; CHRISTOFOLETTI, 1980).

FIGURA 25 – CURVA HIPSONOMÉTRICA



Adaptado de Christofolletti, 1980.

Onde: Mm : curva hipsométrica; Mom : integral hipsométrica; Oh : altura média; Om : área projetada da bacia (proporcional); Mo : diferença altimétrica entre o ponto mais elevado da bacia e o exutório (proporcional).

O cálculo para obtenção da integral hipsométrica pode ser realizado através da equação abaixo.

$$Hi = \frac{Oh}{Hm} \quad (16)$$

Onde: Hi : integral hipsométrica; Oh : altura média (elevação média - elevação mínima) e Hm : amplitude altimétrica (elevação máxima - elevação mínima)

Salienta-se que além dos parâmetros mostrados nesse capítulo, nas análises futuras, a permeabilidade média das rochas e dos solos e declividade são enquadrados como parâmetros de bacia.

3.3 DETERMINAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE

A vazão de base foi caracterizada pela separação do escoamento e obtenção de segmentos de recessão, vazão mínima ($q95$), fluxo de base

específico (*FBE*), reserva ativa, índice de fluxo de base (*BFI*) e constante de recessão (α).

A separação do escoamento e posterior obtenção das variáveis referentes ao escoamento de base foi realizada com a aplicação de duas ferramentas. Primeiramente, foi utilizado o programa *BFLOW* (*Baseflow Filter Program; Programa de filtro de escoamento de base*) para separar o escoamento e obter o coeficiente de recessão. Na sequência, de posse desse valor do coeficiente, foi aplicada uma metodologia proposta por Collischonn e Fan (2013). Essa metodologia tem por objetivo a obtenção do índice de escoamento de base com maior acurácia. Por fim, os valores oriundos da metodologia proposta pelos autores acima citados foram utilizados como dados de entrada no web-software *WHAT* (*Web-based Hydrograph Analysis Tool; Ferramenta de análise de hidrograma baseada em ambiente web*) gerando novos valores de *BFI*, vazão q_{95} e segmentos de recessão

O *BFLOW* é um programa que realiza a separação do escoamento, dividindo-o em escoamento superficial e escoamento de base (ARNOLD et al, 1995). O software permite determinar características do escoamento de base a partir de uma série de vazões. A saída do software traz a o índice de fluxo de base (*BFI*), o número de segmentos individuais de recessão utilizados no cálculo do coeficiente de recessão α , bem como seu valor e os dias de escoamento de base.

Para realizar a separação, o *BFLOW* utiliza o filtro digital, conforme a equação abaixo.

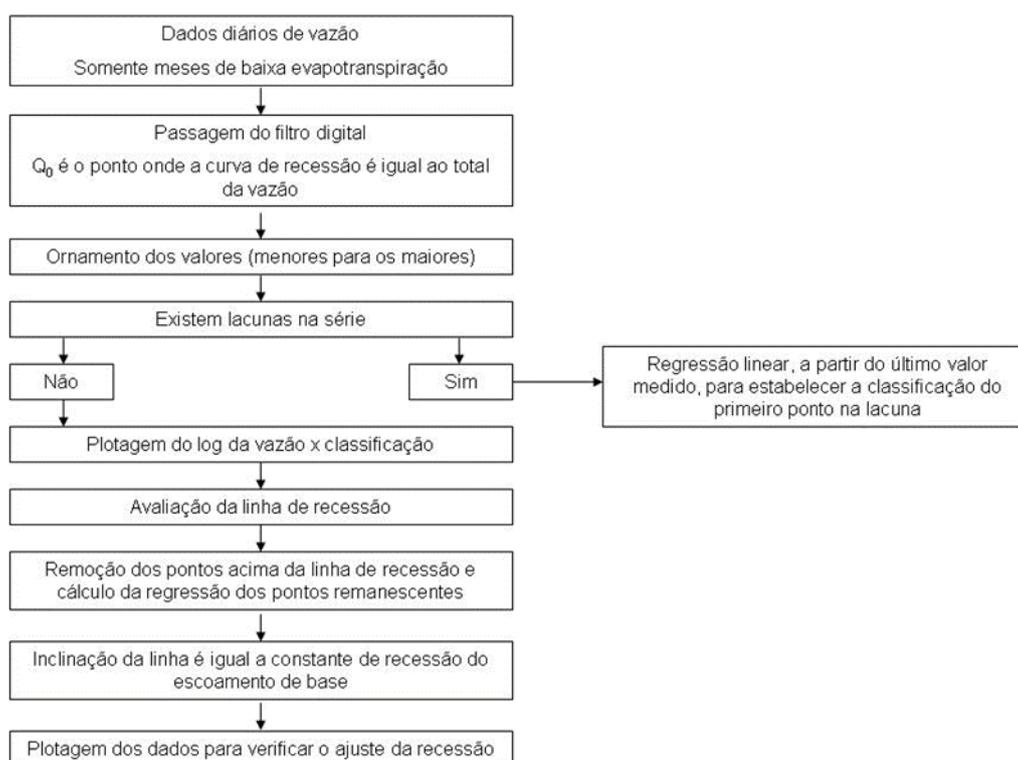
$$f_k = aq_{t-1} + \frac{(1+a)}{2}(Q_t - Q_{t-1}) \quad (17)$$

Onde q corresponde ao escoamento superficial (m^3/s), Q é a vazão total (m^3/s), a é o parâmetro do filtro (adimensional). O escoamento de base é obtido por $Q - q$.

Oscilações diurnas nas vazões podem ser devido à perda de água em ritmo mais acelerado durante o dia, sendo consequência da evapotranspiração. Considerando a sazonalidade do clima, curvas de recessão mais inclinadas são verificadas com maior frequência nas estações quentes do ano, concomitante com a redução do escoamento de base, notadamente em regiões com aquíferos rasos e extensa vegetação, favorecendo o movimento capilar da água

(TALLAKSEN, 1995). Nesta mesma linha de raciocínio, Smakhtin (2001) coloca que a evapotranspiração é um dos fatores naturais que afetam o escoamento de base. Conforme mostra a figura 01, o *BFLOW* realiza o cálculo do α considerando somente os meses de menores valores de evapotranspiração, buscando assim eliminar a influência da evapotranspiração no escoamento de base. No que concerne ao *BFI*, o software não considera a sazonalidade climática. A figura 26 mostra o fluxograma de trabalho do *BFLOW*.

FIGURA 26: ALGORITMO DO *BFLOW*.



FONTE: Adaptado de Arnold et al (1995).

Com base nas cartas climáticas do Estado do Paraná, foram definidos os meses de maio, junho, julho e agosto como sendo de menor evapotranspiração

O filtro passa três vezes pela série de dados. Cada passagem resulta em uma diminuição do escoamento de base. Conforme Arnold et al (1995), na ausência de maiores conhecimentos da área, recomenda-se a utilização da primeira passagem do filtro. Após avaliação criteriosa dos resultados do modelo

adotou-se a primeira passagem do filtro para a separação do escoamento nas bacias de estudo.

Para o cálculo do coeficiente de recessão α , adotaram-se recessões com duração superior a seis dias.

Na sequência, utilizou o programa *WHAT*. Conforme Lim et al. (2005), o *WHAT* é um software que realiza a separação do escoamento por três métodos: método dos mínimos locais, filtro digital de um parâmetro (*BFLOW*) e filtro digital de dois parâmetros de Eckhardt (2005). Neste trabalho, foi utilizada a opção de separação do escoamento com o filtro de dois parâmetros.

No desenvolvimento do *WHAT*, Lim et al. (2005) compararam os resultados obtidos com o filtro de Eckhardt (2005) aos do *BFLOW*, estes previamente validados, em 50 estações em Indiana, Estados Unidos, com área de drenagem variando entre 33km² e 314 km². O coeficiente de Nash –Sutcliffe obtido foi 0,91, validando desta forma a utilização da ferramenta.

Como dados de entrada para a utilização do filtro de Eckhardt (2005), o *WHAT* requer a série de dados da estação em análise, a constante de recessão do escoamento e o *BFI*_{max}. Como saída, têm-se a separação do escoamento e o *BFI*.

A constante de recessão do escoamento foi obtida com a utilização software do *BFLOW*. O valor do *BFI*_{max} pode ser o sugerido a priori por Eckhardt (2005), conforme tabela 2, ou estimado a partir da aplicação do filtro inverso proposto por Collischonn e Fan (2013).

A partir da aplicação do filtro inverso, verificou-se que ocorrem diferenças entre os valores de *BFI*_{max} na área de estudo, excetuando as estações Fluiópolis e União da Vitória, ambas com área de drenagem significativamente superior as demais.

A tabela 8 mostra os valores de *BFI*_{max} obtidos para a área de estudo a partir da aplicação do filtro inverso, sendo este o utilizado na aplicação do *WHAT*. Ressalta –se que os valores sugeridos por Eckhardt (2005) são iguais a 0,8.

TABELA 8 – COMPARAÇÃO ENTRE *BFIMAX* NA ÁREA DE ESTUDO

Estação	Área (km²)	BFI_{max}	Diferença ao BFI sugerido (%)
Fazendinha	117	0,61	-23,8
Rio da Várzea	602	0,70	-12,5
Foz do Timbó	693	0,58	-27,5
Fragosos	800	0,74	- 7,5
São Bento do Sul	2.012	0,77	- 3,8
Pontilhão	2.190	0,50	-37,5
Santa Cruz do Timbó	2.614	0,67	-16,3
Balsa Nova	3.048	0,73	-8,8
Rio Negro	3.379	0,67	-16,3
Porto Amazonas	3.662	0,68	-15,0
São Mateus do Sul	6.065	0,72	-10,0
Divisa	7.970	0,73	-8,8
Fluviópolis	18.300	0,8	0,0
União da Vitória	24.211	0,8	0,0

Importante ressaltar que os resultados oriundos do *WHAT* foram os utilizados para a obtenção das características da vazão de base.

3.3.1 Determinação da constante de recessão α através de curvas de recessão mestras.

A geração de curva de recessão mestra (*CRM*) tem por objetivo a obtenção da constante de recessão do escoamento de base (α). O *BFLOW* fornece automaticamente a constante α , porém, com o objetivo de validar os resultados, foram elaboradas as curvas de recessão mestra das bacias hidrográficas pelos métodos manuais Matching Strips e Correlação.

A obtenção da *CRM* ocorre através da utilização dos segmentos de recessão. Foram considerados como segmentos de recessão os momentos nos

quais a vazão de base foi igual à vazão total. A tabela 9 mostra o número de segmentos para cada bacia hidrográfica.

TABELA 9 – NÚMERO DE SEGMENTOS DE RECESSÃO DE CADA BACIA HIDROGRÁFICA

Bacia	Nº de segmentos de recessão
Fazendinha	34
Rio da Várzea	30
Foz do Timbó	27
Fragosos	15
São Bento do Sul	35
Pontilhão	19
Santa Cruz do Timbó	24
Balsa Nova	27
Rio Negro	18
Porto Amazonas	34
São Mateus do Sul	30
Divisa	25
Fluviópolis	32
União da Vitória	31

O período indicado para avaliação da recessão ao *BFLOW* correspondia aos meses de menor evapotranspiração, assim, o mesmo procedimento foi adotado para a elaboração da *CRM* e posterior cálculo do α .

Para a obtenção da constante de recessão α pelo método de Boussinesq, foi realizada uma adaptação na proposta original. Originalmente, o método considera a diferença entre a raiz quadrada da vazão no início e no final de uma recessão e o tempo de cada recessão, ou seja, obtêm-se uma constante de recessão para cada segmento. Nesta pesquisa, aplicou-se o método de Boussinesq a todos os segmentos de recessão utilizados na elaboração da *CRM*. Dado que cada recessão apresenta uma constante, foi adotada a constante média para análise.

3.3.2 Reserva ativa e Fluxo de Base Específico.

A reserva ativa pode ser definida como o volume de água localizado na parte superior de um aquífero, atuando de forma direta no escoamento de base de uma bacia hidrográfica. Essa reserva, também chamada de reserva reguladora, equivale a recarga média multianual do aquífero ou potencial renovável de água subterrânea, correspondendo ao escoamento de base de um rio, desde que não ocorram retiradas significativas de água ou recarga profunda em aquíferos confinados (LOPES, 2004). Adotou-se aqui o termo fluxo de base específico (*FBE*) para esta variável.

Para Liazi et al (2007), a reserva ativa corresponde ao escoamento de base subtraído pelas vazões mínimas. Neste trabalho, adotou-se essa definição para a reserva ativa e a vazão q_{95} como vazão mínima.

Nota-se que enquanto o *FBE* tem foco no volume de água disponibilizado pelo escoamento de base, a reserva ativa traz a ideia de preservação da disponibilidade hídrica de um aquífero.

3.4 AVALIAÇÕES ESTATÍSTICAS

Para avaliações estatísticas, utilizou de estatística descritiva, correlações, regressões múltiplas, testes de médias e análises de agrupamentos. Para avaliar os resultados estimados, foi utilizado o coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970).

Conforme Rogerson (2012), a estatística descritiva refere-se ao uso de métodos que são aplicados para descrever e resumir as características das variáveis, sendo considerada uma técnica exploratória. Para a execução dessa etapa, foi utilizado o software Microsoft Excel 2013.

As correlações dizem respeito ao grau de associação linear entre variáveis, enquanto a regressão estuda o relacionamento entre uma variável dependente e um conjunto de variáveis independentes, permitindo prever valores da variável dependente a partir de valores das variáveis independente (ROGERSON, 2012). As correlações foram efetuadas com o software Microsoft Excel 2013.

As regressões foram efetuadas através do software Action por meio da ferramenta de seleção automática do modelo de regressão com o método *forward*. O método insere, em primeiro lugar, a variável independente com maior correlação com a variável dependente. O processo de inserção continua com a inclusão de variáveis significativas para o ajuste do modelo, finalizando quando não existirem mais essas variáveis. Foram retiradas as variáveis que apresentavam valor *p* acima de 0,05. Assim, aceita-se a hipótese de que variáveis com valor *p* acima do referido valor não contribuíam de forma significativa ao modelo.

De posse das variáveis independentes que satisfizeram as condições anteriores, verificou-se a colinearidade no modelo pelo teste de Fator Inflacionário da Variância (*VIF*), através do software PhStat. Neste teste, variáveis que apresentam *VIF* acima de 5,0 devem ser descartadas devido à alta correlação que possuem com outras variáveis do modelo.

Foi realizada a análise de normalidade de resíduos dos modelos de regressão. A normalidade é necessária para dar confiabilidade ao ajuste do modelo de regressão. Espera-se, ao nível de significância de 5%, que os resíduos apresentem um comportamento linear e valor *p* superior a 0,05. Satisfeitas essas condições, pode-se considerar o modelo adequado estatisticamente.

A análise das médias foi efetuada pelo teste de Tukey. O teste baseia-se na diferença mínima significativa, conforme equação abaixo:

$$\Delta = q \sqrt{\frac{QMRes}{r}} \quad (18)$$

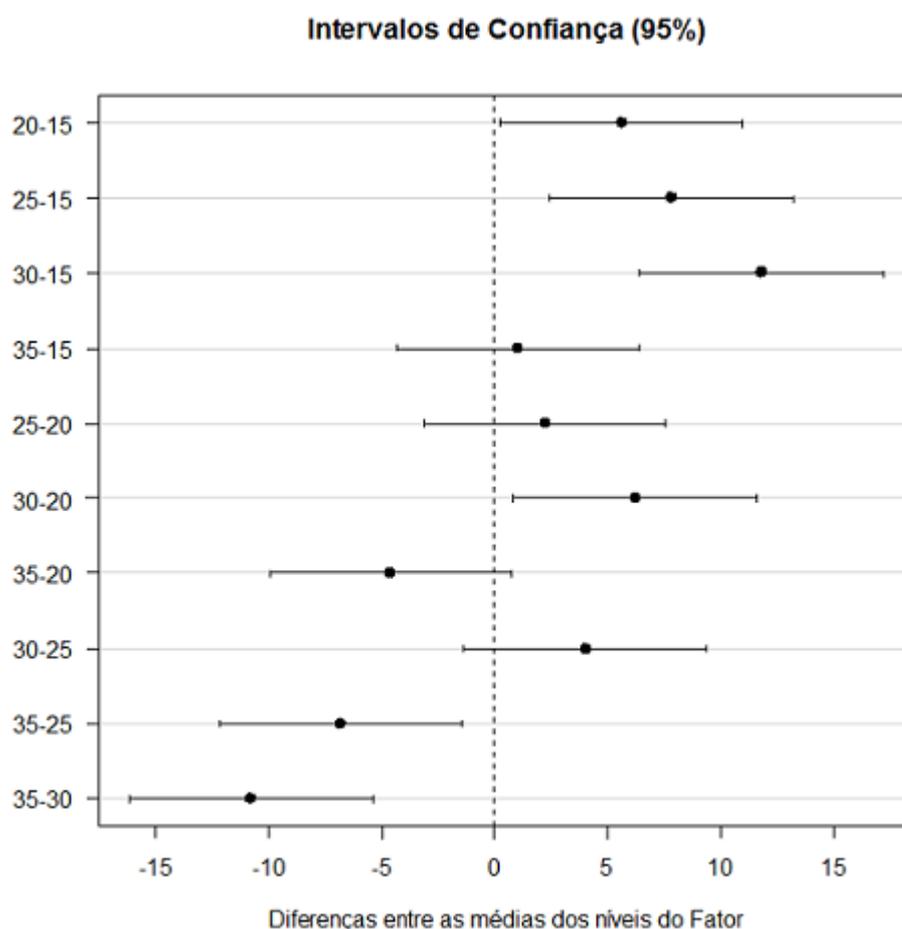
Onde *q* é a amplitude total studentizada, *QMRes* é o quadrado médio do resíduo e *r* é o número de repetições. Perante um nível de significância de 5%, para as variáveis que apresentarem valor $p < 0,05$, ou na forma gráfica, se o valor 0 pertencer ao intervalo de confiança, não rejeita-se a hipótese de igualdade. No exemplo (figura 27), para os níveis 35-15, 25-20, 35-20 e 30-25 admite-se a igualdade.

A análise de agrupamentos foi efetuada através do método hierárquico com a utilização do algoritmo *ward*. O método hierárquico começa com *n* grupos (onde *n* é o grupo de observações), na sequência, dois grupos são fundidos, permanecendo *n*-1 grupos. O procedimento continua até que o número desejado

de grupos seja atingido. O método é chamado de hierárquico porque após a inclusão de uma variável em um grupo, ela ali permanecerá até o final do agrupamento (ROGERSON, 2012).

Ainda de acordo com Rogerson (2012), o algoritmo *ward* trabalha para que a variabilidade dentro de cada grupo permaneça a menor possível. Assim, em cada etapa, todas as fusões potenciais reduzirão o número de grupos atuais em uma unidade. A cada fusão, aumenta-se o total da soma de quadrados internos, a qual pode ser entendida como a quantidade de dispersão sobre o grupo de centroides. O algoritmo então escolhe a fusão que resulta no menor aumento da soma de quadrado internos. Pode-se considerar que ocorre uma maximização da homogeneidade dentro dos grupos.

FIGURA 27 – RESULTADO GRÁFICO DE UM TESTE DE MÉDIAS.



FONTE: <http://www.portaaction.com.br/manual-action/341-teste-de-tukey>

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 HETEROGENEIDADE E EFEITO DE ESCALA NOS PARÂMETROS DE BACIA

A caracterização morfométrica das bacias hidrográficas levou à obtenção de determinados parâmetros de bacia, a saber: área de drenagem, altitude máxima, altitude mínima, altitude média, amplitude altimétrica máxima, relação de relevo, declividade média, integral hipsométrica, coeficiente de massividade e coeficiente orográfico. Aliado a esses parâmetros oriundos da morfometria, também foram considerados como parâmetros de bacia a permeabilidade média das rochas e dos solos (Tabela 10). A avaliação desses parâmetros será realizada no decorrer deste capítulo

TABELA 10 – PARÂMETROS DE BACIA DA ÁREA DE ESTUDO.

(continua)

Bh	<i>Ad</i>	<i>Hmax</i>	<i>Hmin</i>	<i>Hmed</i>	<i>Hm</i>	<i>Rr</i>	<i>S</i>	<i>HI</i>	<i>Cm</i>	<i>Co</i>	<i>Pr</i>	<i>Ps</i>
1	117	1.263	879	930	384	35,50	9,9	0,133	0,4359	22,23	0,53	5,2
2	602	1.286	808	918	478	19,48	10,1	0,230	0,1827	20,10	0,72	5,5
3	693	1.414	891	1.133	523	19,87	14,5	0,463	0,3492	84,51	0,11	2,8
4	800	1.515	772	907	743	26,27	13,4	0,182	0,1688	22,78	0,29	4,0
5	2012	1.286	768	874	518	11,55	9,6	0,205	0,0527	5,58	1,01	4,9
6	2190	1.321	755	854	566	12,09	9,9	0,175	0,0452	4,48	0,11	3,5
7	2614	1.414	745	1.063	669	13,08	15,5	0,475	0,1217	38,69	0,10	3,0
8	3048	1.446	854	924	592	10,72	7,8	0,118	0,0230	1,61	5,37	5,6
9	3379	1.515	770	892	745	12,82	11,4	0,164	0,0361	4,40	0,89	3,3
10	3662	1.445	778	928	667	11,02	7,9	0,225	0,0410	6,14	4,18	5,3
11	6065	1.446	758	894	688	8,83	8,9	0,198	0,0224	3,05	2,96	4,6
12	7970	1.515	731	870	784	8,78	7,7	0,177	0,0174	2,42	0,91	4,0

TABELA 10 – PARÂMETROS DE BACIA DA ÁREA DE ESTUDO.

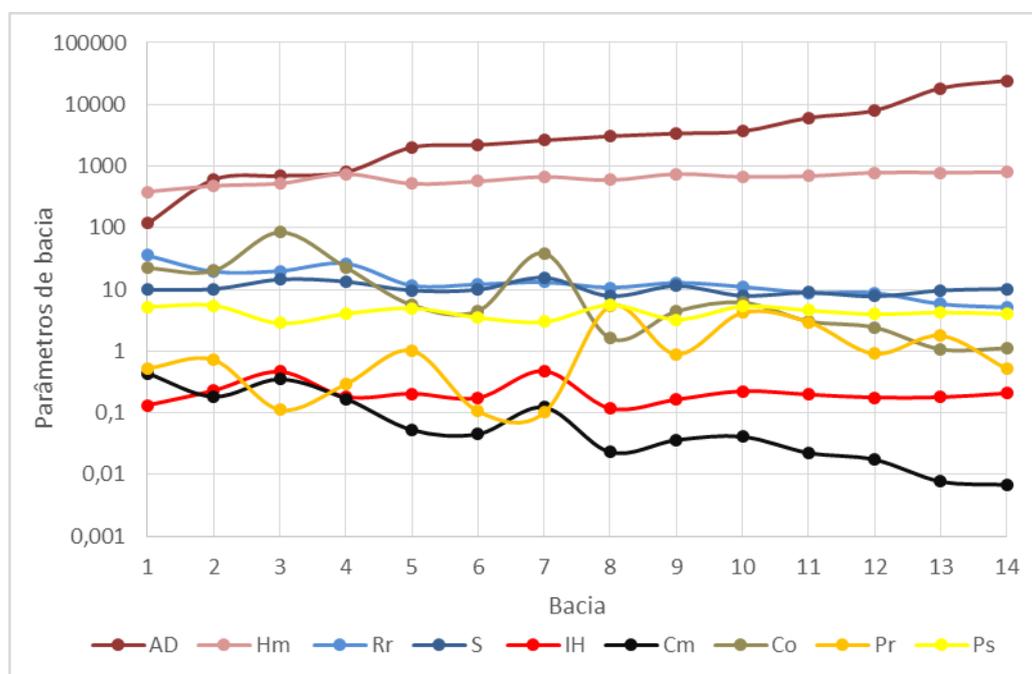
(conclusão)

Bh	Ad	Hmax	Hmin	Hmed	Hm	Rr	S	HI	Cm	Co	Pr	Ps
13	18.300	1.515	731	871	784	5,80	9,6	0,179	0,0077	1,07	1,78	4,2
14	24.211	1.515	722	887	793	5,10	10,2	0,208	0,0068	1,12	0,52	4,0

1: Fazendinha; 2: Rio da Várzea; 3: Foz do Timbó; 4: Fragosos; 5: São Bento do Sul; 6: Pontilhão; 7: Santa Cruz do Timbó; 8: Balsa Nova; 9: Rio Negro; 10: Porto Amazonas; 11: São Mateus do Sul; 12: Divisa; 13: Fluviópolis; 14: União da Vitória. Bh: bacia hidrográfica; Ad: área de drenagem (km²); Hmax: altitude máxima (m); Hmin (m): altitude mínima (m); Hmed: altitude média (m); Hm: amplitude altimétrica máxima (m); Rr: relação de relevo; S: declividade média (%); HI: integral hipsométrica; Cm: coeficiente de Massividade; Co: coeficiente orográfico. Pr: permeabilidade média das rochas; Ps: permeabilidade média dos solos.

A figura 28 apresenta uma visão de conjunto dos parâmetros de bacia avaliados. A numeração das bacias segue a ordem apresentada na tabela 10, com a sequência indicando o aumento da área de drenagem.

FIGURA 28 – PARÂMETROS DE BACIA DA ÁREA DE ESTUDO.



A maior amplitude altimétrica foi encontrada em União da Vitória. No entanto, entende-se que dado a área de drenagem, a amplitude altimétrica da referida bacia não tem o mesmo impacto do que as amplitudes de bacias de

cabeceira, as quais não sofrem influência de outras bacias à montante e apresentam as menores áreas. Essa última característica também resulta em respostas mais rápidas dos processos hidrológicos.

Portanto, considerando as bacias de cabeceira, verifica-se a maior amplitude em Fragosos e a menor em Fazendinha, indicando as bacias, respectivamente, com maior e menor gradiente altimétrico. Dado que maiores valores de amplitude altimétrica favorecem o escoamento rápido, considerando-se somente a amplitude, Fragosos apresenta o maior potencial ao rápido escoamento de águas pluviais, enquanto Fazendinha caracteriza-se como o oposto.

A bacia hidrográfica Fazendinha apresentou a maior relação de relevo, e no oposto, União da Vitória a menor. Dado Fazendinha ser a menor bacia e estar situada próxima a Serra do Mar, os valores extremos deste parâmetro estão de acordo com o esperado. Em relação a União da Vitória, o tamanho da área de drenagem suaviza os extremos e explica o resultado encontrado.

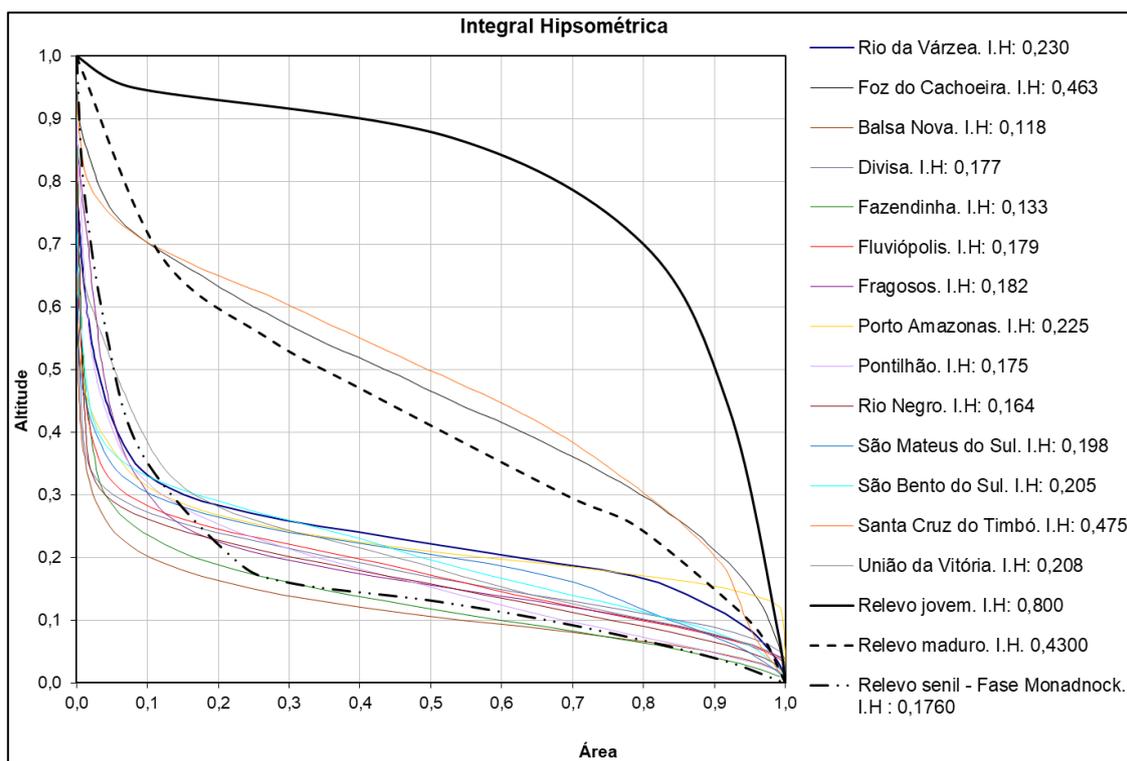
As maiores declividades foram verificadas em Santa Cruz do Timbó e Foz do Timbó. Essas bacias estão sobre os derrames basálticos na área do Terceiro Planalto Paranaense, diferindo das outras bacias da área de estudo, indicando que a geologia pode ser a variável explicativa nesse quesito.

Semelhante aos resultados verificados para a declividade média, as bacias de Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó destacaram-se com os maiores valores de integral hipsométrica. As referidas bacias apresentam boa parte de sua área acima da linha referente ao relevo maduro (Figura 29), com predomínio do Basalto, rocha ígnea com menor porosidade primária quando comparada as outras rochas da área de estudo. A cobertura basáltica data de tempos menos remotos se comparada às litologias do restante da área. Balsa Nova e Fazendinha ficaram abaixo da linha referente ao relevo maduro.

No que concerne ao coeficiente de massividade, a bacia de Fazendinha tem o maior valor, enquanto União da Vitória apresenta o menor coeficiente. Coeficientes abaixo de 0,5 correspondem a bacias com distribuição de relevos mais baixos e coeficientes acima do referido valor equivalem a bacias com maior distribuição de relevos mais altos. Caso ocorra porcentagem elevada de relevos baixos ou altos, a maior parte da área será plana, facilitando a infiltração

(BORSATO, 2005). Excetuando Fazendinha e Foz do Timbó, verifica-se considerável porcentagem de relevos baixos na área de estudo, indicando que a área, considerando somente o coeficiente de massividade, apresenta condições que favorecem a infiltração.

FIGURA 29 – INTEGRAL HIPSOMÉTRICA DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS



Referente ao coeficiente orográfico, a análise conjunta dos parâmetros de bacia destaca, em ordem decrescente de valores, Foz do Timbó (3) e Santa Cruz do Timbó (7). Conforme Sousa e Rodrigues (2012) o coeficiente orográfico representa o volume rochoso remanescente em uma bacia hidrográfica, o que pode ser interpretado como material disponível a ser erodido. Entende-se também que quanto maior o coeficiente orográfico, mais jovem é o relevo, o que explica os resultados semelhantes aos encontrados para a integral hipsométrica.

A permeabilidade médias das rochas é um dos parâmetros de bacia com maior variação na área de estudo. Nota-se que as bacias de que apresentaram o maior coeficiente orográfico possuem a menor permeabilidade. Essa característica está relacionada também ao Basalto, que apresenta menor permeabilidade quando comparado a rochas sedimentares da área de estudo.

Com maior permeabilidade, destaca-se Balsa Nova. A referida bacia possui grande parte de sua área com cobertura cárstica, o que naturalmente facilita a permeabilidade.

Percebe-se que as bacias que apresentaram valores altos de permeabilidade das rochas também apresentam esse comportamento para a permeabilidade dos solos, ocorrendo o mesmo para os menores valores. Fato decorrência da estreita ligação entre geologia e solos.

Índices morfométricos referente a altitude, considerados como primários, não foram objeto de análise mais detalhada, a saber: Altitude máxima, altitude mínima e altitude média. Do ponto de vista hidrológico, esses índices não são capazes de explicar variações de processos hidrológicos. Nesse sentido, entende-se que a amplitude altimétrica é um parâmetro que pode ser utilizado como substituto dos índices excluídos, sendo adotado no restante do estudo.

A estatística descritiva dos parâmetros de bacia é mostrada na tabela 11.

TABELA 11 – ESTATÍSTICA DESCRITIVA DOS PARÂMETROS DE BACIA.

	<i>Ad</i>	<i>Hm</i>	<i>Rr</i>	<i>S</i>	<i>I.H</i>	<i>Cm</i>	<i>Co</i>	<i>Pr</i>	<i>Ps</i>
Média	5.405	638	14	10	0,22	0,11	16	1,39	4,00
Moda	-	784	-	9,90	-	-	-	-	-
Mediana	2.831	668	11,82	9,90	0,19	0,04	5,03	0,80	4,12
Mínimo	117	384	5,10	7,70	0,12	0,01	1,07	0,10	2,83
Máximo	24.211	793	35,50	15,50	0,48	0,44	84,51	5,37	5,57
1º quartil	773,25	521,75	8,82	8,65	0,17	0,02	2,22	0,25	3,44
3º quartil	6.541	754,75	19,58	11,90	0,23	0,17	22,37	2,07	5,22
Amplitude	24.094	409	30,40	7,80	0,36	0,43	83,44	5,27	2,73
<i>DPM</i>	1.909	34,64	2,23	0,65	0,03	0,04	6,11	0,44	0,25
Variância	51.056.825	16.805,67	69,81	5,94	0,01	0,02	521,86	2,70	0,86
<i>DP</i>	7.145	129,64	8,36	2,44	0,11	0,13	22,84	1,64	0,93
<i>CV</i>	1,32	0,20	0,58	0,23	0,50	1,18	1,47	1,18	0,22

Ad: área de drenagem; *Hm*: amplitude altimétrica máxima (m); *Rr*: relação de relevo; *S*: declividade média (%); *I.H*: integral hipsométrica; *Cm*: coeficiente de Massividade; *Co*:

coeficiente orográfico. *Pr*: permeabilidade das rochas; *Ps*: permeabilidade dos solos; *DPM*: Desvio padrão da média; *DP*: Desvio padrão; *CV*: Coeficiente de variação.

Avaliando-se pelo coeficiente de variação, nota-se que o Coeficiente Orográfico é o parâmetro de bacia com maior variação dentro da área de estudo. Entende-se que essa variação tem forte influência das diferentes áreas das bacias, dado que além do parâmetro citado, a Integral Hipsométrica e Coeficiente de Massividade a consideram no cálculo e estão entre os parâmetros de bacia com maior coeficiente de variação. Observa-se que a variação é influenciada pelos valores do Coeficiente Orográfico oriundos de Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó, bacias que já se apresentaram características distintas em análises anteriores. A permeabilidade média das rochas também destaca-se quanto a variação. Pode-se afirmar que o fato decorre dos valores elevados de permeabilidade de Balsa Nova e Porto Amazonas e dos pequenos valores de Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó.

A influência da área de drenagem nos parâmetros de bacia é mostrada nas figuras 30 e 31.

FIGURA 30 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM COM PARÂMETROS DE BACIA I.

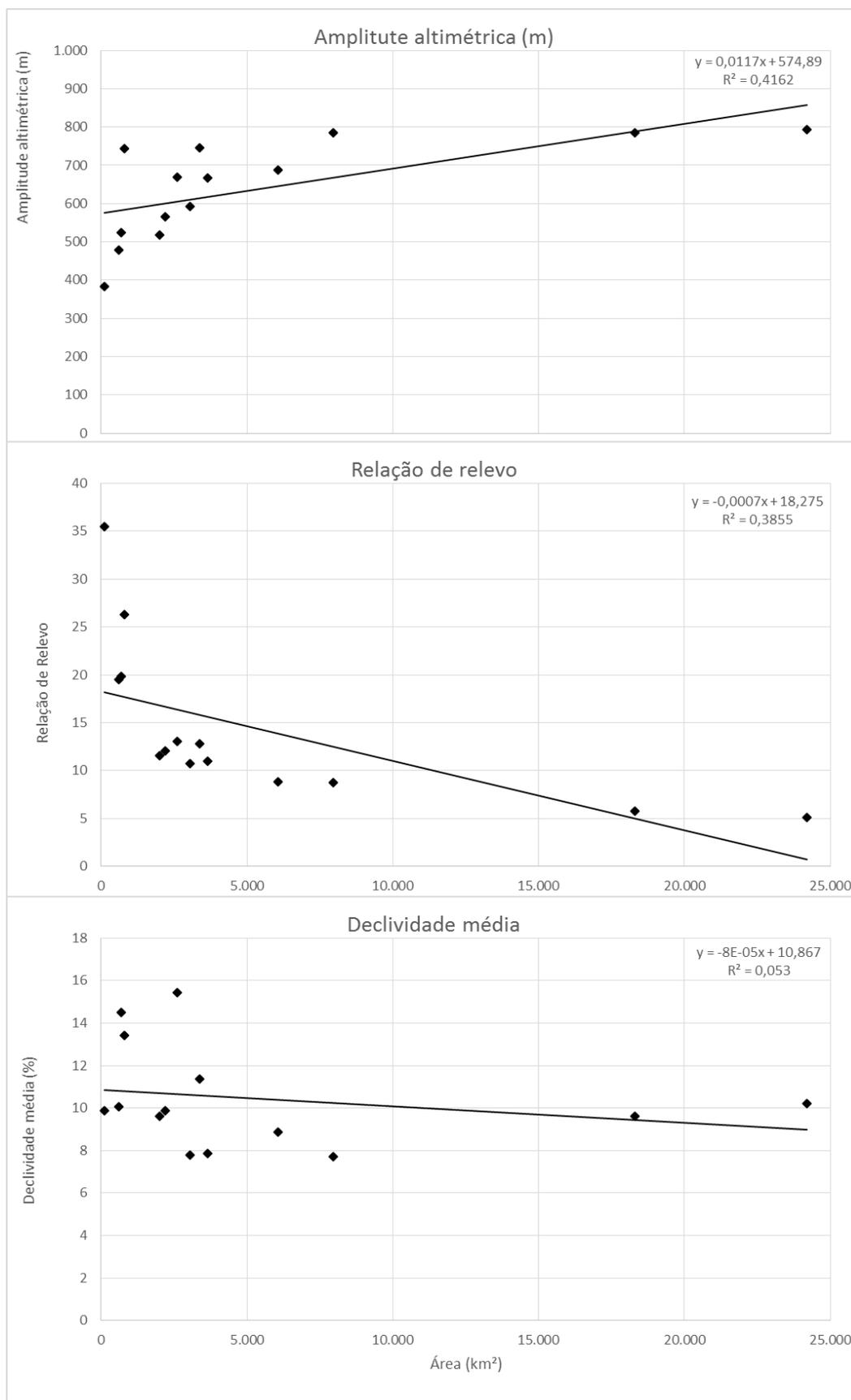
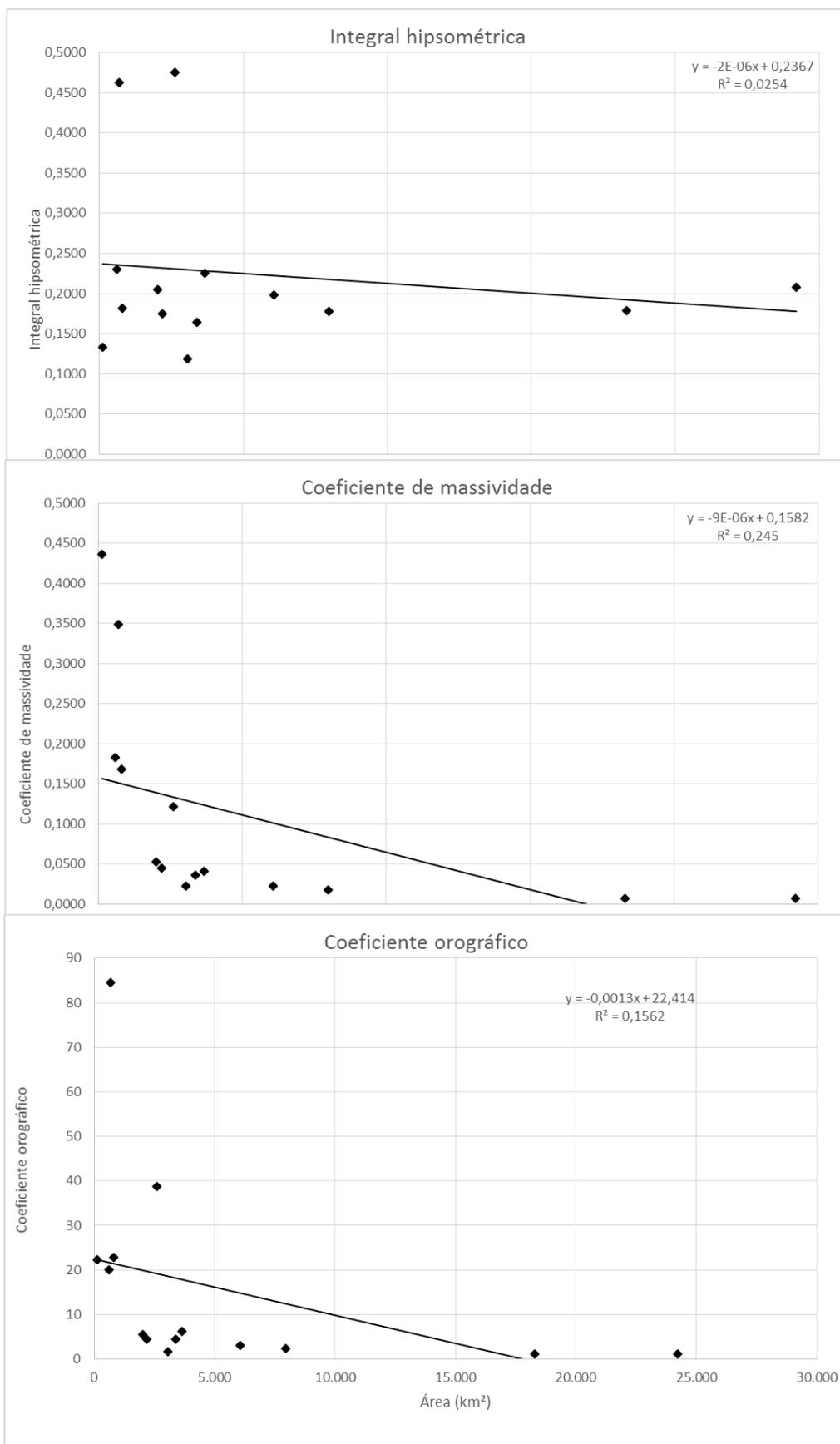


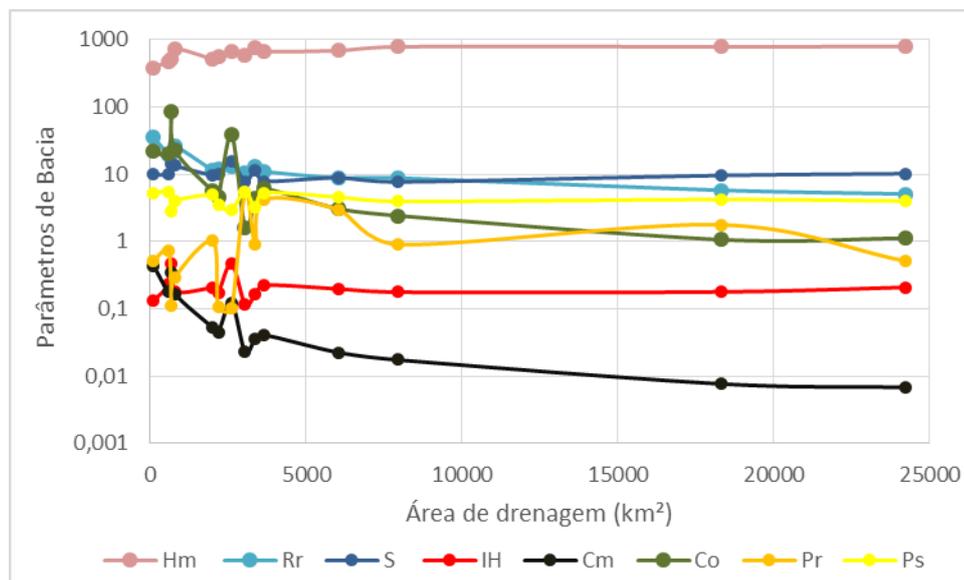
FIGURA 31 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM COM PARÂMETROS DE BACIA II.



Verifica-se novamente que a área de drenagem tem influência nos valores de parâmetros de bacia encontrados para a área de estudo. No entanto, como mostram os ajustes dos modelos, não é possível utilizá-las isoladamente para entender o valor dos parâmetros de bacia dentro da área de estudo.

A heterogeneidade espacial dos parâmetros de bacia pode ser observada na figura 32.

FIGURA 32 – HETEROGENEIDADE ESPACIAL DOS PARÂMETROS DE BACIA



Onde Hm: amplitude altimétrica máxima (m); Rr: relação de relevo; S: declividade média (%); I.H: integral hipsométrica; Cm: coeficiente de Massividade; Co: coeficiente orográfico. Pr: permeabilidade das rochas; Ps: permeabilidade dos solos;

Percebe-se que assim como nos parâmetros de escoamento, a heterogeneidade é mais acentuada até aproximadamente a área de drenagem de 5.000km².

4.2 HETEROGENEIDADE ESPACIAL E EFEITO DE ESCALA NOS PARÂMETROS DE ESCOAMENTO

Os hidrogramas das bacias hidrográficas, com a separação do escoamento de base obtida com o modelo *WHAT* e a linha indicativa da vazão mínima específica (q95), constam nos anexos.

Observando os hidrogramas obtidos, percebe-se que as maiores recessões em comum ocorreram no período de maio a setembro de 2009. Segundo o *IAPAR* (*Instituto*

Agrônomo do Paraná, 2000) na área de estudo, os meses de maio a agosto apresentam os menores valores de evapotranspiração. As maiores recessões coincidem com praticamente todo o período de menor evapotranspiração, conforme afirma Smakhtin (2001). De uma forma global, as recessões apresentaram relativa semelhança. Ainda, o comportamento das recessões mostra semelhanças a situação mostrada no cenário “e” da figura 7, com o aumento do escoamento de base durante os eventos de precipitação. Neste cenário, para Younger (2007) o escoamento de base aumenta rapidamente durante as chuvas devido a conversão rápida da franja capilar em pressão saturada de água subterrânea. A conversão da franja capilar se dá acima do nível do rio.

Devido ao cálculo da constante de recessão α ser realizado a partir da inclinação da curva de recessão mestra (anexos), optou-se por adequar as figuras para melhor apresentação, não mostrando toda a extensão da CRM. Nota-se que existem sutis diferenças na inclinação das CRMs. No entanto, o coeficiente de recessão habitualmente é trabalhado com quatro casas decimais, logo, essas pequenas diferenças na inclinação traduzem-se em diferenças significativas nos valores do coeficiente.

Percebe-se que todas as CRMs obtidas pelo método de Correlação apresentam inclinação próxima à 45°, sendo esses resultados semelhantes aos encontrados por Silva (2009). Assim como no método Matching Strips, as diferenças entre as curvas de recessão mestra são pequenas.

A tabela 12 mostra as constantes de recessão α obtidas por meio dos métodos *BFLOW*, Matching Strips, Correlação e Boussinesq.

TABELA 12 – CONSTANTES DE RECESSÃO OBTIDAS

	(continua)			
Bacia	BFLOW	Matching Strips	Correlação	Boussinesq
1	0,0307	0,0312	0,0288	0,0267
2	0,0303	0,0292	0,0272	0,0304
3	0,0400	0,0303	0,0431	0,0382
4	0,0231	0,0237	0,0314	0,0255
5	0,0206	0,0225	0,0242	0,0308

TABELA 12 – CONSTANTES DE RECESSÃO OBTIDAS

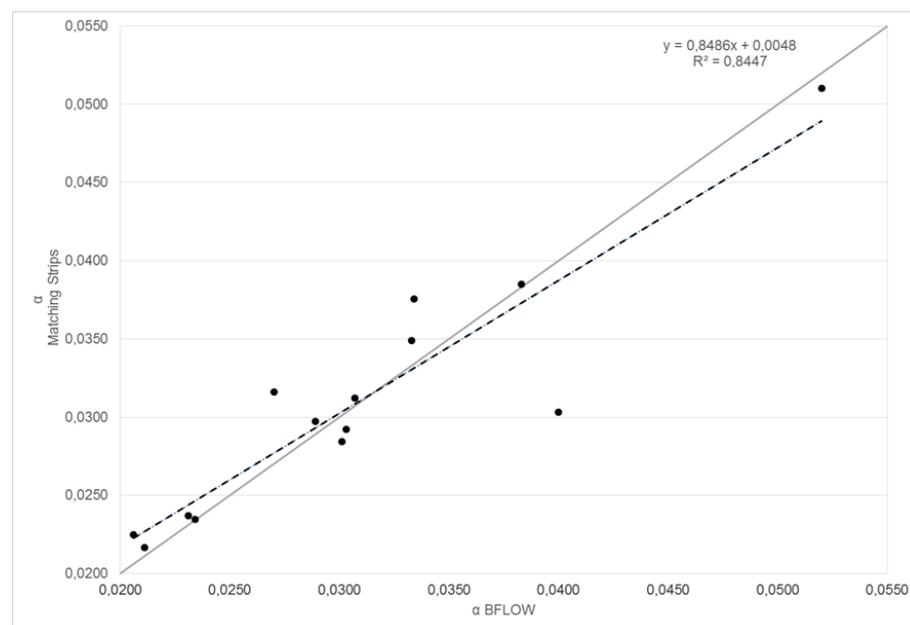
(conclusão)

Bacia	BFLOW	Matching Strips	Correlação	Boussinesq
6	0,0383	0,0385	0,0467	0,0362
7	0,0520	0,0510	0,0457	0,0461
8	0,0270	0,0316	0,0226	0,0321
9	0,0211	0,0217	0,0265	0,0241
10	0,0301	0,0284	0,0341	0,0288
11	0,0289	0,0297	0,0321	0,0306
12	0,0234	0,0235	0,0269	0,0267
13	0,0333	0,0349	0,0284	0,0389
14	0,0334	0,0376	0,0412	0,0439

1: Fazendinha; 2: Rio da Várzea; 3: Foz do Timbó; 4: Fragosos; 5: São Bento do Sul; 6: Pontilhão; 7: Santa Cruz do Timbó; 8: Balsa Nova; 9: Rio Negro; 10: Porto Amazonas; 11: São Mateus do Sul; 12: Divisa; 13: Fluvópolis; 14: União da Vitória.

Dado que o *BFLOW* e Matching Strips utilizam a mesma técnica para obtenção do α , realizou-se a comparação entre ambos, conforme mostra a figura 33.

FIGURA 33 – COMPARAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS MATCHING STRIPS E BFLOW.

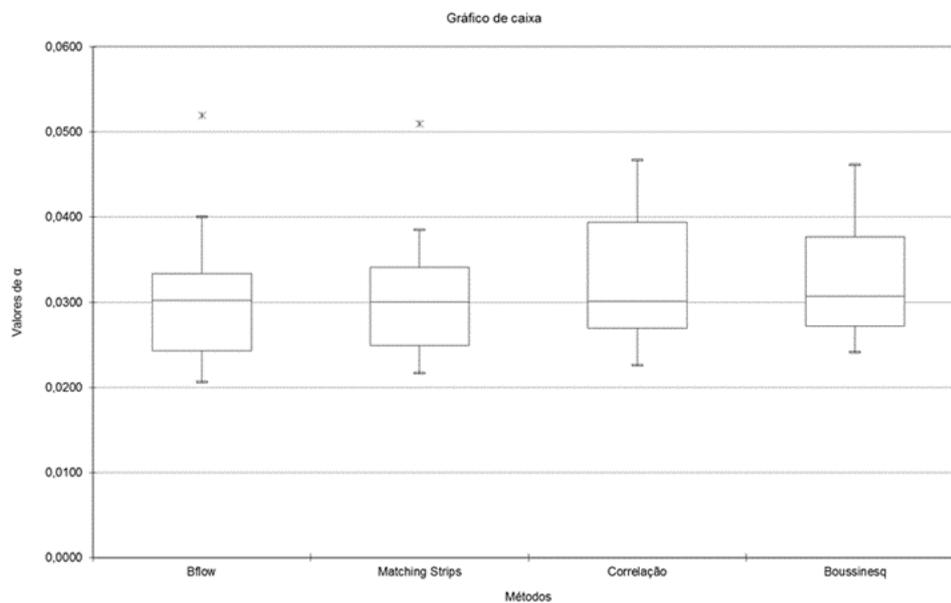


O coeficiente de determinação R^2 obtido na comparação entre os dois métodos foi de 0,8447. O maior coeficiente de recessão α é referente a bacia hidrográfica de Santa Cruz do Timbó. No que se refere ao menor α , o *BFLOW* apontou a bacia de São Bento do Sul com o menor valor, enquanto pelo método manual do Matching Strips o menor valor foi obtido em Rio Negro.

Os resultados validam a separação automática realizada pelo *BFLOW*. Como vantagem da utilização do software, têm-se o ganho de tempo para a obtenção dos resultados, pois o método manual é trabalhoso e demanda um tempo significativo

Ocorreu uma relativa similaridade entre os resultados obtidos com os quatro métodos (Figura 34). Devido à subjetividade inerente aos métodos manuais e a abordagem diferenciada do método de Boussinesq, essas diferenças eram esperadas.

FIGURA 34 – GRÁFICO DE CAIXA DA CONSTANTE DA CONSTANTE DE RECESSÃO



Cada método apresentou um *outlier*, que correspondem a estação Santa Cruz do Timbó. *Outliers* são observações que apresentam grande afastamento ou são inconsistentes perante às outras variáveis. No entanto, considera-se nesse estudo que esses valores são decorrentes da heterogeneidade inerente aos coeficientes de recessão α na área de estudo, não sendo considerados necessariamente inconsistentes.

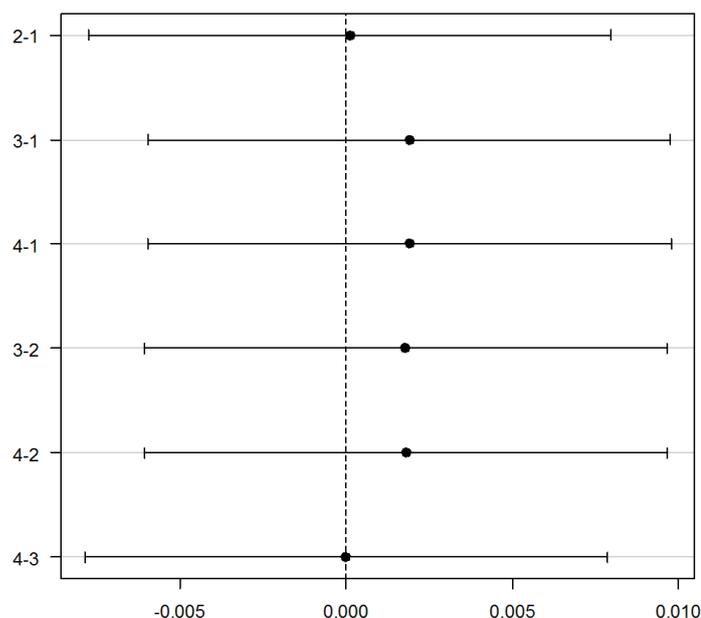
As medianas dos quatro métodos estão próximas. O método de Boussinesq apresentou a menor diferença entre os extremos. Em contrapartida, desprezando-se os valores extremos e avaliando-se a distribuição entre o primeiro e terceiro quartil, nota-se que o método de correlação apresenta as maiores diferenças. De uma forma geral, o box plot mostra uma relativa similaridade estatística entre os métodos.

Na sequência (figura 35), são mostrados os resultados do teste de igualdade de médias - teste de Tukey - para a constante de recessão.

O teste de média aponta que as constantes de recessão obtidas pelos métodos avaliados, perante um nível de significância de 5%, são estatisticamente iguais, ou seja, não recusa-se a hipótese de igualdade.

Para avaliar a representatividade das constantes de recessão obtidas pelos diferentes métodos, calculou-se a vazão em todas as bacias hidrográficas, aplicando-se valores de α obtidos pelos métodos empregados para simular as vazões em todos os segmentos de recessões selecionadas. A eficiência das vazões simuladas em reproduzir as vazões observadas nas recessões foi mensurada pelo COE (coeficiente de eficiência) de Nash – Sutcliffe (1972) e coeficiente de determinação R^2 (tabela 13).

FIGURA 35 – AVALIAÇÃO DA IGUALDADE ENTRE AS CONSTANTES DE RECESSÃO



Onde: 1: *BFLOW*; 2: Matching Strips; 3: Correlação; 4 Boussinesq

TABELA 13 - AVALIAÇÃO DOS COEFICIENTES DE RECESSÃO OBTIDOS

Bacia	BFLOW		Matching Strips		Correlação		Boussinesq	
	COE	R ²	COE	R ²	COE	R ²	COE	R ²
1	0,79	0,93	0,80	0,93	0,77	0,93	0,93	0,95
2	0,68	0,91	0,67	0,91	0,63	0,90	0,91	0,95
3	0,66	0,92	0,48	0,89	0,70	0,93	0,90	0,96
4	-0,13	0,83	-0,10	0,83	0,22	0,87	0,63	0,92
5	0,48	0,87	0,51	0,88	0,54	0,88	0,87	0,93
6	0,35	0,86	0,36	0,86	0,54	0,89	0,30	0,85
7	0,39	0,87	0,37	0,86	0,21	0,84	0,83	0,93
8	0,47	0,85	0,57	0,87	0,37	0,83	0,88	0,92
9	-0,21	0,75	-0,17	0,76	0,14	0,81	0,72	0,91
10	0,71	0,89	0,69	0,89	0,75	0,90	0,89	0,93
11	0,55	0,84	0,57	0,89	0,61	0,90	0,88	0,93
12	-0,31	0,74	-0,30	0,74	-	0,77	0,62	0,87
13	-0,27	0,72	-0,21	0,73	¹¹ -	0,69	0,63	0,85
14	0,02	0,72	0,14	0,74	¹⁰ 0,24	0,76	0,76	0,86
Média	0,30	0,84	0,31	0,84	0,37	0,85	0,77	0,91

1: Fazendinha; 2: Rio da Várzea; 3: Foz do Timbó; 4: Fragosos; 5: São Bento do Sul; 6: Pontilhão; 7: Santa Cruz do Timbó; 8: Balsa Nova; 9: Rio Negro; 10: Porto Amazonas; 11: São Mateus do Sul; 12: Divisa; 13: Fluvioópolis; 14: União da Vitória.

Nota-se que existem diferenças consideráveis entre as vazões calculadas e observadas. A avaliação estatística a partir do teste de médias apontava para igualdade entre os métodos, no entanto, ao aplicar as constantes obtidas nos dados de vazão, observa-se que as diferenças são significativas. Acredita-se que a igualdade estatística é oriunda da sensibilidade dos valores da constante de recessão, os quais apresentam diferenças a partir da quarta casa decimal.

Excetuando a bacia de Pontilhão, o método quadrático de Boussinesq apresentou os menores erros, a exemplo do verificado por Dewandel et al (2003).

Entende-se assim que as bacias possuem um aquífero com as características similares aquelas consideradas na elaboração do modelo de Boussinesq, a saber:

- Aquífero poroso, livre, homogêneo e isotrópico;
- Sem efeitos de capilaridade;
- Limitado na cota da descarga por uma camada horizontal impermeável.
- A superfície inicial livre é curva e todas as velocidades dentro do aquífero são horizontais e paralelas em um plano vertical.

Dado que Pontilhão apresentou resultados mais satisfatórios com os métodos que trabalham com o modelo de Maillet, verifica-se que somente nessa bacia o modelo exponencial é mais adequado. De acordo com Dewandel et al (2003) existe uma relação linear entre o gradiente hidráulico e a taxa de vazão do aquífero nessas condições.

Diante dos resultados oriundos da aplicação dos métodos, adotou-se o modelo de Boussinesq para o restante das análises. Os parâmetros de escoamento determinados para as bacias hidrográficas constam na tabela 14.

Fragosos destacou-se como a bacia que apresentou a maior vazão q_{95} e FBE e o segundo menor valor da constante de recessão. Neste sentido, destaca-se que a referida bacia possui a maior capacidade de armazenamento da área de estudo. Segundo Price (2011), locais com essas características apresentam armazenamento considerável e a conectividade hidrológica entre o escoamento de base e o escoamento superficial pode ser extremamente complexo. Para Younger (2007) os solos podem funcionar como um aquífero, auxiliando a manutenção do escoamento de base em rios que estão sobre geologias com permeabilidade não acentuada. O fato ocorre porque o manto intemperizado tende a levar ao aumento da porosidade e, conseqüentemente, da permeabilidade do solo se comparado com a rocha matriz. A referida bacia está sobre uma geologia com predomínio do embasamento cristalino, com permeabilidade baixa. Porém, a permeabilidade média dos solos em sua região está entre os maiores da área de estudo. Denota-se que os resultados encontrados para os parâmetros de escoamento em Fragosos podem ser explicados através das afirmativas de Younger (2007).

TABELA 14 – PARÂMETROS DE ESCOAMENTO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS

Bacia	P média (mm/mês)	Vazão q95 (L/s*km ²)	FBE (L/s*km ²)	Reserva Ativa (L/s*km ²)	BFI	Constante α
1	1.550	4,36	13,31	8,95	0,55	0,0267
2	1.614	3,14	11,75	8,61	0,65	0,0304
3	1.625	4,62	14,03	9,42	0,54	0,0382
4	1.640	7,60	18,52	10,92	0,69	0,0255
5	1.591	5,31	13,12	7,82	0,72	0,0308
6	1.672	2,49	10,88	8,39	0,47	0,0362
7	1.623	4,24	16,52	12,28	0,63	0,0461
8	1.561	6,58	14,70	8,12	0,68	0,0321
9	1.584	5,70	14,11	8,41	0,61	0,0241
10	1.560	5,67	14,11	8,45	0,64	0,0288
11	1.585	5,25	15,03	9,78	0,68	0,0306
12	1.587	5,28	14,55	9,27	0,68	0,0267
13	1.604	4,79	17,18	12,40	0,76	0,0389
14	1.612	4,94	17,53	12,60	0,77	0,0439

1: Fazendinha; 2: Rio da Várzea; 3: Foz do Timbó; 4: Fragosos; 5: São Bento do Sul; 6: Pontilhão; 7: Santa Cruz do Timbó; 8: Balsa Nova; 9: Rio Negro; 10: Porto Amazonas; 11: São Mateus do Sul; 12: Divisa; 13: Fluvíópolis; 14: União da Vitória.

Pontilhão destaca-se com valores mais baixos de q95, *FBE* e *BFI* e um dos menores valores de reserva ativa. A bacia tem o menor *BFI* e apresenta a menor vazão q95, caracterizando-se como a de menor disponibilidade hídrica entre as bacias estudadas.

Valores altos da constante de recessão indicam baixa capacidade de armazenamento. No entanto, é importante destacar que os valores da constante de recessão encontrados em Fluvíópolis e União da Vitória não condizem com essa afirmativa, principalmente em relação ao *FBE*, Reserva Ativa e *BFI*. As referidas estações são influenciadas de forma acentuada pelas altas constantes de recessão de afluente próximos, a saber: Pontilhão, Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó.

A estatística descritiva dos parâmetros de escoamento é mostrada na sequência (tabela 15).

TABELA 15 – ESTATÍSTICA DESCRITIVA DOS PARÂMETROS DE ESCOAMENTO

	P média (mm/mês)	Vazão q95 (L/s*km²)	FBE (L/s*km²)	Reserva Ativa (L/s*km²)	BFI (L/s*km²)	Constante α
Média	1.601	5,00	14,67	9,67	0,65	0,0328
Moda	-	-	14,11	-	0,68	0,0267
Mediana	1.597	5,10	14,33	9,11	0,66	0,0307
Mínimo	1.550	2,49	10,88	7,82	0,46	0,0241
Máximo	1.672	7,60	18,52	12,60	0,77	0,0461
1º quartil	1.578	4,33	13,26	8,41	0,60	0,0267
3º quartil	1.623	5,68	16,69	11,26	0,70	0,0384
Amplitude	122	5,11	7,64	4,78	0,30	0,0220
<i>DPM</i>	8,97	0,34	0,58	0,45	0,02	0,0018
Variância	1.126	1,64	4,70	2,83	0,01	0,0000
<i>DP</i>	33,56	1,28	2,17	1,68	0,08	0,0069
<i>CV</i>	0,02	0,26	0,15	0,17	0,12	0,2104

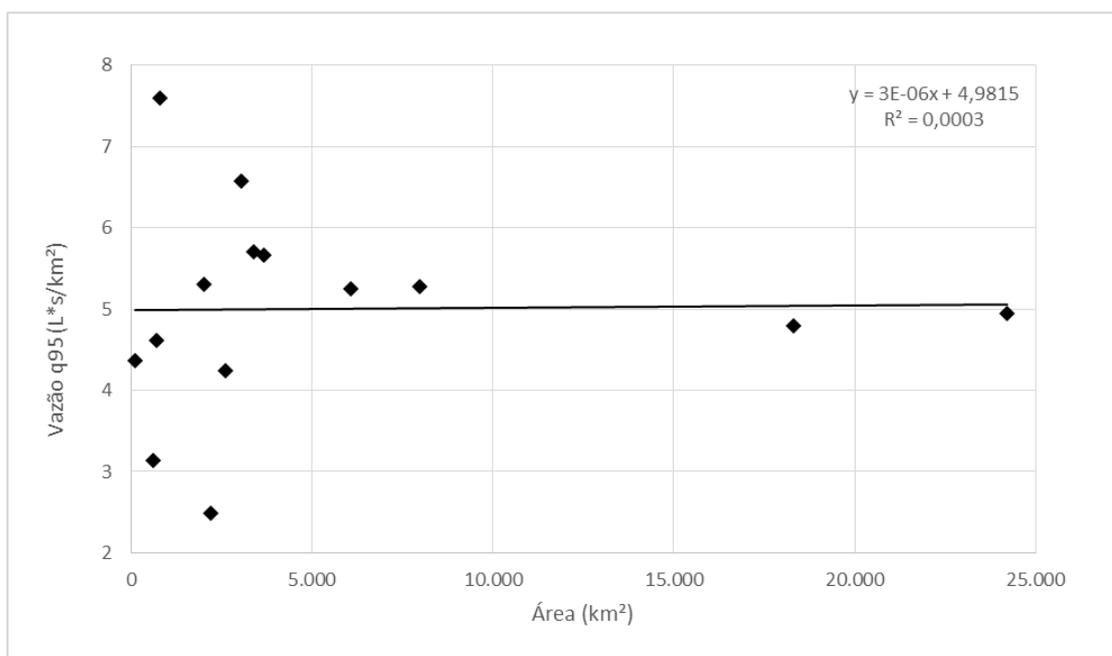
DPM: Desvio padrão da média; *DP*: Desvio padrão; *CV*: Coeficiente de variação.

Dado que as variáveis têm magnitudes e unidades diferentes, a avaliação se dará pelo coeficiente de variação. Nesse quesito, a vazão q95 destaca-se com a maior variação na área de estudo. Nota-se que mesmo em uma área com semelhanças no quesito precipitação (menor coeficiente de variação) que é a variável de entrada para a geração de vazões em bacias hidrográficas, a complexidade dos processos que influenciam o escoamento das vazões mínimas (Smakhtin, 2001) resulta na maior variação entre os parâmetros avaliados.

A área da bacia hidrográfica é uma variável chave em estudos hidrológicos. Tucci e Clarke (2001) apontam que para regionalização de vazões média, mínimas e tempo de concentração, a área pode ser a variável explicativa comum à todas. Nesse sentido, entende-se também que a área de drenagem pode ser utilizada para entender

a heterogeneidade de determinados parâmetros/variáveis em bacias embutidas. As figuras a seguir mostram a relação entre os parâmetros de escoamento e a área de drenagem das bacias hidrográficas.

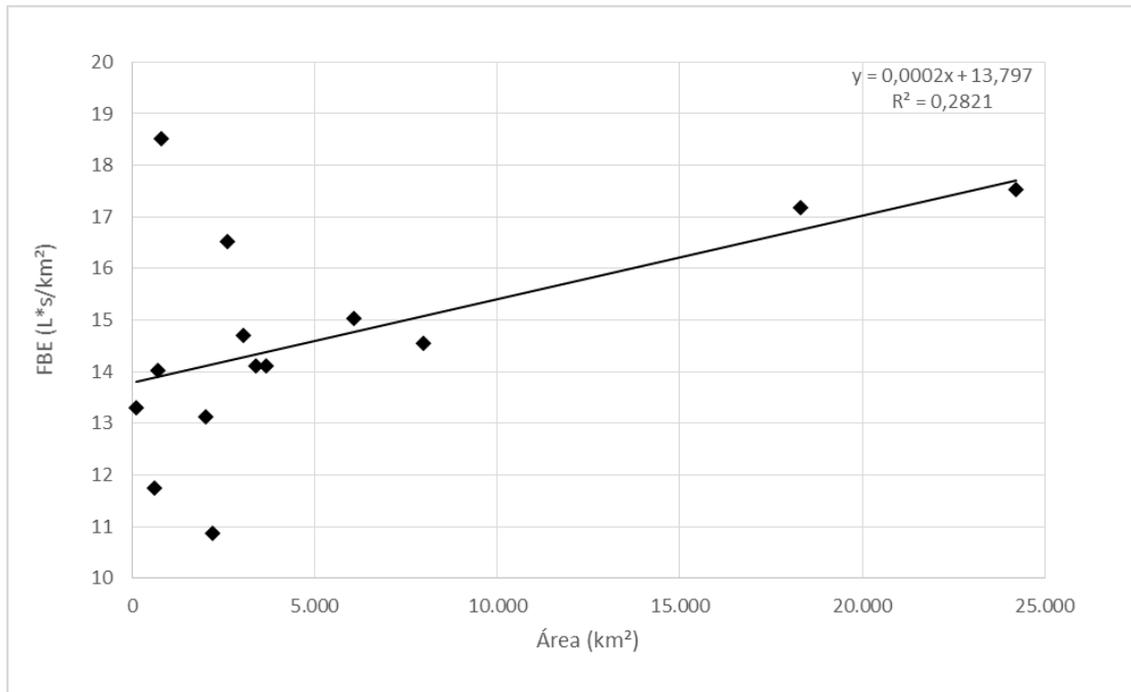
FIGURA 36 – RELAÇÃO VAZÃO Q95 COM ÁREA DE DRENAGEM



Percebe-se que não ocorre a tendência de aumento da vazão q95 concomitantemente com a área de drenagem. Nota-se também que as vazões variam de acordo com a área, ou seja, apresentam efeito de escala. No entanto, ocorre a queda da heterogeneidade a partir de uma área de contribuição próxima à 5.000km², mais precisamente a jusante de São Mateus do Sul (área de 3.662km²). Este efeito da variação da área de drenagem sobre a heterogeneidade do parâmetro analisado pode ser considerado efeito de escala e indica a *REA* para a *q95*.

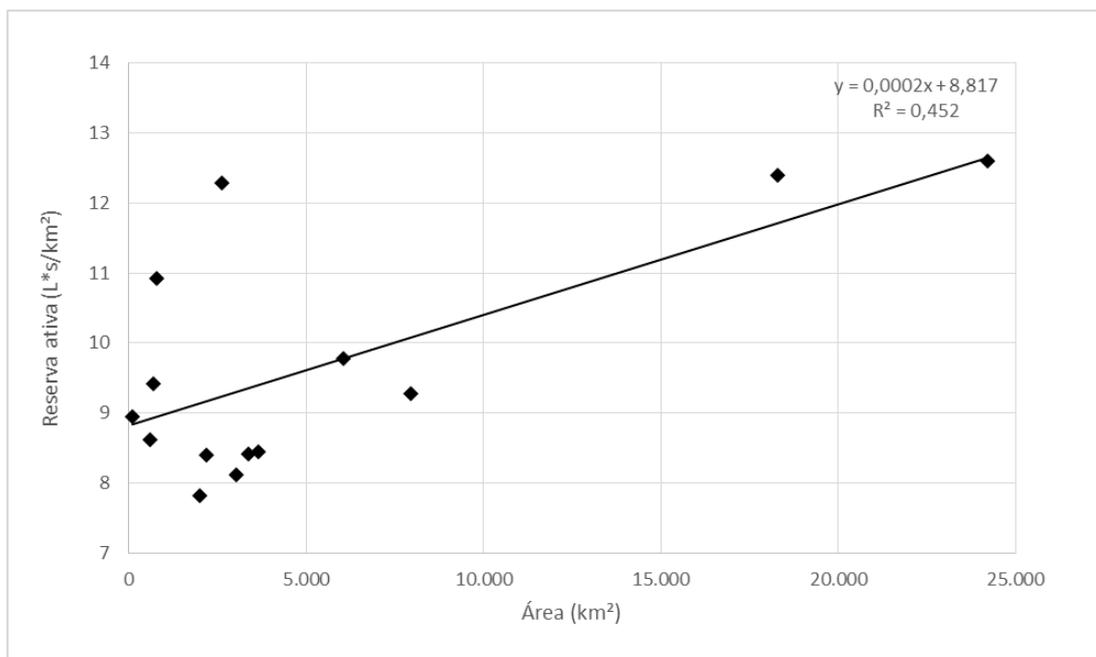
O *FBE* apresenta tendência de aumento em conjunto com a área de drenagem (Figura 37). Três bacias afetam e respondem por essa tendência: Santa Cruz do Timbó, Fluvópolis e União da Vitória. Verifica-se também a heterogeneidade das vazões de acordo com a área de drenagem, ou seja, efeito de escala. Embora ocorra o efeito de escala, para o *FBE*, a determinação da *REA* não é óbvia.

FIGURA 37 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM E FBE.



A relação entre área de drenagem e reserva ativa é mostrada na sequência (figura 38).

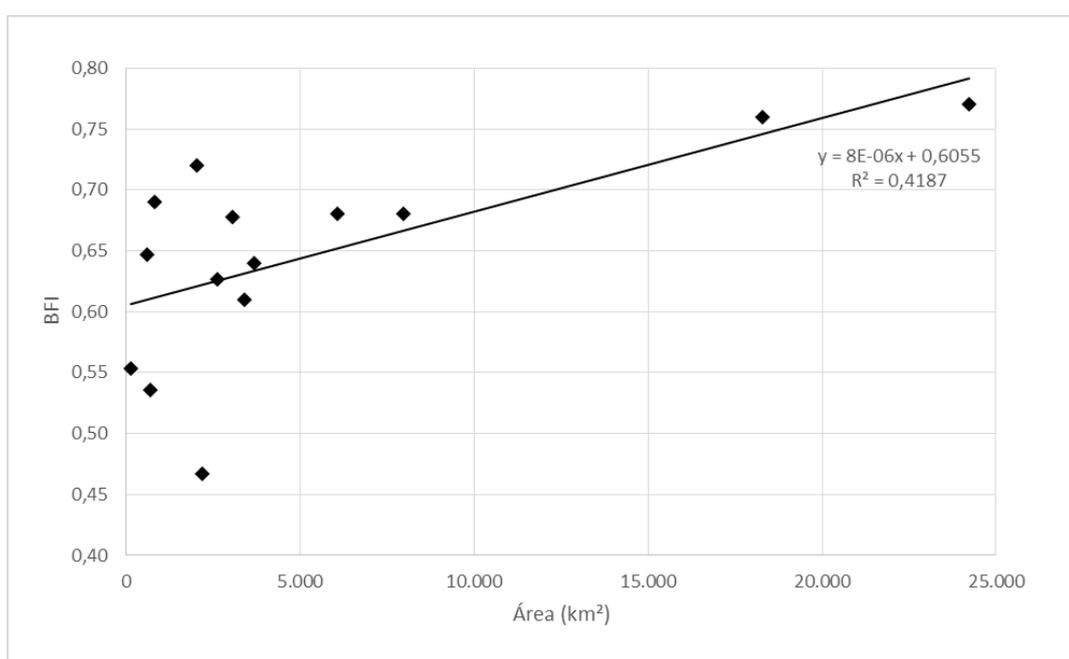
FIGURA 38 - RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM E RESERVA ATIVA



O comportamento da reserva ativa é semelhante ao verificado para o *FBE*, com a participação mais efetiva do mesmo grupo de bacias. O resultado indica similaridade no que concerne aos dois parâmetros de bacia (*FBE* e reserva ativa) entre as bacias Santa Cruz do Timbó, Fluviópolis e União da Vitória, mas sem influência significativa da área para o agrupamento.

O *BFI* apresenta tendência de aumento em conjunto com a área de drenagem (Figura 39).

FIGURA 39 – RELAÇÃO ENTRE ÁREA DE DRENAGEM E *BFI*



A tendência de aumento do *BFI* em conjunto com área de drenagem é resultado é fortemente influenciado por Fluviópolis e União da Vitória que se destacam com os maiores valores, acima de 0,7. Outra bacia com valor neste patamar é São Bento do Sul. Dado que o *BFI* responde pela participação de escoamento de base no escoamento total, pode-se afirmar que as três bacias apresentam condições fisiográficas e morfométricas que propiciam a infiltração e posterior escoamento gradual de água subterrânea.

A relação entre área de drenagem e constante α é mostrada na figura 40. Verifica-se a tendência de aumento da constante de recessão juntamente à área de drenagem. Essa tendência é oriunda do comportamento das bacias hidrográficas de Fluviópolis e União da Vitória. Nota-se também que o maior coeficiente (Santa Cruz

do Timbó) não tem relação direta com o tamanho da área de drenagem. A heterogeneidade com a mudança da área é perceptível, indicando efeito de escala na área de estudo. Entretanto, ressalta-se que não é possível explicar a heterogeneidade somente com a utilização da área de drenagem. Também verifica-se Fluiópolis e União da Vitória destacaram-se em outros momentos, com valores acentuados de *FBE*, *BFI* e reserva ativa. Entende-se que apesar das boas condições de infiltração e participação do escoamento de base no escoamento total, a descarga da água subterrânea ocorre de forma mais acelerada. Trata-se também de uma influência da área, pois mesmo perante uma descarga mais rápida, o tamanho do reservatório subterrâneo permite o armazenamento considerável observado para as duas bacias.

FIGURA 40 – RELAÇÃO ÁREA DE DRENAGEM E CONSTANTE α .

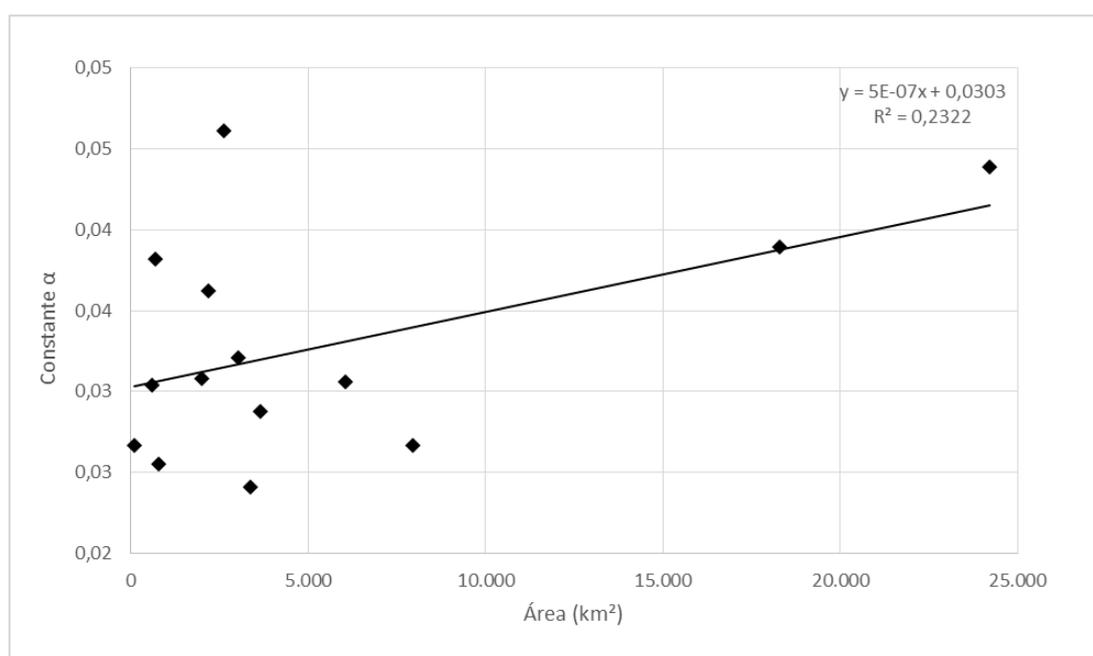
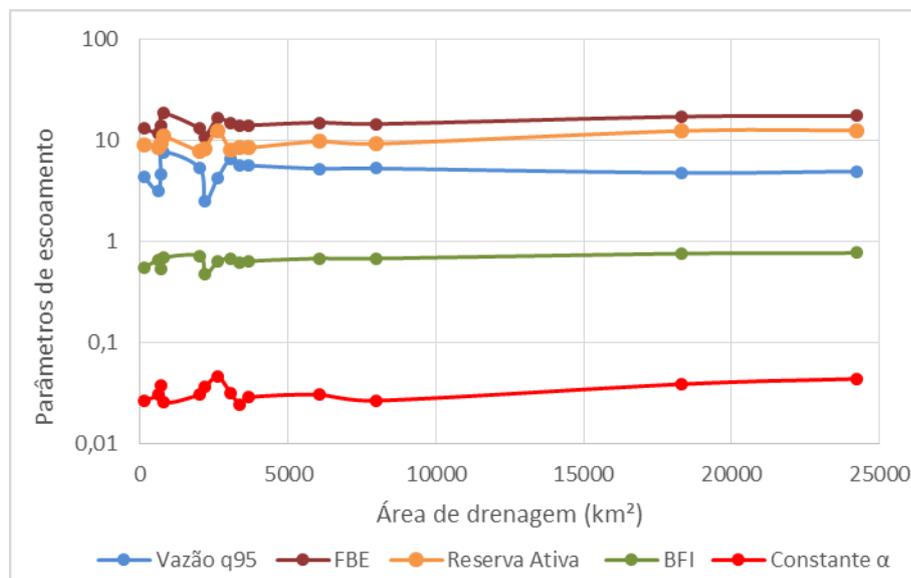


FIGURA 41 – HETEROGENEIDADE DOS PARÂMETROS DE ESCOAMENTO



Nota-se um efeito muito claro da área de drenagem sobre a heterogeneidade dos parâmetros de escoamento avaliados, com um limiar próximo de 5.000 km², sendo que bacias menores apresentam heterogeneidade mais acentuada dos parâmetros. Este limite de área, ou *REA*, que apresenta maior heterogeneidade dos parâmetros corresponde a aproximadamente 20% da área de drenagem da bacia hidrográfica, resultados semelhantes aos encontrados por Souza e Santos (2013).

Entende-se que pequenas bacias hidrográficas apresentam mudanças mais acentuadas em seu comportamento hidrológico ao receber contribuição de outras bacias. A resposta hidrológica é mais rápida e sensível perante novas contribuições (*inputs*). Para bacias hidrográficas com áreas maiores, não verifica-se a mesma resposta, dado que somente novos *inputs* de escala considerável vão alterar significativamente a resposta hidrológica da bacia. Entretanto, é importante ressaltar que, mesmo não refletindo nos dados, o aumento da área de drenagem favorece contribuições distintas para o escoamento, como as contribuições laterais no canal e do aquífero profundo.

4.3 RELAÇÕES ENTRE PARÂMETROS DE BACIA E DE ESCOAMENTO

O escoamento de base é produto de uma complexidade de processos atuantes em uma bacia hidrográfica. Dessa forma, a obtenção de todas as

variáveis/parâmetros que o afetam e a adequada interação entre eles torna-se uma tarefa quase que totalmente inviável e impossível de concretizar.

Contudo, entende-se que a partir de algumas variáveis/parâmetros de uma bacia hidrográfica e possíveis relações entre eles, pode-se obter informações valiosas e com certa acurácia para o entendimento dos processos hidrológicos existentes em sua área. Nesse sentido, através de análises estatísticas, pretende-se no presente capítulo verificar possíveis relações entre os parâmetros de bacia e de escoamento

4.3.1 Análise de regressão

Os parâmetros de escoamento foram avaliados individualmente perante os parâmetros de bacia. As análises contemplam a matriz de correlação, modelos de regressão, avaliação de colinearidade e análise de resíduos.

Visando determinar o grau de associação linear entre as variáveis, a tabela 16 mostra os resultados da matriz de correlação obtida entre os parâmetros de bacia e de escoamento.

TABELA 16 – MATRIZ DE CORRELAÇÃO ENTRE PARÂMETROS DE BACIA E DE ESCOAMENTO

q95		FBE		R.a		BFI		Constante α	
q95	1	FBE	1	R.a	1	BFI	1	Constante α	1
<i>Pmédia</i>	-0,37	<i>Pmédia</i>	0,02	<i>Pmédia</i>	0,31	<i>Pmédia</i>	-0,25	<i>Pmédia</i>	0,43
Área	0,02	Área	0,53	Área	0,67	Área	0,65	Área	0,48
<i>Hm</i>	0,43	<i>Hm</i>	0,7	<i>Hm</i>	0,57	<i>Hm</i>	0,57	<i>Hm</i>	0,13
<i>Rr</i>	0,01	<i>Rr</i>	-0,16	<i>Rr</i>	-0,22	<i>Rr</i>	-0,48	<i>Rr</i>	-0,4
<i>S</i>	-0,04	<i>S</i>	0,31	<i>S</i>	0,43	<i>S</i>	-0,25	<i>S</i>	0,4
<i>HI</i>	-0,25	<i>H.I</i>	0,11	<i>H.I</i>	0,33	<i>H.I</i>	-0,22	<i>H.I</i>	0,6
<i>Co</i>	-0,14	<i>C.o</i>	-0,01	<i>C.o</i>	0,09	<i>Co</i>	-0,44	<i>Co</i>	0,28
<i>Cm</i>	-0,18	<i>C.m</i>	-0,19	<i>C.m</i>	-0,11	<i>Cm</i>	-0,52	<i>Cm</i>	-0,11
<i>Pgeo</i>	0,42	<i>Pgeo</i>	0,02	<i>Pgeo</i>	-0,3	<i>Pr</i>	0,28	<i>Pgeo</i>	-0,21
<i>Psol</i>	0,14	<i>Psol</i>	-0,23	<i>Psol</i>	-0,41	<i>Os</i>	0,29	<i>Psol</i>	-0,41

Onde *q95*: vazão de permanência, *FBE*: fluxo de base específico, *R.a*: reserva ativa, *BFI*: índice de escoamento de base, *constante α* : constante de recessão do escoamento de base, *Pmédia*: precipitação média anual, *Hm*: amplitude altimétrica, *Rr*: relação de relevo; *S*: declividade; *HI*: integral hipsométrica; *C.o*: coeficiente orográfico; *C.m*: coeficiente de Massividade; *Pr*: permeabilidade média das rochas e *Ps*: permeabilidade média dos solos.

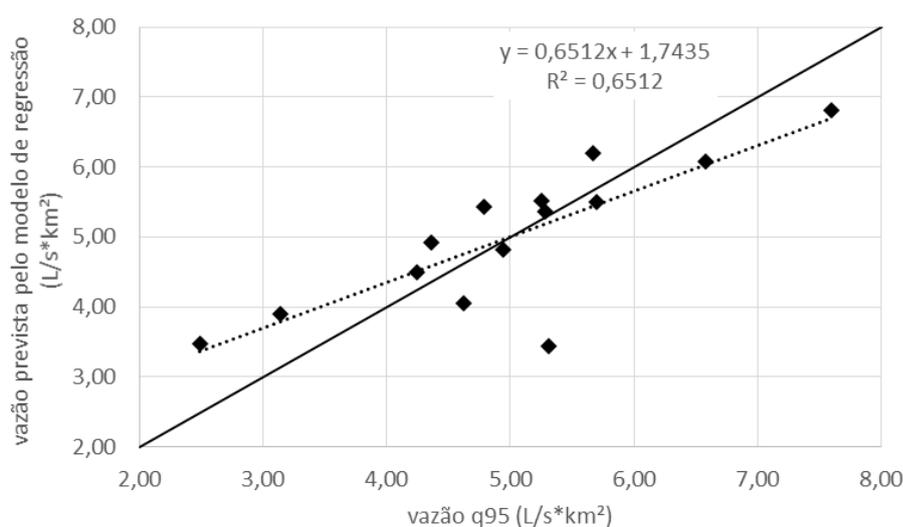
A análise de correlação entre as vazões q95 e os parâmetros de bacia mostram que as variáveis com maior associação linear são: amplitude altimétrica e permeabilidade média da rocha.

Nota-se que a área da bacia não apresenta influência sobre as vazões mínimas, embora esteja fortemente associada aos parâmetros de bacia referentes ao relevo (H_m , R_r , C_m e C_o).

Como os coeficientes de correlação não apresentam necessariamente uma relação de causalidade entre os parâmetros, os dados foram avaliados também através de regressão múltipla com seleção automática pelo método de *Forward* pela aplicação do programa Action.

Os parâmetros selecionados para a vazão q95 na análise de regressão foram a amplitude altimétrica, relação de relevo e permeabilidade média das rochas. A Figura 42 mostra os resultados da aplicação do modelo de regressão obtido para a simulação da vazão q95.

FIGURA 42 – MODELO DE REGRESSÃO PARA A VAZÃO Q95



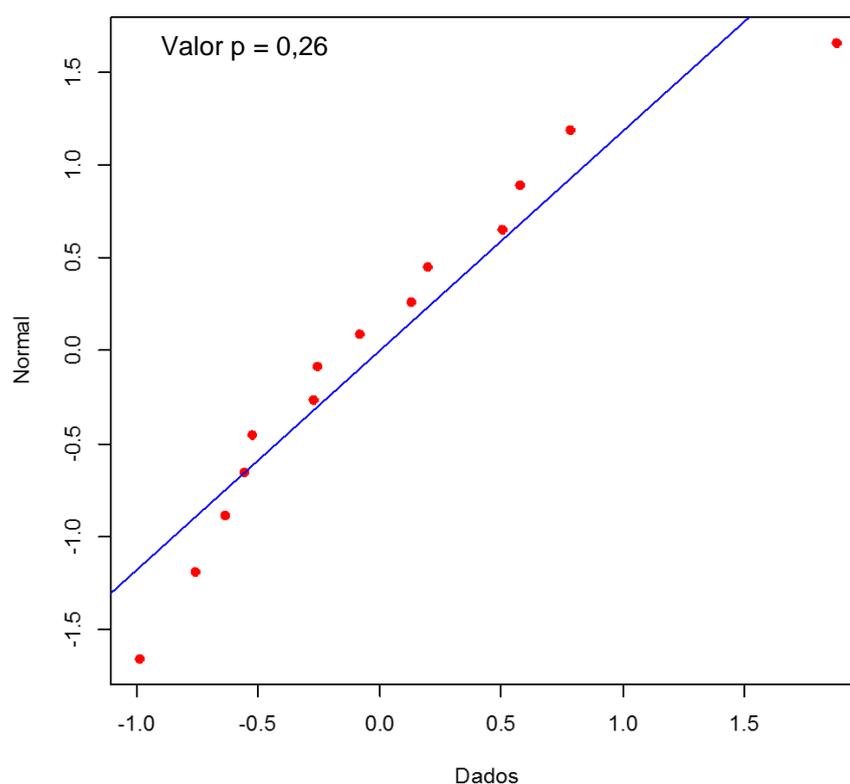
Avaliou-se também a colinearidade (tabela 17) e distribuição dos resíduos (figura 43) entre as variáveis do modelo de regressão. Os valores baixos de *VIF* mostram que não existe colinearidade entre as variáveis utilizadas. O valor *p* resultantes do teste de normalidade e a distribuição dos resíduos também mostram a aplicabilidade da regressão.

No entanto, o coeficiente de determinação (R^2 0,65) pode ser considerado baixo para fins de aplicações em estudos hidrológicos.

TABELA 17 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DA Q95.

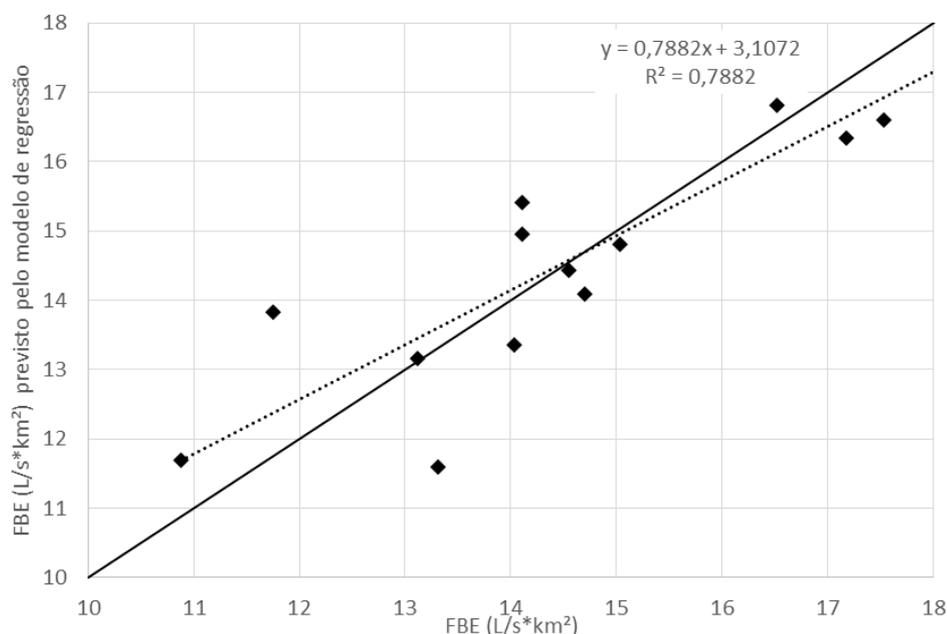
Variável	VIF
Amplitude	1,75
Relação de relevo	1,96
Permeabilidade da geologia	1,17

FIGURA 43 - DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELOS DE REGRESSÃO DA VAZÃO q95



Em relação ao FBE, a análise de correlação mostra que as variáveis com maior associação linear com este parâmetro de escoamento são a amplitude altimétrica e área de drenagem.

As variáveis selecionadas para o modelo de regressão (figura 44) através da aplicação do método *Forward*, foram a amplitude altimétrica, declividade média e permeabilidade média dos solos.

FIGURA 44 – MODELO DE REGRESSÃO PARA O *FBE*.

A avaliação da colinearidade (tabela 18) e distribuição dos resíduos (figura 45) é mostrada na sequência.

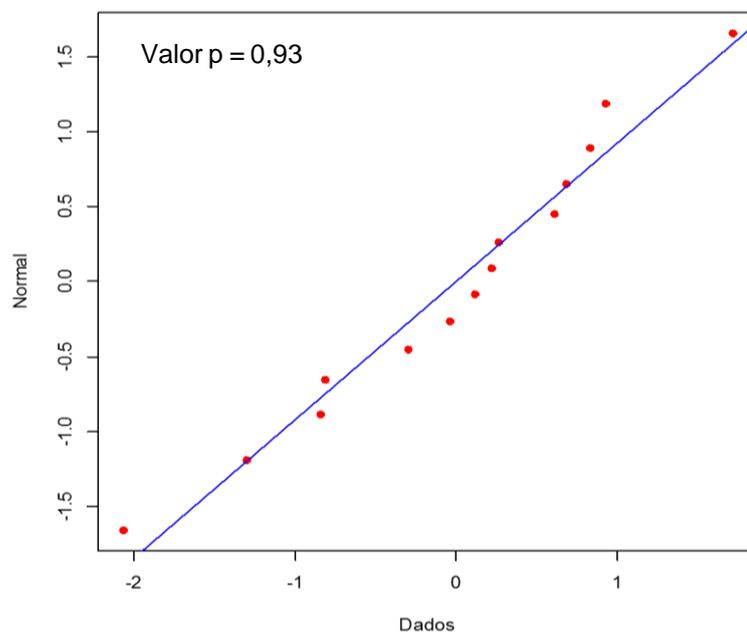
TABELA 18 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DO *FBE*

Variável	VIF
Amplitude altimétrica	1,44
Declividade	2,45
Permeabilidade dos solos	2,83

Os valores de *VIF* e o valor *p* da distribuição dos resíduos apontam que o modelo pode ser adotado. O ajuste do modelo R^2 do modelo foi de 0,79, indicando bom ajuste para estudos hidrológicos.

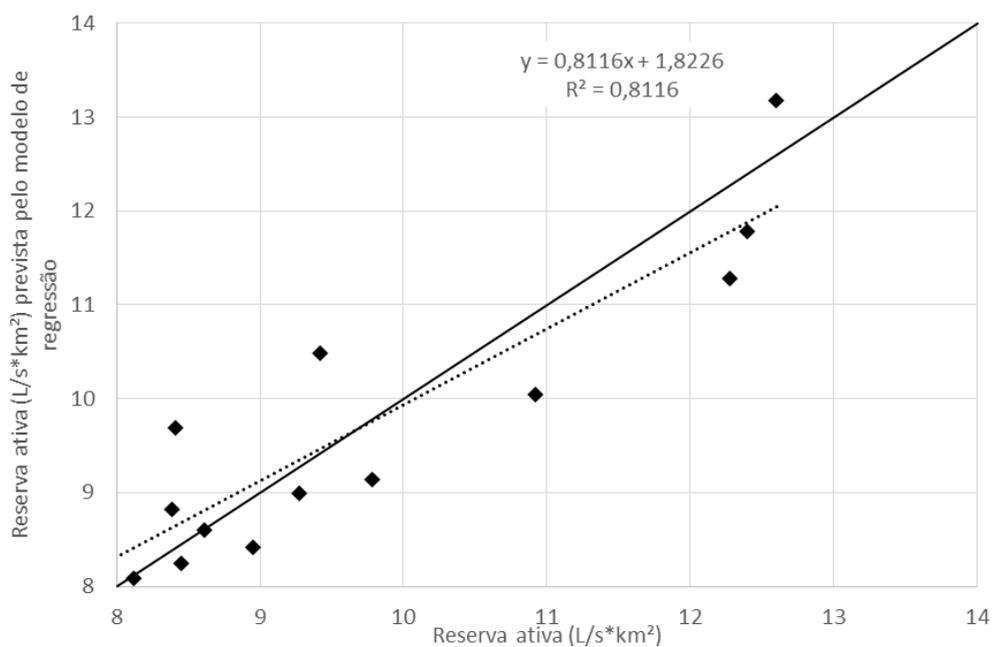
Neste contexto, nota-se que a heterogeneidade do *FBE* na área de estudo está relacionada aos parâmetros utilizados na regressão – amplitude altimétrica, declividade e permeabilidade média dos solos.

As variáveis com maiores associações lineares com a reserva ativa são a área de drenagem e a amplitude altimétrica, mesmo resultado verificado para o *FBE*

FIGURA 45 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DO *FBE*

Através da seleção automática com o método *Forward*, foram selecionadas como variáveis do modelo de regressão (figura 46) a área de drenagem e declividade.

FIGURA 46 – MODELO DE REGRESSÃO DA RESERVA ATIVA.



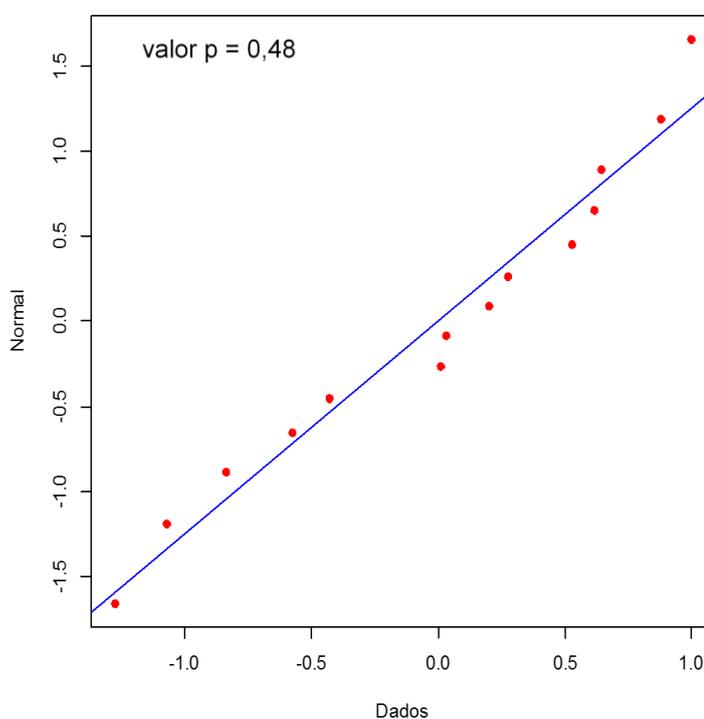
As avaliações de colinearidade (tabela 19) e normalidade dos resíduos (figura 47) são mostradas na sequência

TABELA 19 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DA RESERVA ATIVA

Variável	VIF
Área de drenagem	1,06
Declividade	1,06

Os valores de *VIF* e a distribuição e valor p dos resíduos permitem a adoção do modelo de regressão para a reserva ativa. Nota-se que o resultado do modelo de regressão foi superior a 0,8, indicando potencial para o entendimento da distribuição espacial desse parâmetro de escoamento dentro da bacia e sua aplicação em estudos hidrológicos. A influência da área de drenagem mostra que neste caso afeta não apenas a heterogeneidade, mas também a magnitude dos valores de reserva ativa. Com relação a declividade, a mesma se justifica devido à localização da reserva ativa, na parte superior do aquífero incluindo inclusive o pacote de solos.

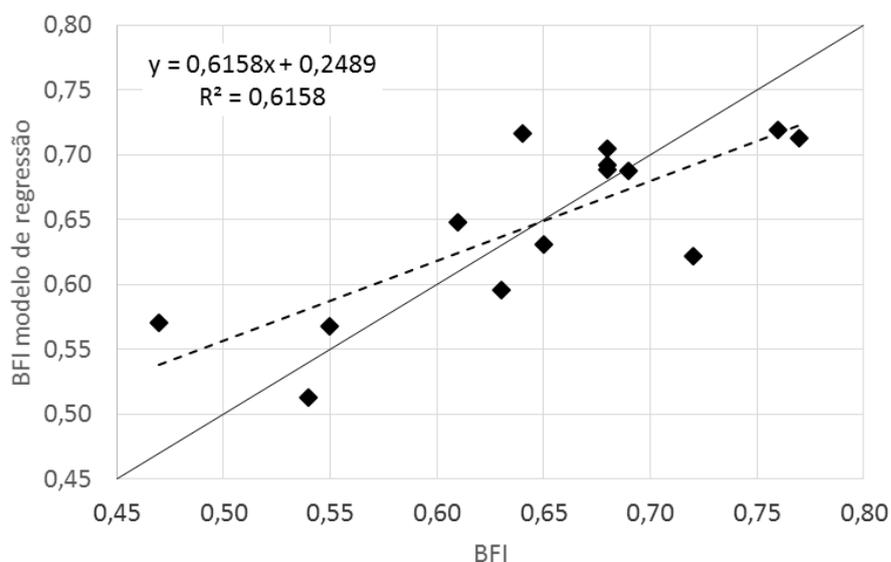
FIGURA 47 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DA RESERVA ATIVA



A área de drenagem e a amplitude altimétrica apresentaram as maiores correlações com o *BFI*, a exemplo verificado com a reserva ativa e o *FBE*

O modelo de regressão do *BFI* (figura 48) obtido a partir da seleção automática é composto pela amplitude altimétrica e permeabilidade dos solos.

FIGURA 48 – MODELO DE REGRESSÃO DO *BFI*

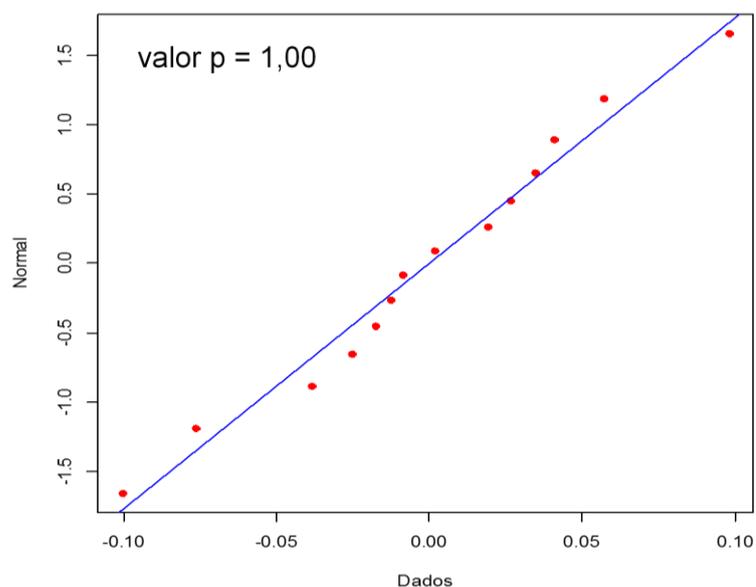


A colinearidade entre as variáveis utilizadas no modelo de regressão e a distribuição dos resíduos são mostrados, respectivamente, na tabela 20 e figura 49.

TABELA 20 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DO *BFI*

Variável	VIF
Amplitude	1,15
Permeabilidade média dos solos	1,15

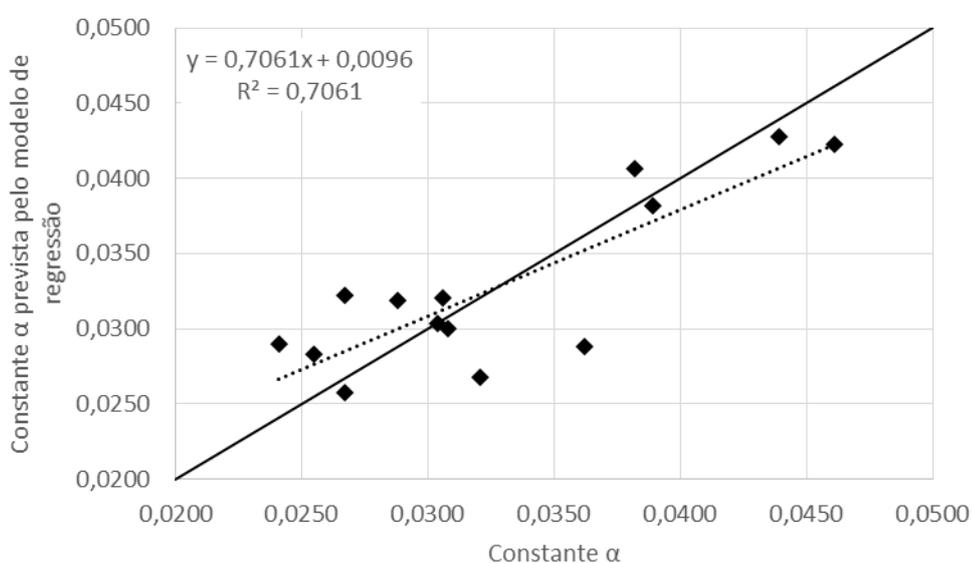
O valor de *VIF* e a distribuição dos resíduos apontam que o modelo de regressão para o *BFI* pode ser aceito, mas com ressalvas. O ajuste com valor abaixo de 0,7 permite o entendimento parcial do *BFI* na área de estudo. Talvez, para um ajuste mais adequado que permita maior compreensão do comportamento deste parâmetro de escoamento é necessário a adoção de variáveis/parâmetros não investigados no presente estudo. Como o *BFI* indica a proporção do escoamento de base em relação ao escoamento total, parâmetros associados as condições de infiltração da bacia são relevantes, notadamente as características de uso da terra.

FIGURA 49 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DO *BFI*

Entre as variáveis utilizadas na correlação com a constante de recessão, a integral hipsométrica e a área de drenagem apresentaram as maiores associações lineares.

O modelo de regressão (figura 50) obtido com a aplicação do método *Forward* é formado pelas duas variáveis que apresentaram maior correlação com a constante de recessão: a integral hipsométrica e a área de drenagem.

FIGURA 50 – MODELO DE REGRESSÃO DA CONSTANTE DE RECESSÃO.

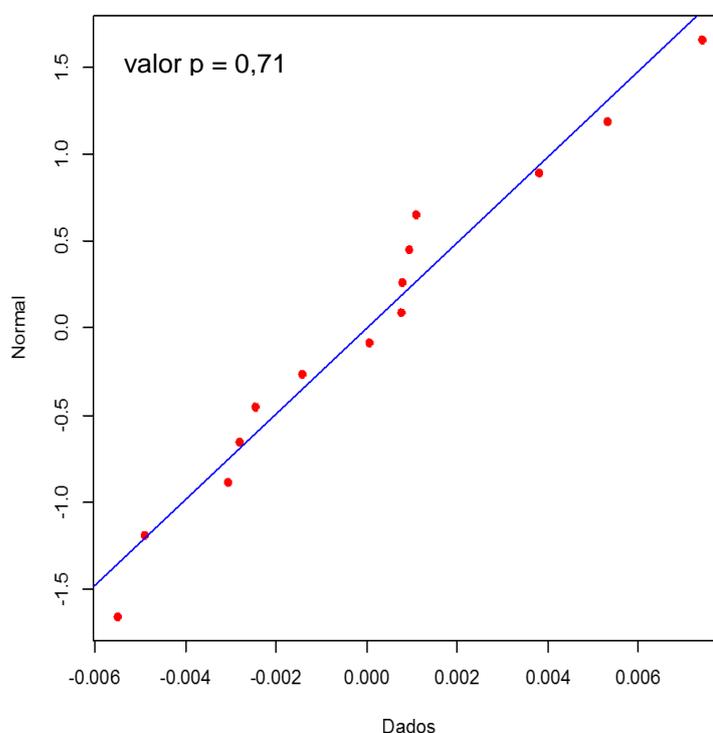


A colinearidade entre as variáveis e a distribuição dos resíduos do modelo de regressão são mostrados na tabela 21 e figura 51.

TABELA 21 – FATOR DE INFLAÇÃO DA VARIÂNCIA DO MODELO DE REGRESSÃO DA CONSTANTE DE RECESSÃO

Variável	VIF
Integral hipsométrica	1,03
Área de drenagem	1,03

FIGURA 51 – DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS DO MODELO DE REGRESSÃO DA CONSTANTE DE RECESSÃO



Os valores baixos de *VIF* mostram que não existe colinearidade entre as variáveis utilizado no modelo de regressão. O valor *p* resultante da análise e distribuição dos resíduos permitem a adoção do modelo de regressão. Dado o ajuste de R^2 0,71, a sua aplicação em estudos hidrológicos é adequada.

Importante ressaltar que as bacias com as duas maiores constantes de recessão, Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó, apresentam boa parte de sua área acima da integral hipsométrica relativa ao relevo jovem. No extremo, Balsa Nova e

Fazendinha ficaram abaixo da integral hipsométrica relativa ao relevo maduro. No entanto, essas bacias não apresentaram o menor coeficiente de recessão.

As bacias de Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó possuem geologia distinta em relação às outras bacias, apresentando predomínio do Basalto. Essa cobertura basáltica data de tempos menos remotos se comparada às litologias do restante da área.

Assim, entende-se que para a litologia formada por Basaltos, com relevos mais jovens e maiores volumes rochosos acima do nível de base, a integral hipsométrica apresenta boa relação com a constante de recessão. Para o restante das bacias, a área de drenagem apresenta significativa influência sobre a constante. Assim, a junção das duas variáveis na área de estudo permite a compreensão do comportamento do coeficiente de recessão

Uma visão conjunta dos parâmetros de bacia com maior correlação com os parâmetros de escoamento e selecionados de forma automática para os modelos de regressão são mostrados na tabela 22

TABELA 22 – PARÂMETROS DE BACIAS SELECIONADOS NAS CORRELAÇÕES E NOS MODELOS DE REGRESSÃO

Parâmetros de escoamento	Parâmetros de bacias	
	Correlação	Regressão
Vazão q95 (L*s/km ²)	<i>Hm e Pr</i>	<i>Hm, Rr e Pr</i>
<i>FBE</i> (L*s/km ²)	<i>Hm e Ad</i>	<i>Hm, S e Ps</i>
Reserva ativa (L*s/km ²)	<i>Ad e Hm</i>	<i>Ad e S</i>
<i>BFI</i>	<i>Ad e Hm</i>	<i>Hm e Ps</i>
Constante de recessão	<i>Hi e Ad.</i>	<i>Hi e Ad</i>

Onde: *Hm*: amplitude altimétrica, *Pr*: permeabilidade média das rochas. *Ad*: área de drenagem; *Hi*: integral hipsométrica; *Rr*: relação de relevo; *S*: declividade; *Ps*: permeabilidade média dos solos.

De maneira geral, dos parâmetros de bacia avaliados, destaca-se o poder explicativo da combinação da área de drenagem com a amplitude altimétrica ou com a integral hipsométrica. Esta combinação (área x altura) demonstra a importância do volume de contribuição da bacia para o armazenamento da água subterrânea e também no controle dos mecanismos de geração do escoamento de base.

4.3.1 Análise de agrupamento

Considerando que os parâmetros de bacia selecionados na aplicação dos modelos de regressão são os que apresentam maiores relações com a variação espacial dos parâmetros de escoamento, foi realizada a análise de agrupamento das bacias hidrográficas a partir dos parâmetros de bacia selecionados.

O agrupamento foi realizado pelo método hierárquico visando obter cinco grupos, com base nos parâmetros de bacia selecionados na análise de regressão da tabela 23. Os grupos obtidos são mostrados nas figuras 52 a 57.

TABELA 23 – GRUPOS OBTIDOS PARA OS PARÂMETROS DE BACIA SELECIONADOS

Grupos	Vazão q95	FBE	Reserva Ativa	BFI	Constante de recessão
1	1	1, 2, 5	1, 2, 5, 6	1, 2, 5	1, 8
2	2, 3, 5, 6	3, 7	3, 4, 7	3, 6	2, 4, 5, 6, 9,10
3	4	4, 6, 9	8, 10, 11	4, 12, 13, 14	3, 7
4	7, 9, 12, 13, 14	8,10	9	7, 9	11, 12
5	8, 10, 11	11, 12, 13, 14	13, 14	8, 10, 11	13, 14

Nota-se que a bacia Fazendinha esteve no mesmo grupo de Rio da Várzea e São Bento do Sul em três grupos: *FBE*, Reserva ativa e *BFI*. Em outros momentos, verificou-se que Balsa Nova, Porto Amazonas e São Mateus do Sul integravam o mesmo grupo para a reserva ativa, vazão q95 e *BFI*. Também observou-se que as estações Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó ficaram no mesmo grupo para o *FBE*, Reserva ativa e Constante de recessão. As bacias de Fluvíópolis e União da Vitória estiveram no mesmo grupo para todas as variáveis da tabela. Essas relações mostram que existem conjuntos de bacias com resposta próximas para algumas variáveis/parâmetros na área de estudo.

FIGURA 52 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PERANTE OS PARÂMETROS DE BACIA SELECIONADOS

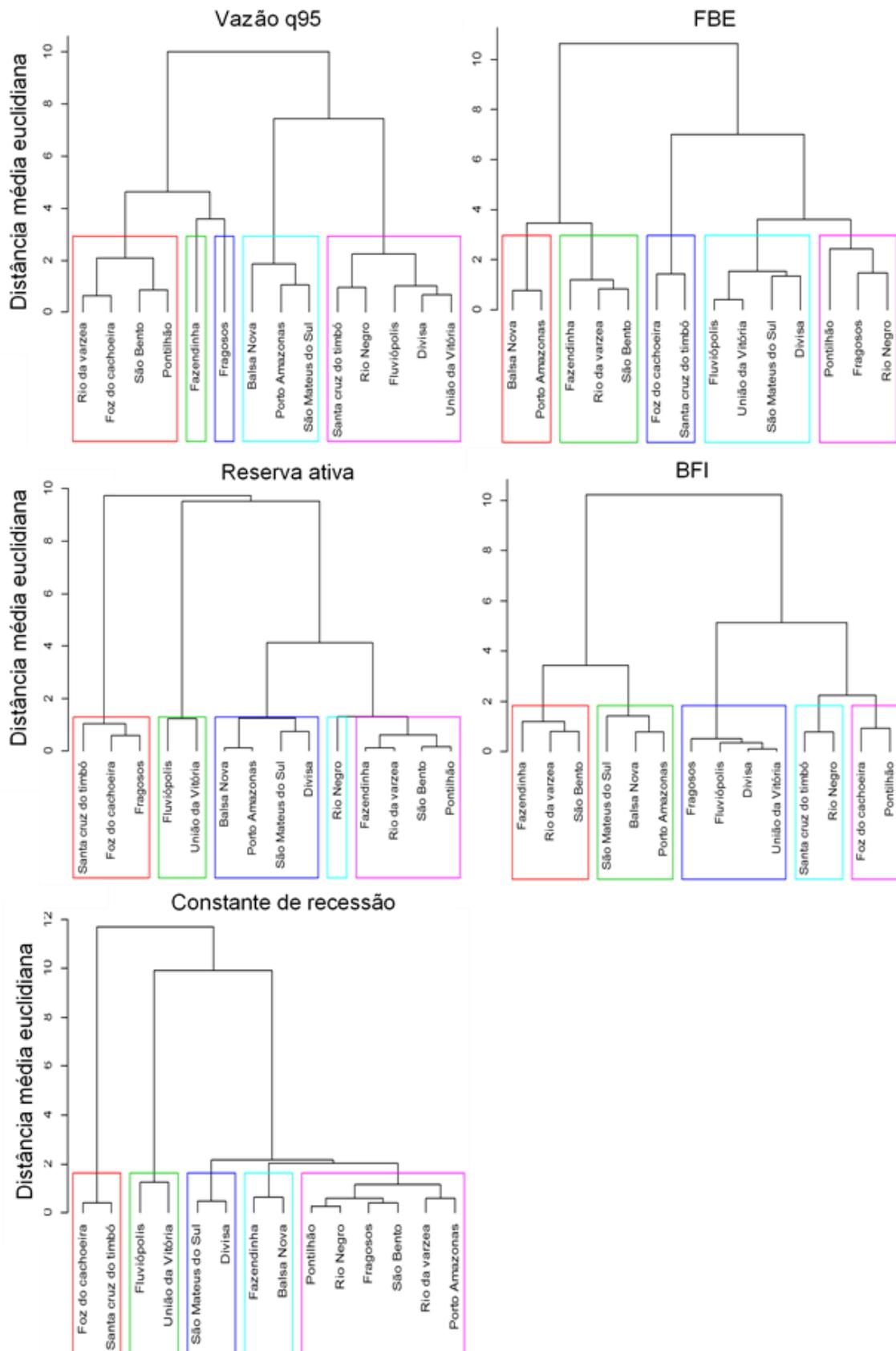
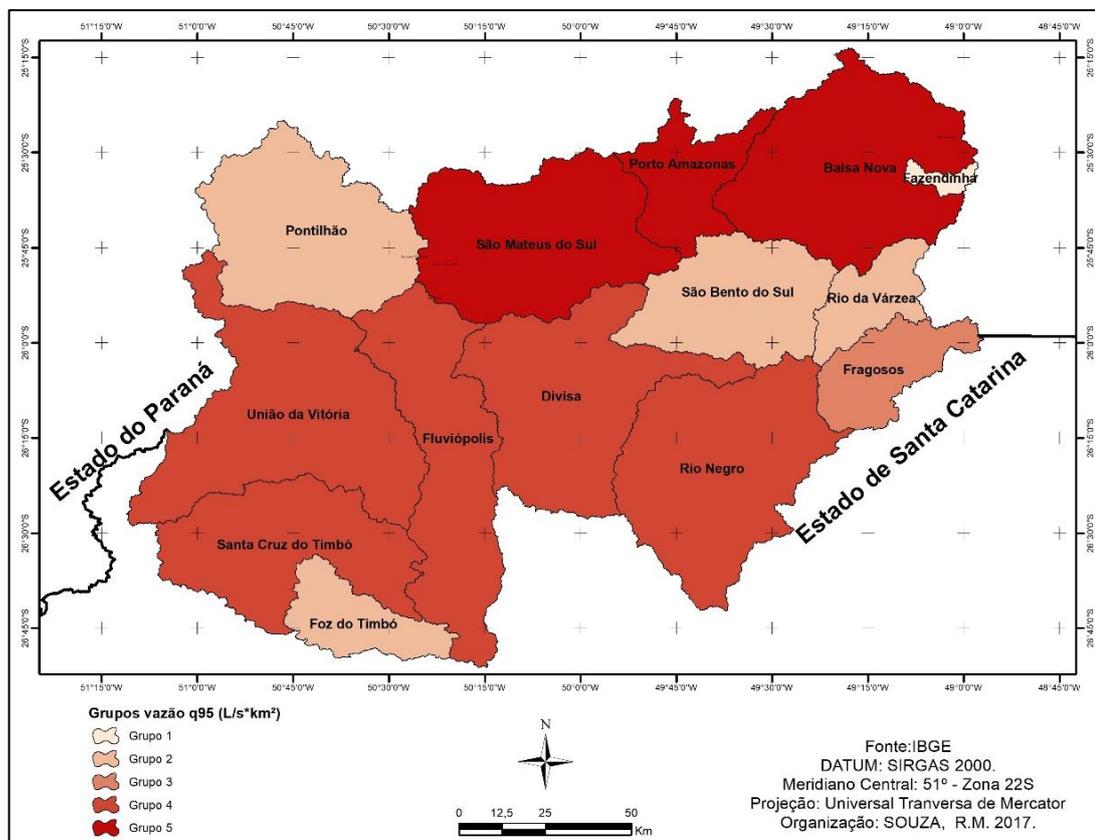


FIGURA 53 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA A VAZÃO Q95.



Em relação aos parâmetros de bacia que exerceram influência no agrupamento apresentado na figura 53, percebeu-se que para a vazão q95 a maior influência é efetuada pela amplitude altimétrica e relação de relevo.

Com relação aos grupos do *FBE*, notou-se que as bacias de Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó fazem parte do mesmo agrupamento, conforme mostra a figura 54. A presença das duas bacias no mesmo grupo deve-se as declividades, as quais são as maiores da área de estudo e dos menores valores de permeabilidade média dos solos.

Para a reserva ativa (figura 55), observou-se que o grupo formado pelas bacias de Fragosos, Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó contempla as três maiores declividades da área de estudo. Portanto, verifica-se que a heterogeneidade espacial da reserva ativa pode ser melhor compreendida a partir da declividade média de cada bacia.

FIGURA 54 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA O FBE

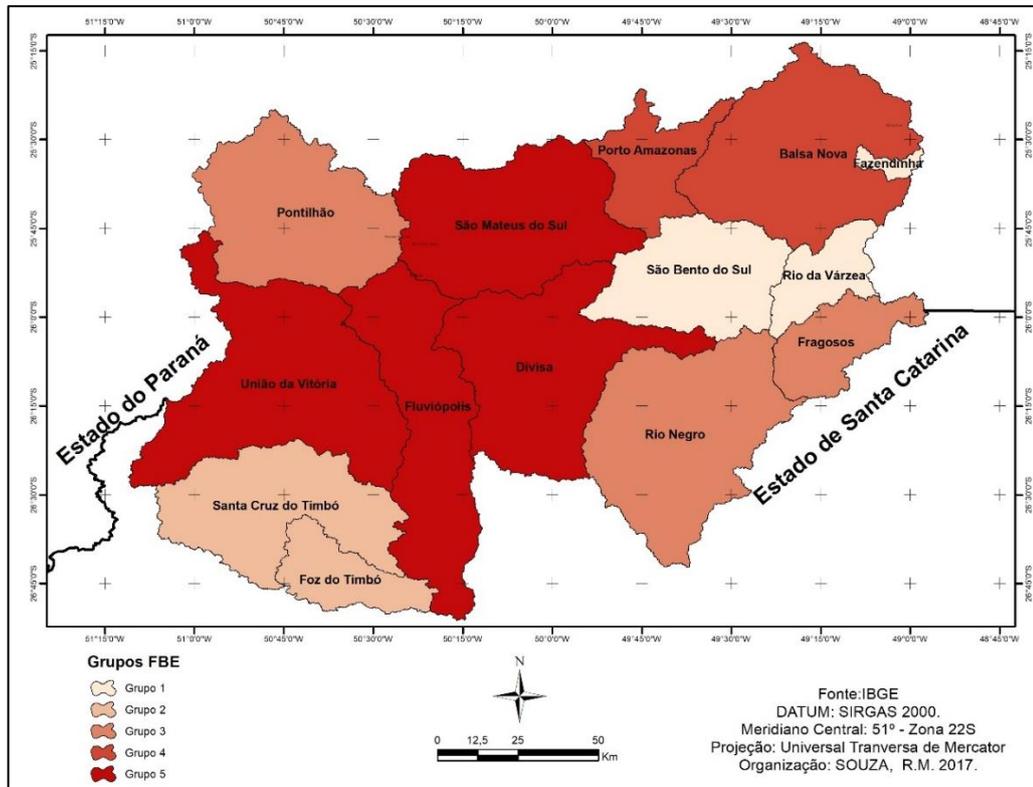
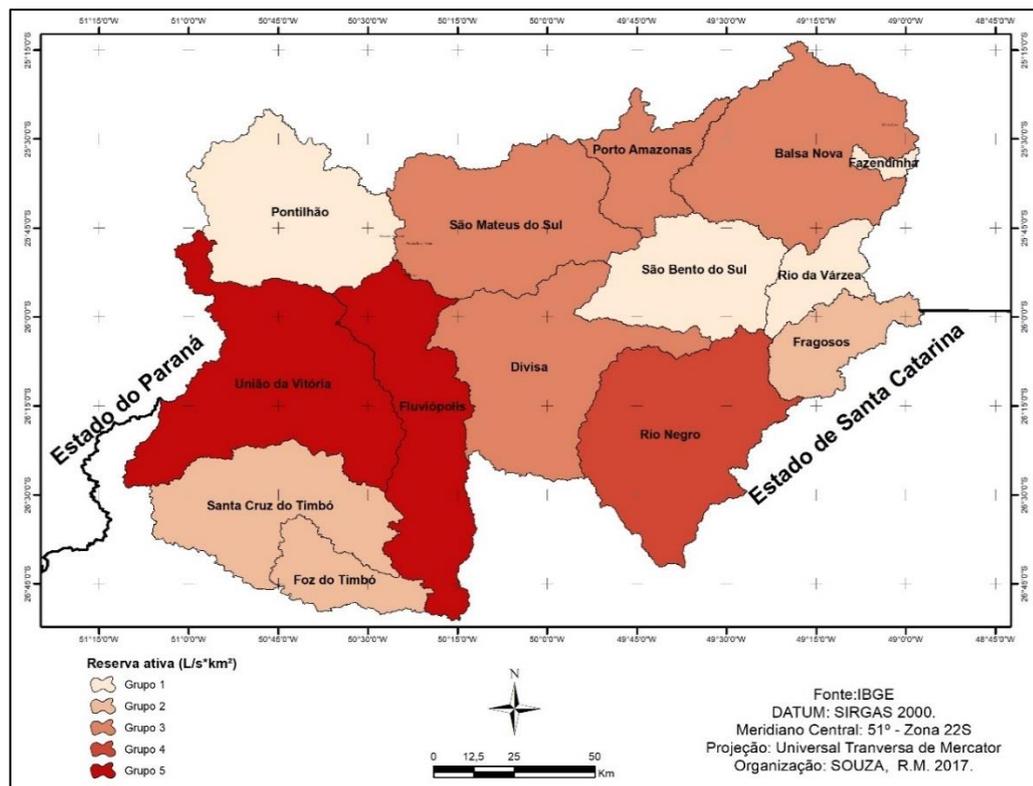
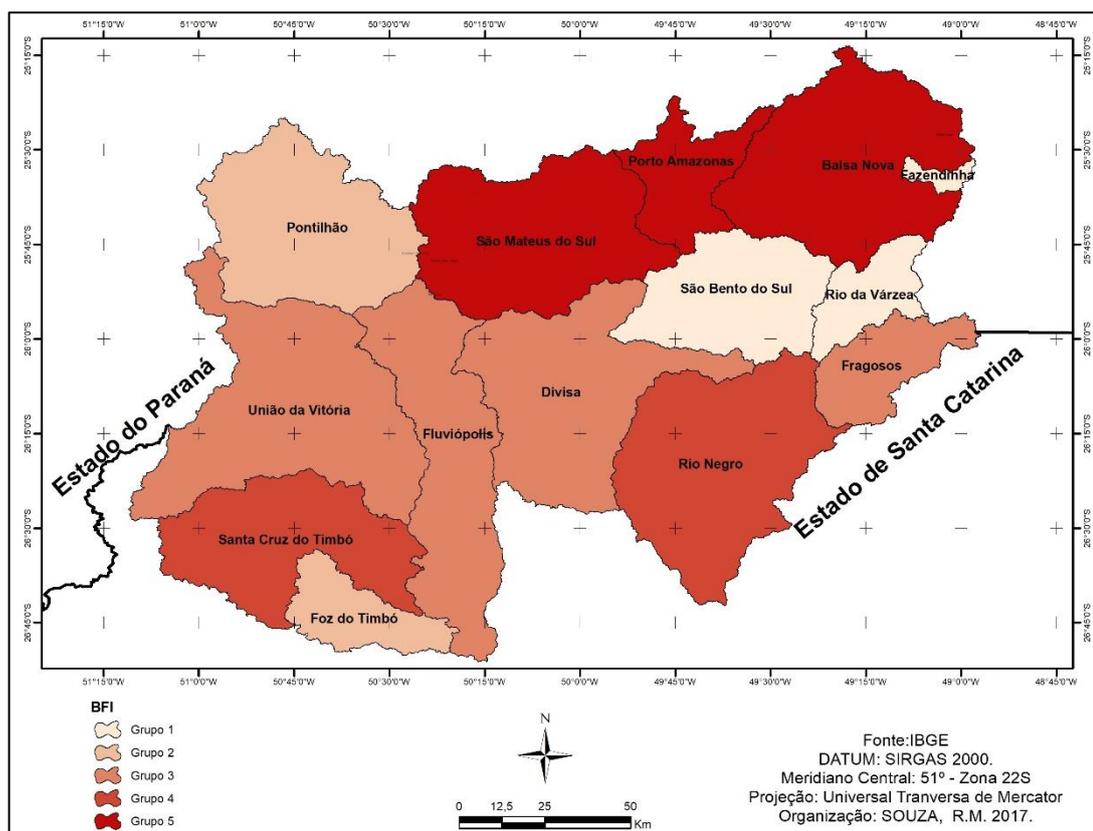


FIGURA 55 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA A RESERVA ATIVA



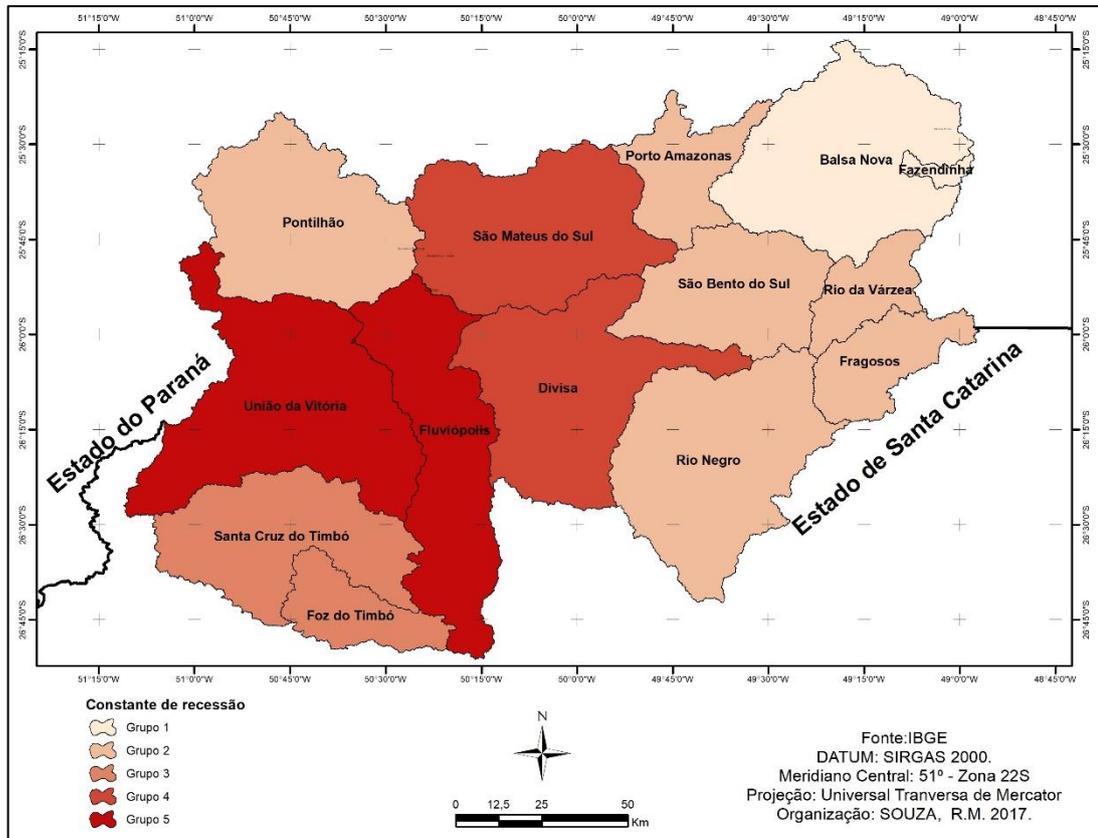
No que concerne ao *BFI* (figura 56), nota-se que Fazendinha, Rio da Várzea e São Bento fazem parte do mesmo grupo. Para as variáveis anteriores, exceto q95, essas bacias também ficaram no mesmo grupo, indicando comportamento hidrológico semelhante para determinados parâmetros de escoamento.

FIGURA 56 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA O BFI



Nos grupos formados para a constante de recessão (figura 57), percebe-se que a área de drenagem e a integral hipsométrica determinam os agrupamentos. A exemplo, nos grupos de Foz do Timbó e Santa Cruz do Timbó e Fazendinha e Balsa Nova, a integral hipsométrica é a responsável pela junção. O grupo formado por Fluiópolis e União da Vitória tem forte influência da área de drenagem, enquanto o maior grupo tem influência da área e da integral hipsométrica.

FIGURA 57 – AGRUPAMENTO DAS BACIAS PARA A CONSTANTE DE RECESSÃO



5 CONCLUSÕES

A área de estudo apresenta considerável uniformidade espacial da precipitação, com influência quase nula da distribuição das chuvas sobre os parâmetros de escoamento avaliados no estudo. Dada estas características de região hidrologicamente homogênea, a escolha da área de estudo revelou-se acertada, pois permitiu avaliar de forma mais consistente o efeito de escala e a heterogeneidade espacial dos parâmetros de escoamento.

Foram avaliados os seguintes parâmetros de bacia: área de drenagem, amplitude altimétrica, relação de relevo, declividade, integral hipsométrica, coeficiente orográfico, coeficiente de massividade, permeabilidade médias das rochas e dos solos. Os parâmetros com maior heterogeneidade na área de estudo são o coeficiente orográfico e a permeabilidade média das rochas. A área de drenagem influencia a heterogeneidade dos parâmetros de bacia na área de estudo, evidenciando efeito de escala também na estruturação física da paisagem.

Avaliou-se os parâmetros de escoamento que apresentam relação com o escoamento de base, a saber: vazão q95, *FBE*, reserva ativa, *BFI* e constante de recessão.

Através da análise de correlação, os parâmetros de bacia amplitude altimétrica e permeabilidade médias das rochas apresentaram maior associação linear com a vazão q95. No modelo de regressão, foram selecionados a amplitude altimétrica, relação de relevo, e permeabilidade médias das rochas. O modelo apresentou ajuste de R^2 0,65, indicando ainda muita incerteza para aplicação em estudos hidrológicos. Neste sentido, percebeu-se a complexidade envolvendo os mecanismos de geração de vazões mínimas e principalmente a dificuldade de estimativa por meio de regionalização.

Em relação ao *FBE*, a análise de correlação mostrou que as variáveis com maior associação linear são a amplitude altimétrica e área de drenagem. As variáveis selecionadas para o modelo de regressão foram a amplitude altimétrica, declividade média e permeabilidade dos solos. O ajuste do modelo de regressão foi de R^2 0,79, indicando potencial para uso em estudos hidrológicos e também para entender a heterogeneidade e estimar valores do *FBE* regionalmente a partir dos parâmetros utilizados.

A reserva ativa apresentou correlação mais acentuada com a área de drenagem e amplitude altimétrica. No modelo de regressão, foram selecionados os parâmetros de bacia área de drenagem e declividade. O modelo de regressão apresentou ajuste (R^2) superior a 0,8, indicando sua aplicabilidade em estudos hidrológicos e possibilidade de uso para entendimento da heterogeneidade espacial e estimativa por meio de regionalização da reserva ativa dentro da área de estudo.

A correlação entre o *BFI* e os parâmetros de bacia mostrou que área de drenagem e amplitude altimétrica apresentaram as maiores associações lineares com o *BFI*. O modelo de regressão foi constituído pela amplitude altimétrica e permeabilidade média dos solos. O ajuste foi de R^2 0,61, indicando fraca dependência dos parâmetros de bacia avaliados.

A utilização das técnicas manuais facilitou o entendimento do comportamento das recessões. Foi observado que com um número de recessões acima de dez é possível obter, com precisão, a *CRM* de uma bacia hidrográfica.

O método de Boussinesq apresentou os melhores resultados na obtenção da constante de recessão. Apenas uma bacia apresentou resultados mais satisfatórios com a solução aproximada de Maillet. Diante do fato que o modelo de Maillet é adotado em larga escala, inclusive nos principais modelos hidrológicos, conclui-se que a adaptação do modelo de Boussinesq adotada nesta pesquisa é uma contribuição significativa para estudos de escoamento de base. Porém, recomenda-se avaliar em outras regiões, visando a incorporação em modelos hidrológicos como mais uma alternativa na simulação de vazões de base.

Os parâmetros de bacia integral hipsométrica e área de drenagem apresentaram as maiores associações lineares com a constante de recessão. O modelo de regressão também foi composto por esses dois parâmetros. O ajuste de R^2 0,71 mostra que estes parâmetros possuem potencial de explicação do comportamento das recessões do escoamento de base na área de estudo.

As relações entre os parâmetros de bacia e de escoamento indicam que a amplitude altimétrica e área de drenagem são os parâmetros mais presentes nas correlações. No que se refere aos modelos de regressão, a amplitude altimétrica também se destaca como parâmetro explicativo.

De forma geral, os parâmetros de bacia apresentaram potencial para explicar a heterogeneidade dos parâmetros de escoamento na área de estudo. Dos parâmetros de bacia avaliados, destaca-se o poder explicativo da combinação da área

de drenagem com a amplitude altimétrica ou com a integral hipsométrica. Esta combinação, área x altura, demonstra a importância do volume de contribuição da bacia para a geração do escoamento de base.

Os grupos formados para os parâmetros de escoamento avaliados mostraram que determinadas bacias possuem comportamento hidrológico similar, com potencial de utilização desses grupos para predição de variáveis hidrológicas ou técnicas de regionalização de vazões.

As bacias de Santa Cruz do Timbó e Foz do Timbó apresentam características distintas do restante da área de estudo. Esse fato provém da litologia mais recente, formada por derrames basálticos e também relevo mais acidentado, refletindo significativamente nos valores dos parâmetros de bacia e de escoamento

A heterogeneidade dos parâmetros de bacia e de escoamento é mais acentuada até a área de drenagem próxima a 5.000 km², indicando existir efeito de escala e que a *REA* possui uma magnitude de 20% da área da bacia.

Destaca-se o efeito de escala na constante de recessão. A integral hipsométrica traz informações sobre o volume rochoso/pedológico acima do nível de base hidrológico de cada bacia, considerando-se o exutório no ponto de medição. A análise conjunta da integral hipsométrica e área de drenagem corresponde ao efeito de escala espacial, com a bacia sendo considerada em três dimensões.

O conhecimento dos parâmetros de escoamento de base é fundamental para o entendimento da hidrologia de bacias hidrográficas e, conseqüentemente, para a compreensão das vazões em épocas de seca hidrológica. Neste contexto, ressalta-se a importância e a aplicabilidade deste trabalho na gestão de recursos hídricos.

REFERÊNCIAS

- AHIABLAME, L.; CHAUBEI, I.; ENGEL, B.; CHERKAUER, K. ; MERWADE, V. Estimation of annual baseflow at ungauged sites in Indiana, USA. **Journal of Hydrology**, n. 476, 2013, p. 13 - 27
- AKSOY, H.; UNAL, N.E.; PEKTAS, A.O.; Smoothed minima baseflow separation tool for perennial and intermittent streams. **Hydrological Processes**, n. 22, 2008, p. 4467 – 4476.
- ALMEIDA, W. S.; SOUZA, N. M.; JUNIOR, D. S. R.; CARVALHO, J. C. Análise morfométrica em bacias hidrográficas fluviais como indicadores de processos erosivos e aporte de sedimentos no entorno do reservatório da Usina Hidrelétrica Corumbá IV. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, nº 2, v. 14, 2013, p. 135-149.
- ALTAF, F.; MERAJ, G.; ROMSHOO, S.A. Morphometric analysis to infer hydrological behavior of Lidder Watershed, Western Himalaya, Índia. **Geography Journal**, 2013, p. 01-14.
- ANH, K.H.; MERWADE, V. **Role of watershed geomorphic characteristics on flooding Indiana, United States. Journal of Hydrologic Engineering**. Disponível em [http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001289](http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001289). Acesso em 27/10/2015.
- ARNOLD, J.G.; MUTTIAH, R.S.; SRINIVASAN, R.; ALLEN, P.M.; Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. **Journal of Hydrology**, n. 227, 2000, p. 21 – 40.
- ARNOLD, J.G; ALLEN, P.M.; MUTTIAH, R.; BERNHARDT, G.; Automated base flow separation and recession analysis techniques. **Ground Water**, vol. 33, nº 06, 1995, p. 1010 - 1018
- ASANO, Y.; UCHIDA, T. Is the representative elementary area defined by a simple mixing of variable small streams in headwater catchments? **Hydrological Processes**, vol 24, 2010, p. 666 - 671.
- BART, R.; HOPE, A. Inter-seasonal variability in baseflow recession rates: The role of aquifer antecedent storage in central California watersheds. **Journal of Hydrology**, nº 519, 2014, p. 205 – 213.
- BEVEN, K.; WOOD, E, F. SIVAPALAN, M. On hydrological heterogeneity – catchment morphology and catchment response. **Journal of Hydrology**, nº 100, 1988, p. 353 – 375.;
- BISWAL, B.; KUMAR, D. N. What mainly controls recession flows in river basins? **Advances in Water Resources**, nº 65, 2014, p. 25 – 33.
- BLÖSCH, G. Scaling in Hydrology. **Hydrological Processes**, vol 15, 2001. p. 709 – 711.

BLÖSCH, G.; SIVAPALAN, M. Scale issues in hydrological modeling: a review. **Hydrological Processes**, vol 09, 1995, p. 251 - 290.

BLÖSCH, G.; GRAYSON, R.B.; SIVAPALAN, M. On the representative elementar area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modeling. **Hydrological Processes**, vol 09, 1995, p. 313-330

BROCCA, L.; TULLO, T.; MELONE, F.; MORAMARCO, T.; MORBIDELLI, R. Catchment scale soil moisture spatial-temporal variability. **Journal of Hydrology**, nº 422-423, 2012, p. 63 – 75

BRODIE, R. S. HOSTETLER, S. **A review of techniques for analyzing baseflow from stream hydrographs.** Disponível em http://www.researchgate.net/publication/228802690_A_review_of_techniques_for_analyzing_baseflow_from_stream_hydrographs. Acesso em 21/05/2013.

BRUTSAERT, W.; NIEBER, J.L. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. **Water Resources Research**, nº 13, 1977, p. 637 – 643.

BORSATO, F.G. **Caracterização física das bacias de drenagem do município de Maringá e os postos de combustíveis como potenciais poluidores.** 257 pg. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Paraná, 2005.

BOUSSINESQ. J. Sur un mode simple d'écoulement des nappes d'eau d'infiltration à lit horizontal, avec, rebord vertical tout autour lorsqu'une partie de ce rebord est enlevée depuis la surface jusqu'au fond. **C. R. Academy Science** n. 137, 1903, p. 05 – 11.

CERDAN, O.; LE BISSONNAIS, Y.; GOVERS, G.; LECOMTE, V.; VAN OOST, K.; COUTURIER, A.; KING, C.; DUBREUIL, N. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. **Journal of Hydrology**, nº 299, 2004, p. 04 – 14.

CHAPMAN, T.G.; A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. **Hydrological Processes**, n. 13, 1999, p. 701 – 714.

CHISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**, 2ª ed. São Paulo; Edgar Blucger, 1980.

COLLISCHON, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharia e ciências ambientais.** ABRH, Porto Alegre, 2013.

COLLISCHON, W.; FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. **Hydrological Processes**, vol. 27, 2013, p. 2614 - 2622.

COSTA, F.M.; **Análise por métodos hidrológicos e hidroquímicos de fatores condicionantes do potencial hídrico de bacias hidrográficas – estudo de caso no quadrilátero ferrífero (MG).** 172 pg. Dissertação (Mestrado em Ciências Naturais)

- Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 2005.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M.R.; **Hidrologia Subterrânea**, vol. 1, 2ª edição. Ediciones Omega, Barcelona, 2001

DIDSZUN, J.; UHLENBROOK, S. Scaling of dominant runoff generation processes: Nested catchments approach using multiple tracers. **Water Resources Research**, vol. 44, 2008, p. 01- 15.

DEWANDEL, B.; LACHASSAGNE, P.; BAKALOWICZ, M.; WENG, PH.; AL-MALKI, A. Evaluation of aquifer thickness by analyzing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. **Journal of Hydrology**, n. 274, 2003, p. 248 – 269.

ECKHARDT, K.; How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, n. 19, 2005. p. 507 – 515.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. In: **Reunião Técnica de Levantamento de Solos**, nº 10, Rio de Janeiro, Rj, 1979, 83p.

FAN, Y.; BRAS, R.L. On the concept of representative elementary area in catchment runoff. **Hydrological Processes**, vol 09, 1995, p. 821 - 832

GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. Spatial processes, organization and patterns. In: GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. **Spatial Patterns in Catchment Hydrology: observations and modeling**. Cambridge University Press, 2000, p. 03 – 17.

INSTITUTE OF HYDROLOGY. **Low flow studies**. Research Report nº 01, Wallingford, 1980.

LIAZI, A.; MANCUSO, M. A.; CAMPO, J. E.; ROCHA, G. Outorga integrada: águas superficiais e águas subterrâneas. **XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. São Paulo/SP, 2007.

LIM, J. K.; ENGEL, B. A.; TANG, Z.; CHOI, J.; KIM, K. S.; MUTHUKRISHNAN, S.; TRIPATHY, D. Automated web gis hydrograph analysis tool, What. **Journal of the american water resources association**. Vol. 41, 2005, p. 1407 – 1416.

LOPES, M. F .C.; **Condições de ocorrência de água subterrânea nas bacias dos rios Piracicaba e Capivari**. 86 pg. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento) – Faculdade de Engenharia Civil, Universidade Estadual de Campinas, , Campinas / SP, 1994.

MAILLET, E. **Essais d'hydraulique souterraine et fluviale**. Paris, Librairie Science, 1905.

MEDIONDO, E.M.; TUCCI, C.E.M. Escalas Hidrológicas I: conceitos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, vol. 02, nº 2, jul/dez 1997, p. 21-44

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I.M.; **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo. Oficina de textos, 2007.

MENEZES, P. M. L; COELHO NETO, A. L. Escala: estudo de conceitos e aplicações. In: **anais do XIX Congresso Brasileiro de Cartografia**, Recife, 1999.

MCGLYNN, B.L.; MCDONNELL, J.J.; SEIBERT, J.; KENDALL, C. Scale effects on headwater catchment runoff timing, flow sources, and groundwater-streamflow relations. **Water Resources Research**, vol. 40, 2004, p. 01 – 14.

NASH J.E., SUTCLIFFE J.E. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, p. 282-290, 1970.

NATHAN, R.J.; McMAHON, T.A.; Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. **Water Resources Research**, v. 26, nº 7, 1990, p. 1465 – 1473,

NUNES, F.G.; RIBEIRO, N.C.; FIORI, A.P. **Propriedades morfométricas e aspectos físicos da bacia hidrográfica do rio Atuba**: Curitiba – Paraná. VI Simpósio Nacional de Geomorfologia, Goiânia, 2006.

PILGRIM, D.H. Some problems in transferring hydrological relationships between small and large drainage basins and between regions. **Journal of Hydrology**, nº 65, 1983, p. 49 – 72.

RECHA, V.B.; GEORGE, A.V.; RITA, M. Morphometric analysis and micro-watershed prioritization of Peruvanthanam Sub-Watershed, the Manimala River Basin, Kerala, South India. **Environmental Research, Engineering and Management**, n. 03, 2011, p. 06-14.

RIGGS. H. C. The baseflow recession curve as an indicator of ground water. **International Association of Scientific Hydrology Publication**, vol. 63, 1964, p. 352 – 363.

SANTHI, C.; ALLEN, P.M.; MUTTIAH, R.S.; ARNOLD, J.G.; TUPPAD, P.; Regional estimation of base flow for conterminous United States by hydrologic landscapes regions. **Journal of Hydrology**, v. 351, 2008, p. 139 – 153.

SANTOS, A. G.; TARGA, M. S.; BATISTA, G. T.; DIAS, N. W. Análise morfométrica das sub-bacias hidrográficas Perdizes e Fojo no município de Campos do Jordão, SP, Brasil. **Revista Ambiente & Água (Ambi-Água)**, v. 7, nº 3, 2012, p. 195-211.

SANTOS, L.L. Modelos hidráulicos-hidrológicos: conceitos e aplicações. **Revista Brasileira de Geografia Física**, vol 02, nº 3, set/dez 2009, p. 01-19.

SILVA, L.P.; EWEN, J. Modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, vol 5, nº 4, out/dez 2000. p. 81 – 92.

SIVAPALAN, M. Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? **Hydrological Processes**, nº 17. 2003, p. 1037 – 1041.

SMAKHTIN, V.U.; Low flow hydrology: a review. **Journal of Hydrology**, v. 240, 2001, p. 147-186.

SOUSA, F.A.; RODRIGUES, S.C. Aspectos morfométricos como subsídio ao estudo da condutividade hidráulica e suscetibilidade erosiva dos solos. **Mercator**, v. 11, nº 25, 2012, p. 141-151.

SOUZA, RM. **Estimativa de vazões mínimas na bacia do Altíssimo Rio Negro, região Sul-Brasileira, com aplicação do modelo SWAT**. 122 pg. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 2011.

SOUZA, R.M.; SANTOS, I.; Área elementar representativa da bacia hidrográfica do Altíssimo Rio Negro, Região Sul-Brasileira. **XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. Bento Gonçalves/RS, 2013.

SOUZA, R.M. **Análise por métodos hidrológicos e hidroquímicos de fatores condicionantes do potencial hídrico de bacias hidrográficas – estudo de caso no quadrilátero ferrífero (MG)**. 172 pg. Dissertação (Mestrado em Ciências Naturais) - Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 2005.

STRAHLER, A. Hypsometric (area – altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v.63, 1952, p. 1117 – 1142.

STIPP, N. A. F.; CAMPOS, R. A.; CAVIGLIONE, J. H. Análise morfométrica da bacia hidrográfica do rio Taquara – Uma contribuição para o estudo das ciências ambientais. **Portal da Cartografia**, v. 3, nº1, 2010, p. 105 – 124.

TALLAKSEN, L. M.; A review of baseflow recession analysis. **Journal of Hydrology**, v 165, 1995, p. 349 – 370

TEMNERUD, J.; SEIBERT, J.; JANSSON, M.; BISHOP, K. Spatial variation in discharge and concentrations of organic carbon in a catchment network of boreal streams in northern Sweden. **Journal of Hydrology**, nº 342, 2007, p. 72 – 87.

THOMAS, J.; JOSEPH, S.; THRIVIKRAMJI, K.P.; GEORGE, A. Morphometric analysis of the drainage system and its hydrological implications in the rain shadow regions, Kerala, India. **Journal of Geographical Sciences**, vol. 21, nº6, 2011, p. 1077-1088.

TUCCI, C.E.M.; Escoamento superficial, In: TUCCI, C.E.M. (org). **Hidrologia: ciência e aplicação**, 4ª edição. ABRH/UFRGS, Porto Alegre, 2012, p. 391 - 442

WIGMOSTA, M.; PRASAD, R. Upscaling and downscaling – dynamic models. In: Anderson, M. G e McDonnell, J.J. **Encyclopedia of Hydrological Sciences**. John Wiley and Sons Ltda. Chichester, England, 2005, p. 165 - 176.

WOOD, E.F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.; BAND. L. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. **Journal of Hydrology**, nº 102, 1988, p. 29 – 47.

WOOD, E.F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K. Similarity and scale in catchment response. **Reviews of Geophysics**, vol 28, 1990, p. 01 – 18.

WOODS, R. Hydrologic concepts of variability and scale. In Anderson, M. G e McDonnell, J.J. **Encyclopedia of Hydrological Sciences**. John Wiley and Sons Ltda. Chichester, England, 2005, p. 23 - 40.

WOODS, R. The impact of spatial scale on spatial variability in hydrologic response: experiments and ideas. **Scales in Hydrology and Water Management**. IAHS, nº 87, 2004, p. 153 –167.

WOODS, R.; SIVAPALAN, M.; DUNCAN, M. Investigating the representative elementary area concept: an approach based on field data. **Hydrological Processes**, nº 9 , 1995, p. 291 – 312.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Manual on Low-flow: Estimation and Prediction**. Operation Hydrology Report, nº 50, 2008.

YILDIZ, O. Assessment and simulation of hydrologic extremes by a physically based spatially distributed hydrologic model. **Tese de doutorado**. The Pennsylvania State University, University Park, PA, USA, 2001.

YILDIZ, O; BARROS, ANA.P. Evaluating spatial variability and scale effects on hydrologic processes in midsize river basin. **Scientific research and essay**, vol. 04, 2009. P. 217-225.

YOUNGER, P.; **Groundwater in the environmental: an introduction**. Blackwell Publishing Ltda., United Kingdom, 2007.

ANEXO 1
HIDROGRAMAS

FIGURA 58 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA FAZENDINHA

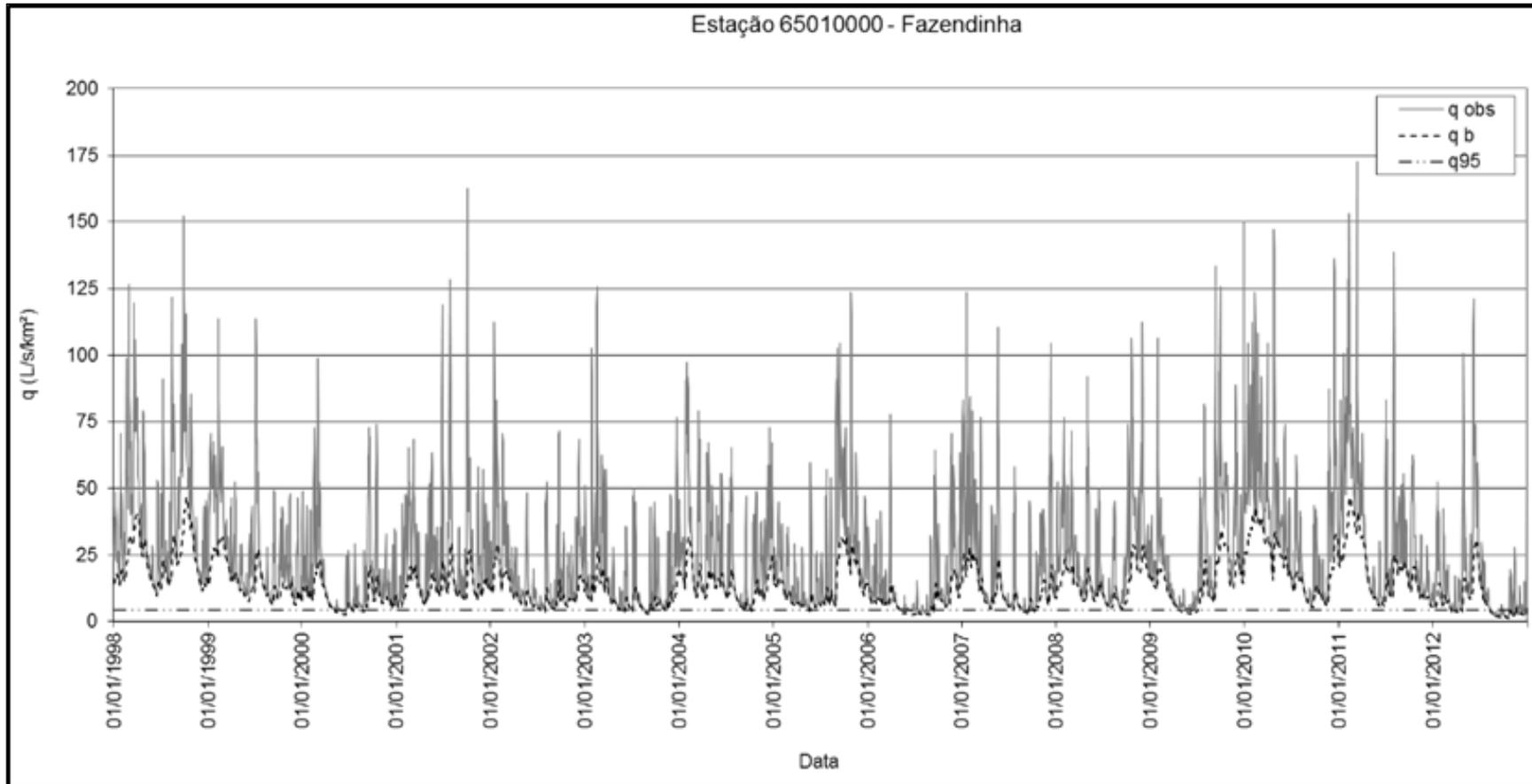


FIGURA 59 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO DA VÁRZEA

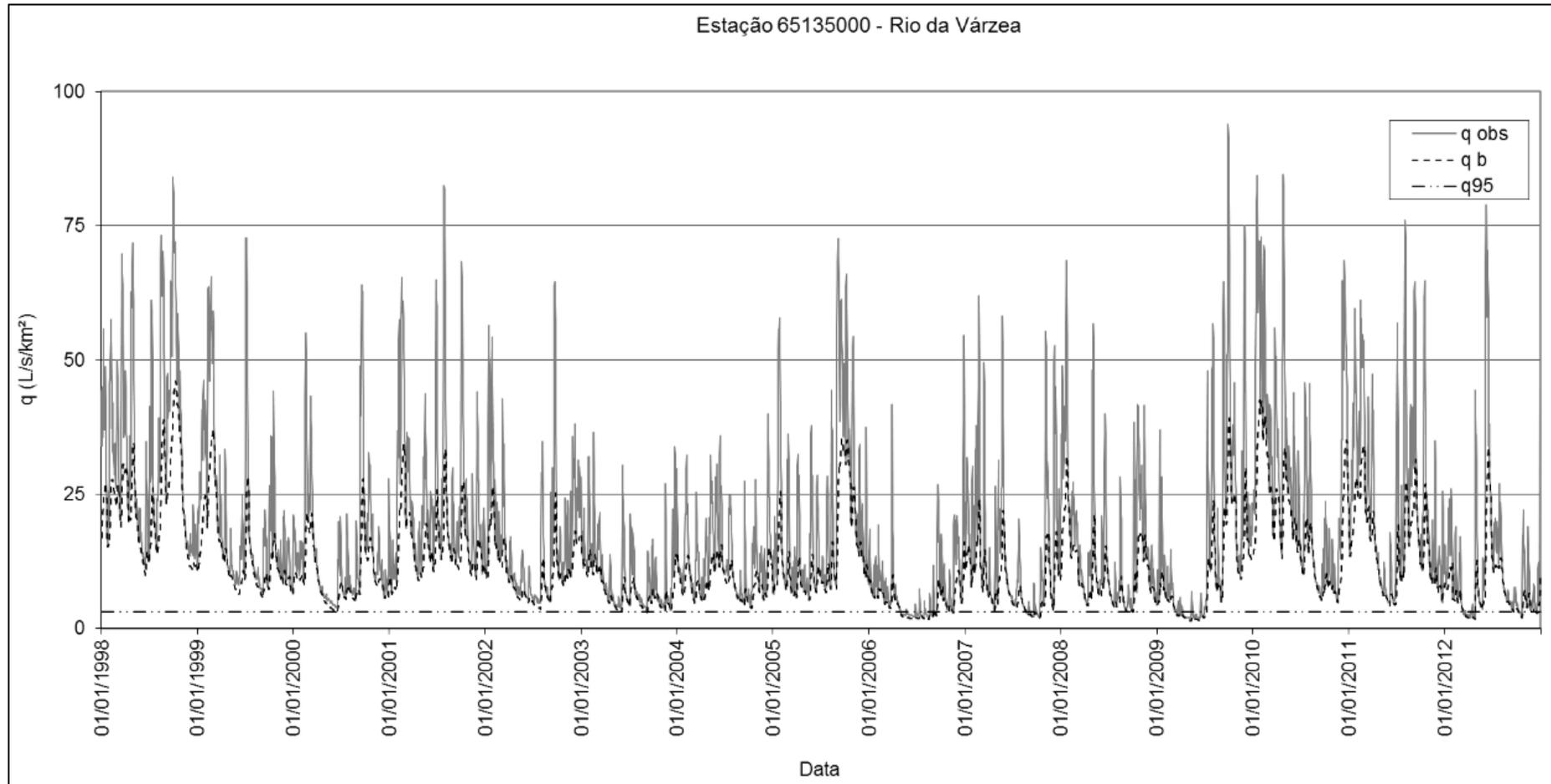


FIGURA 60 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA FOZ DO TIMBÓ

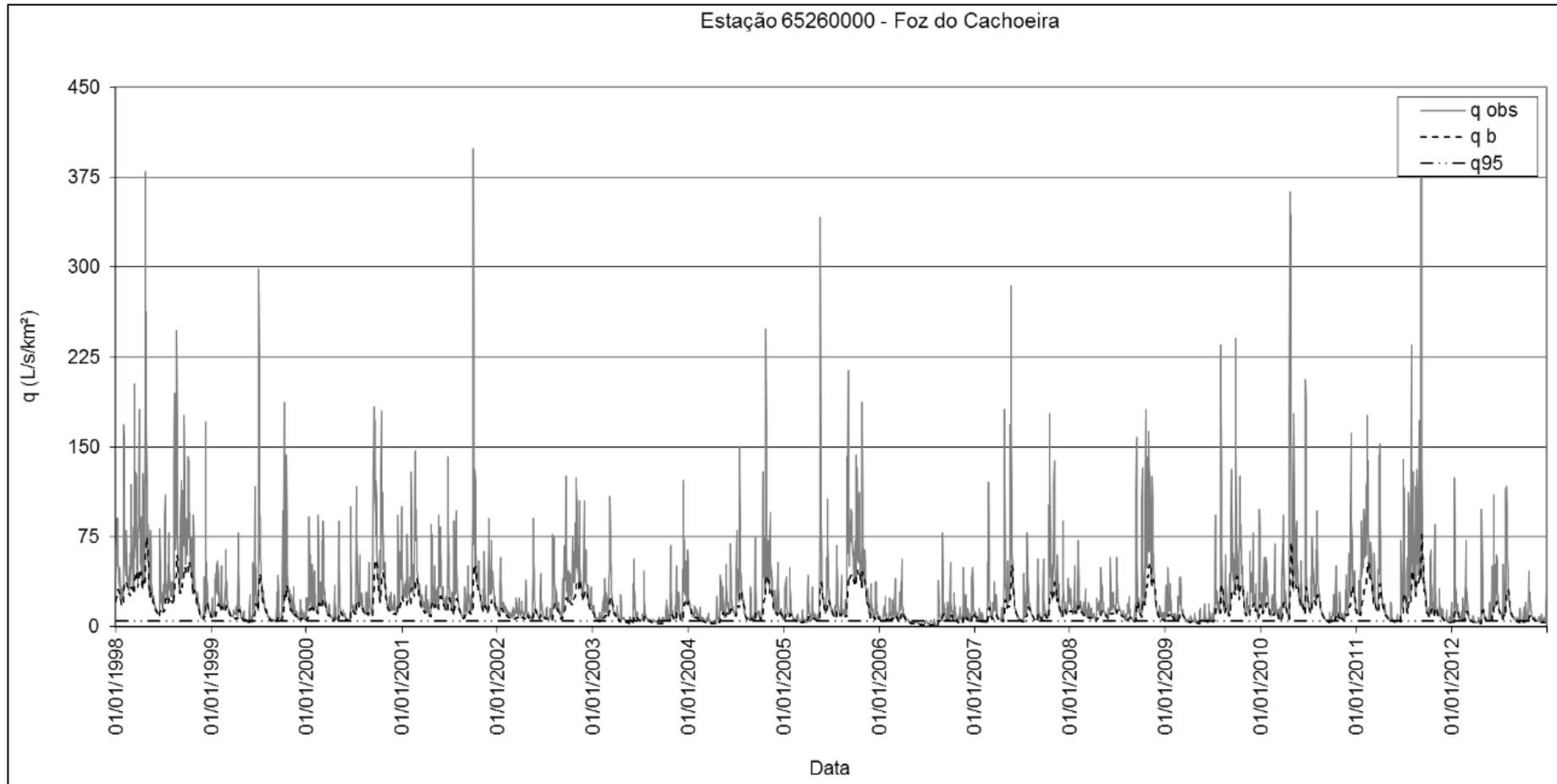


FIGURA 61 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA FRAGOSOS

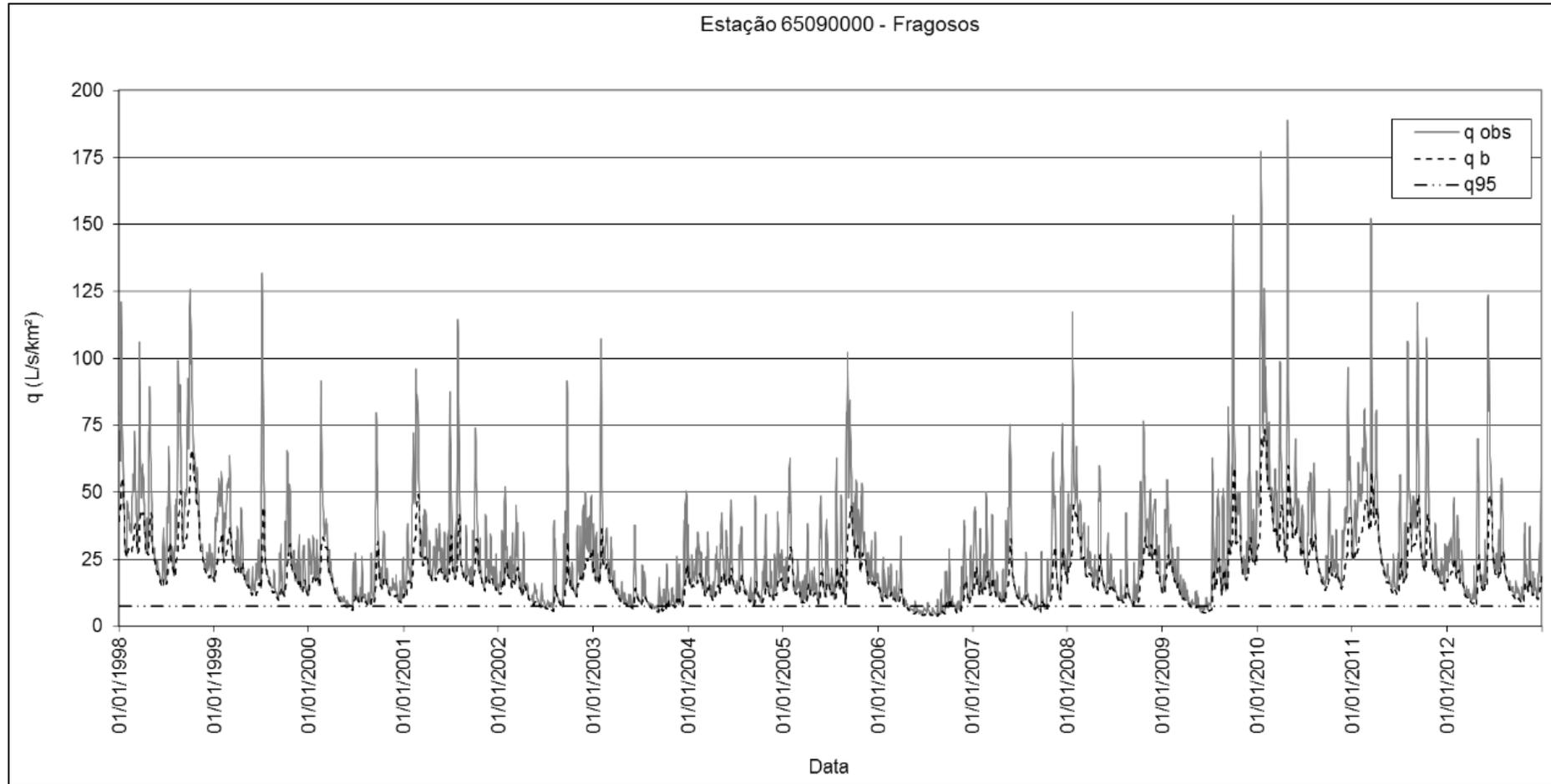


FIGURA 62 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO BENTO DO SUL

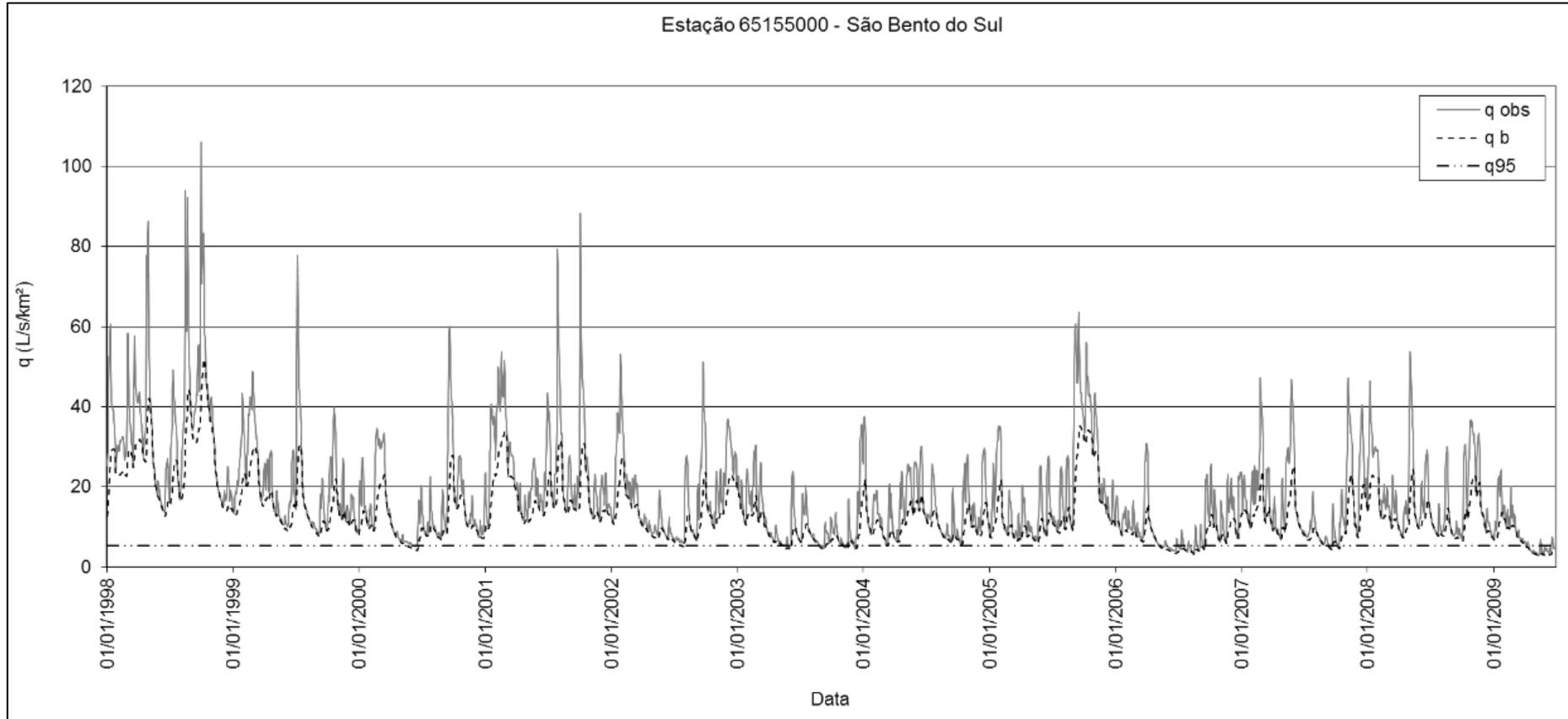


FIGURA 63 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA PONTILHÃO

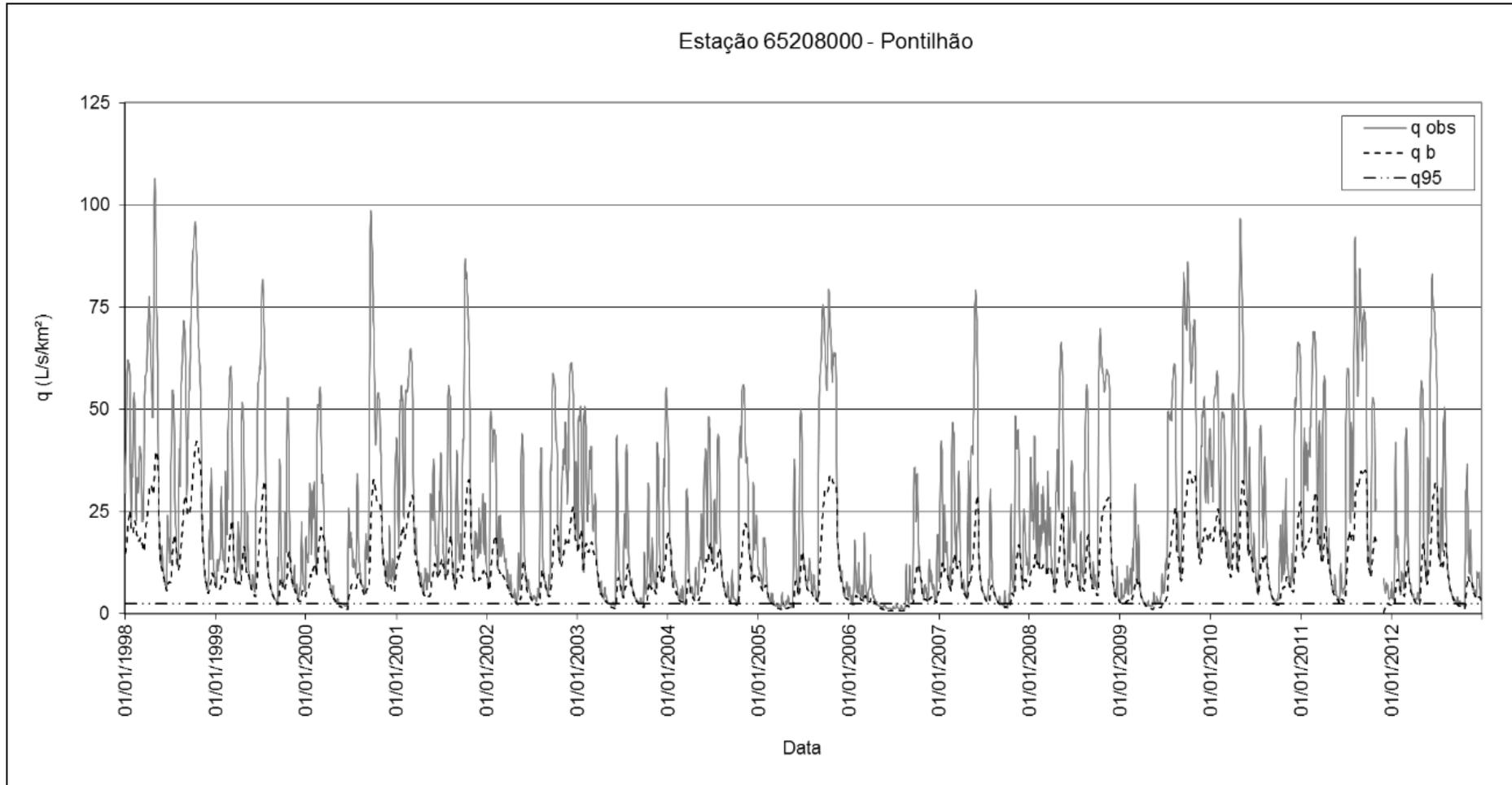


FIGURA 64 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA SANTA CRUZ DO TIMBÓ

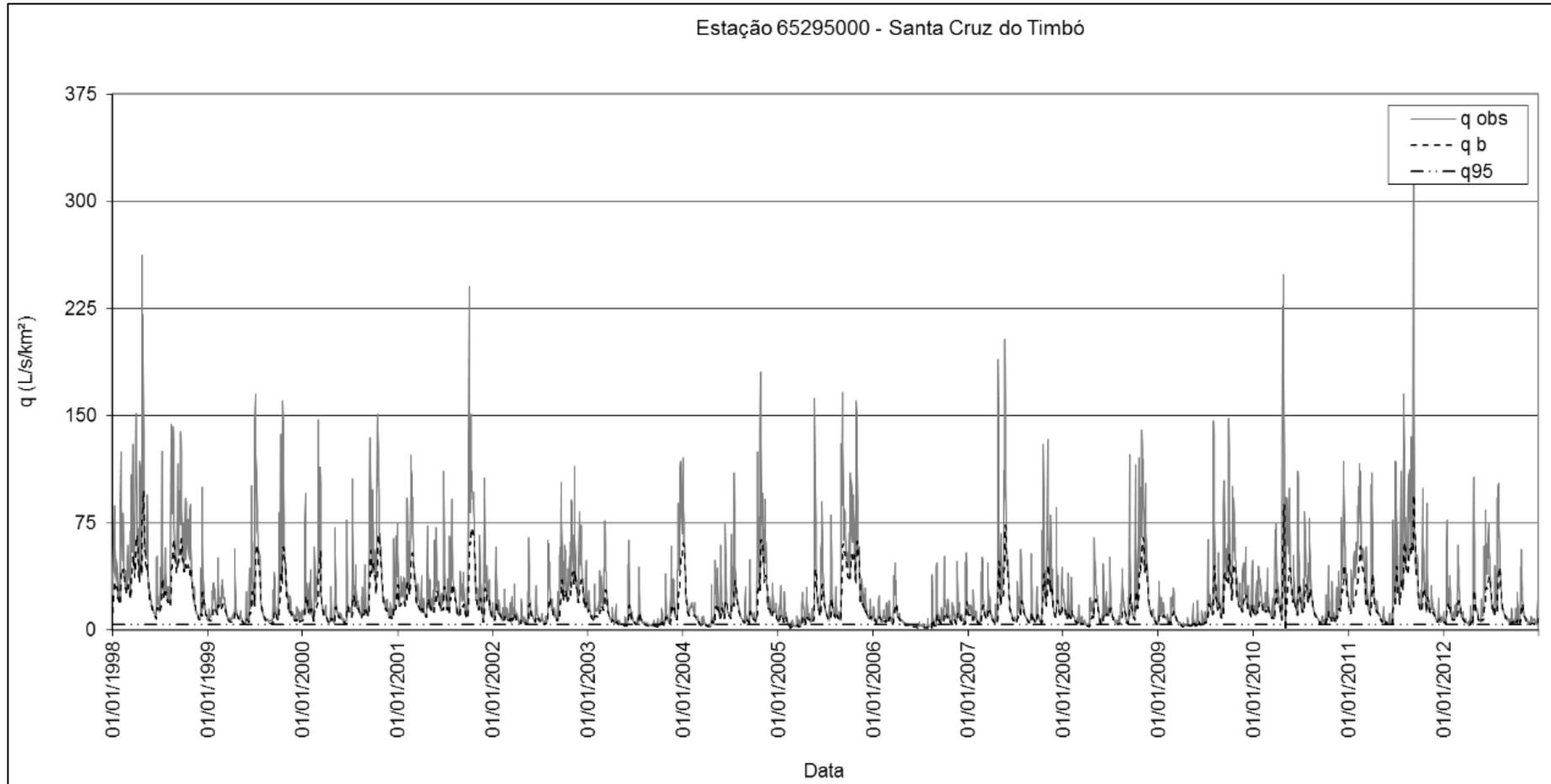


FIGURA 65 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA Balsa Nova

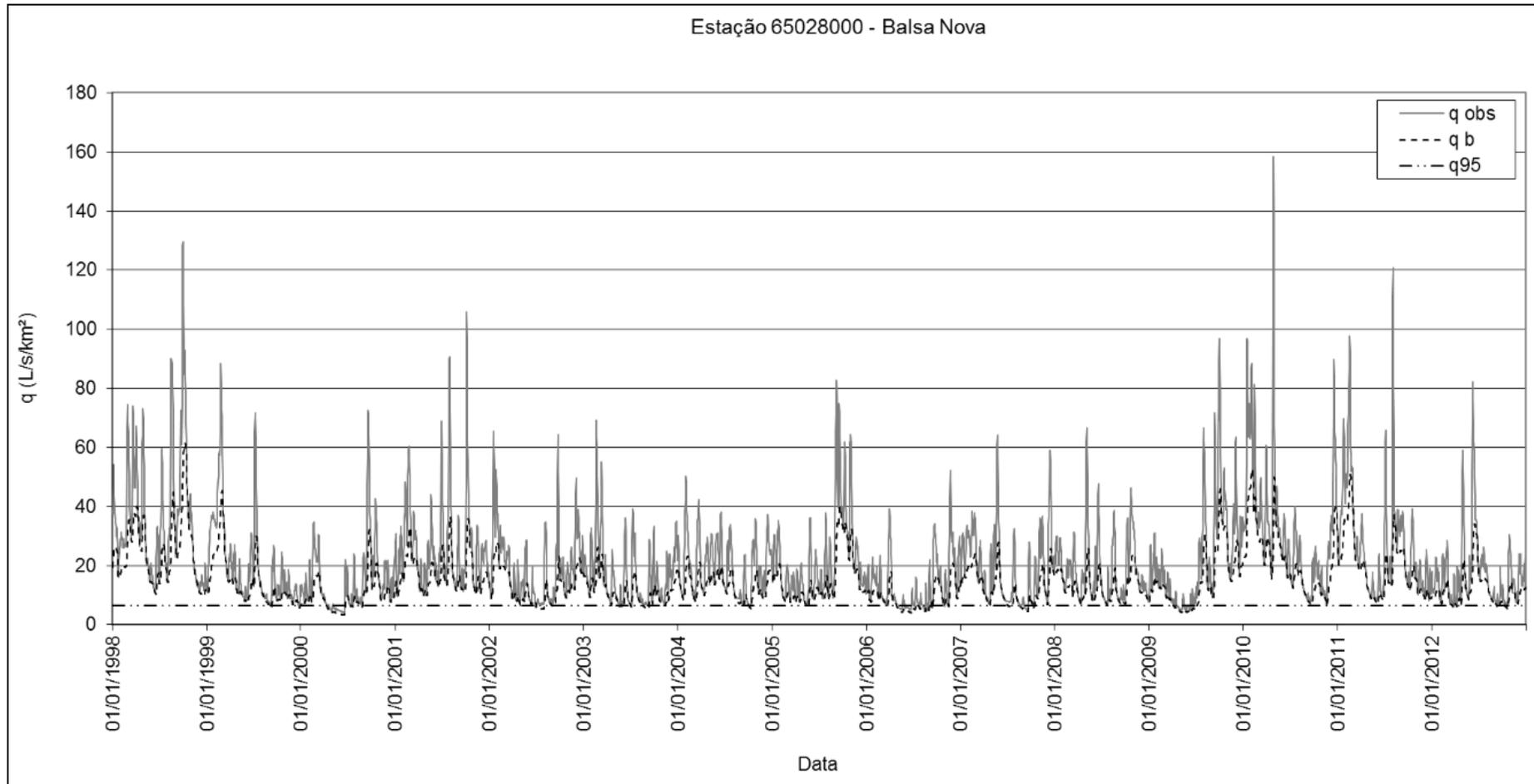


FIGURA 66 - HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO NEGRO

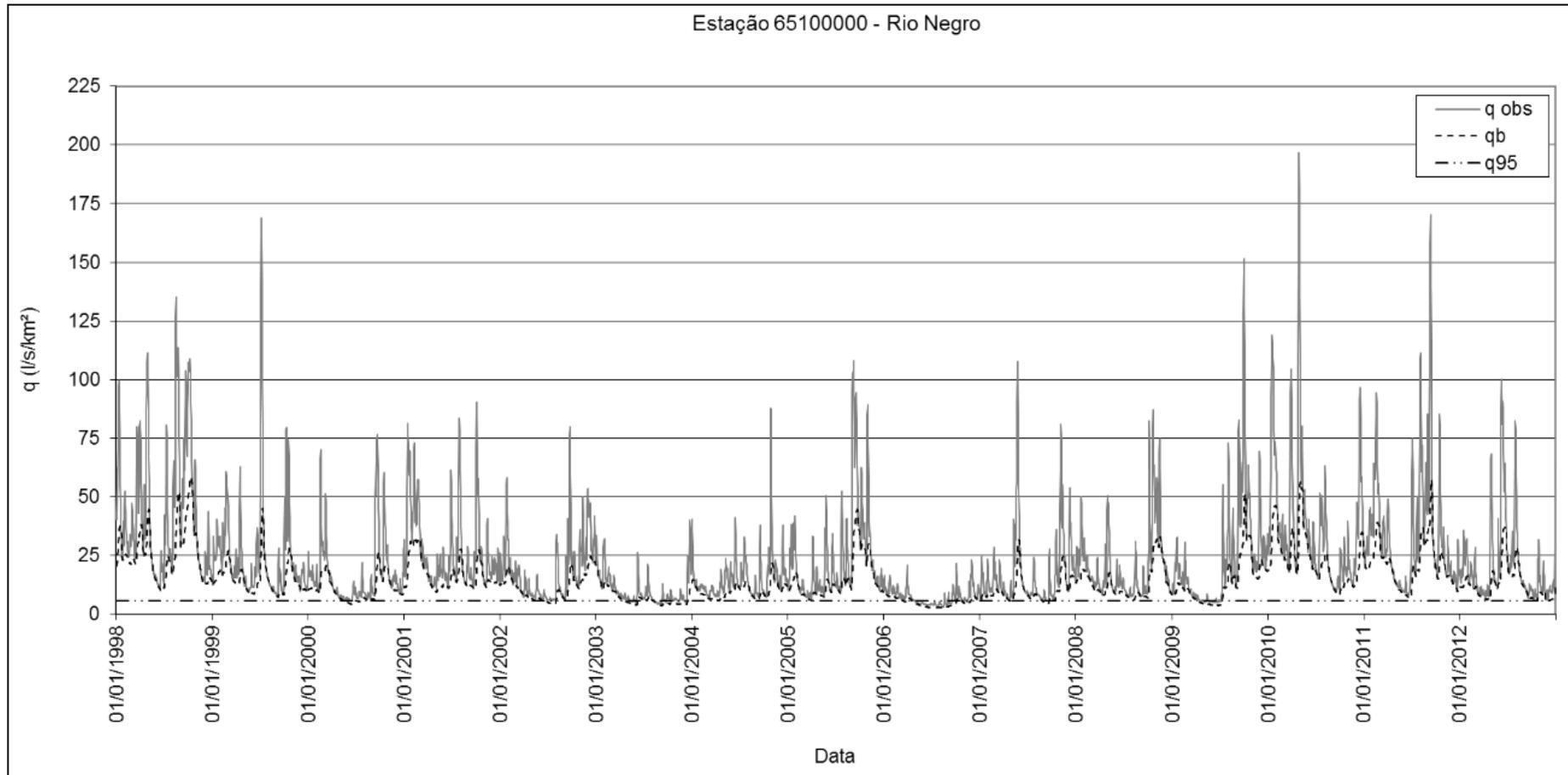


FIGURA 67 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA PORTO AMAZONAS

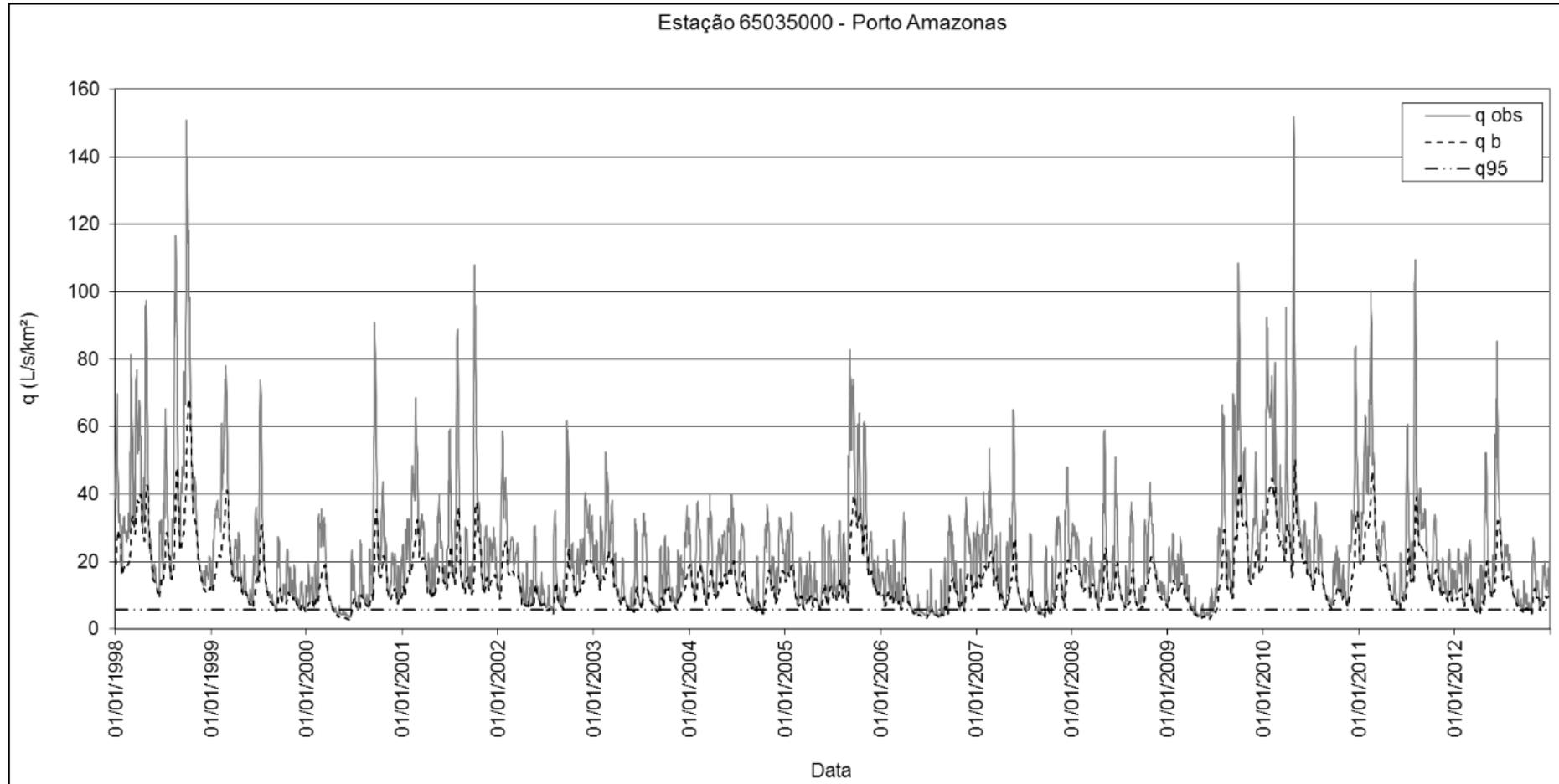


FIGURA 68 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO MATEUS DO SUL

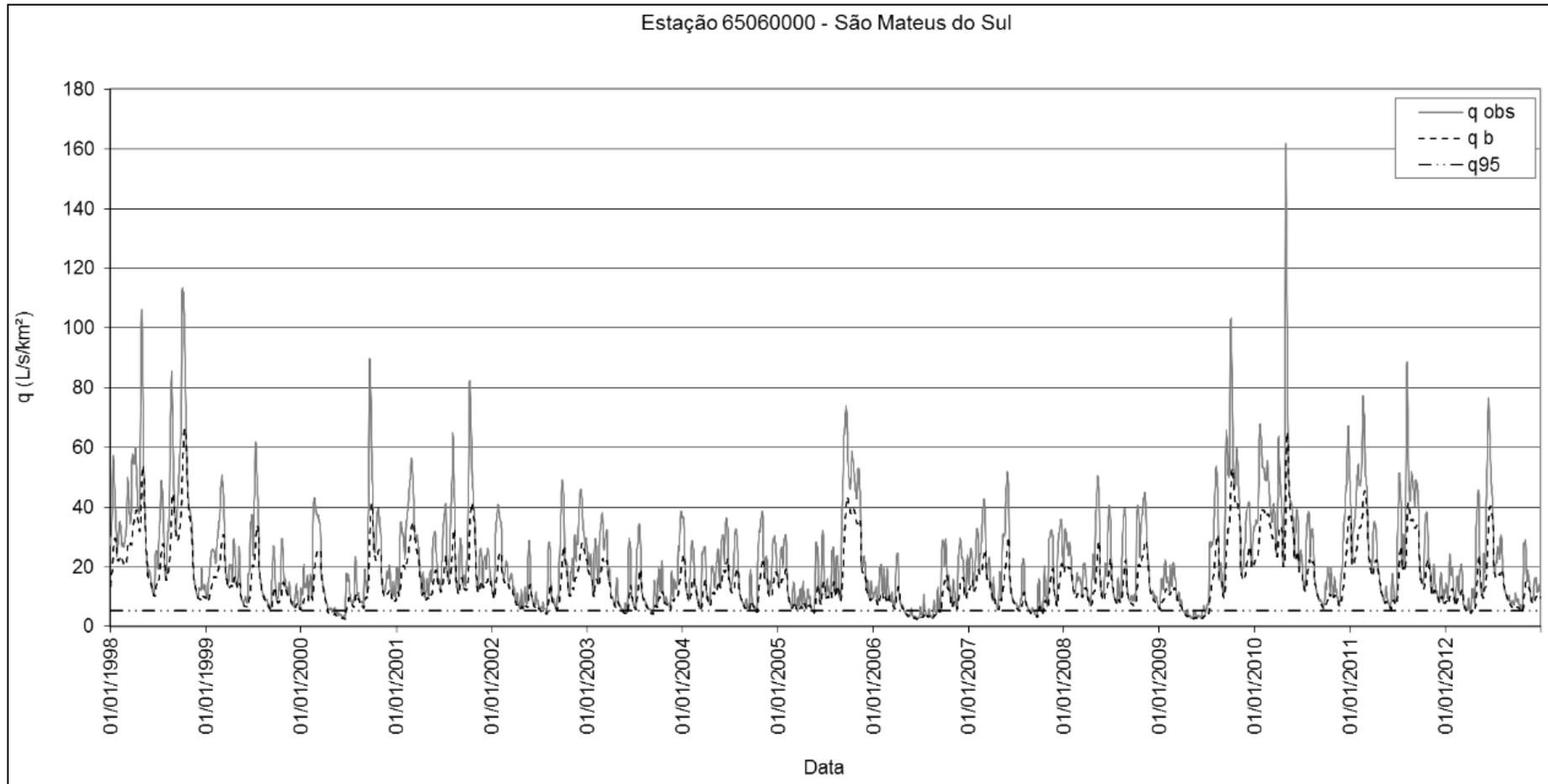


FIGURA 69 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA DIVISA

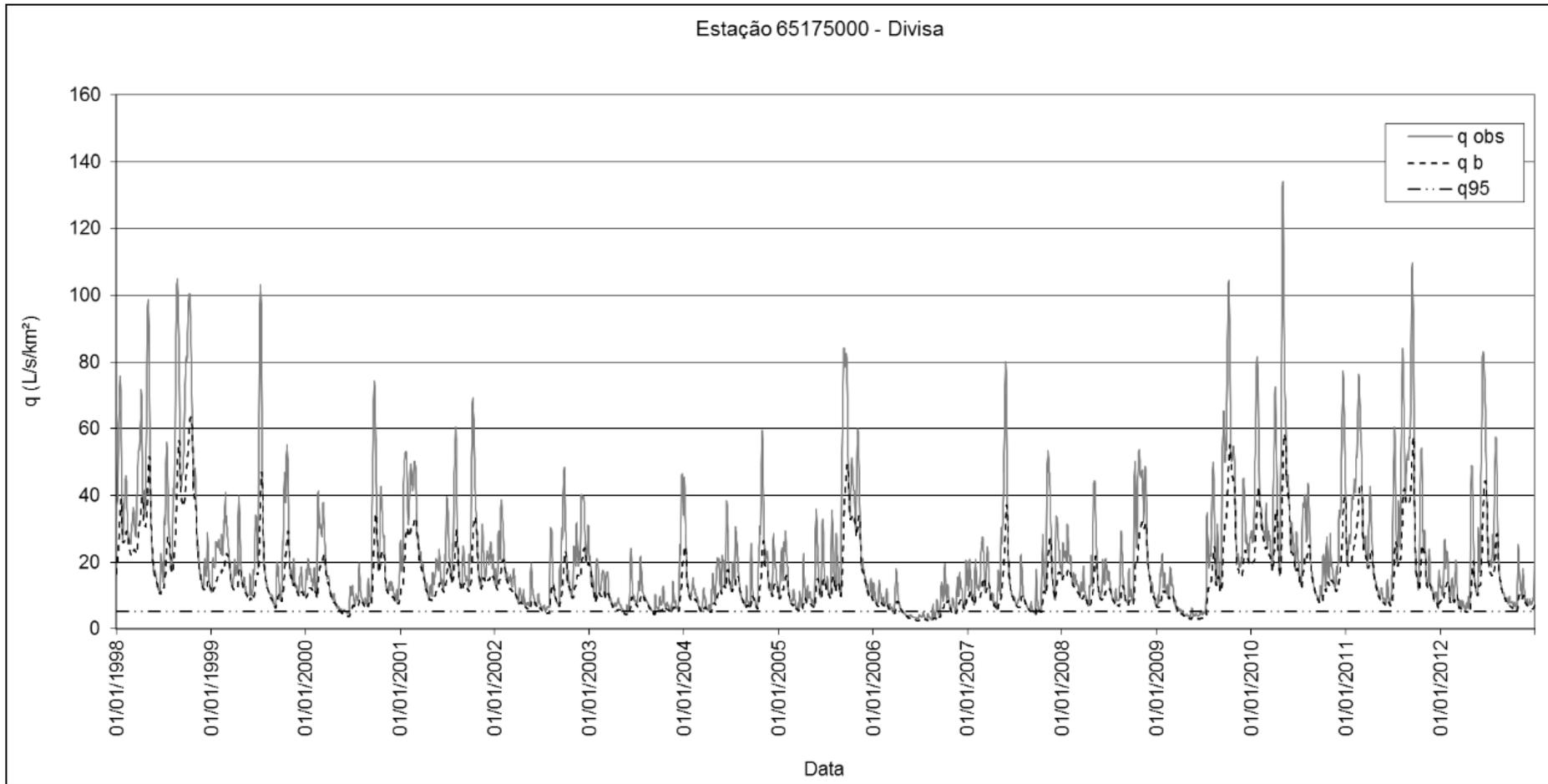


FIGURA 70 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA FLUVIOMÉTRICA FLUVIÓPOLIS

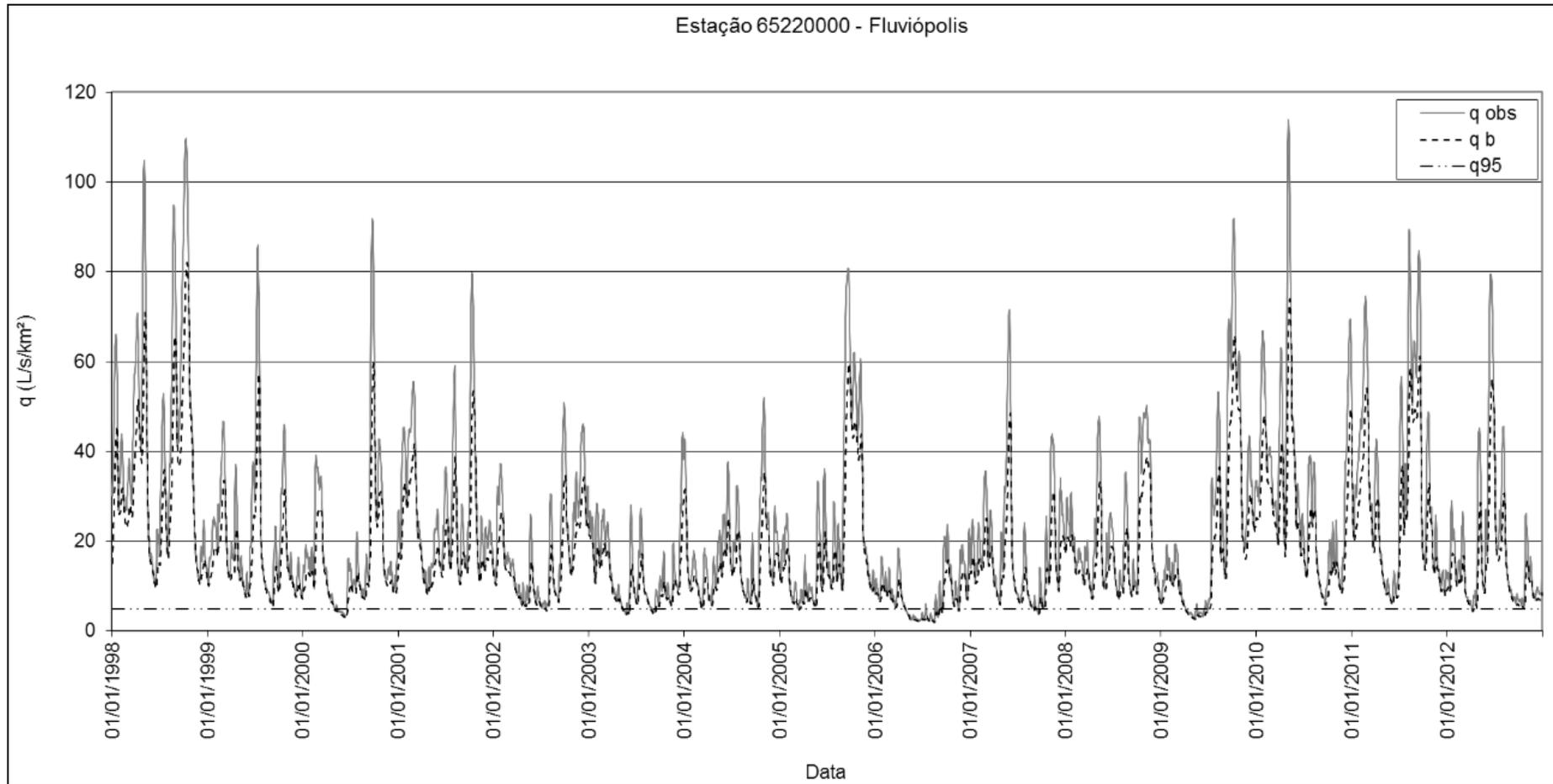
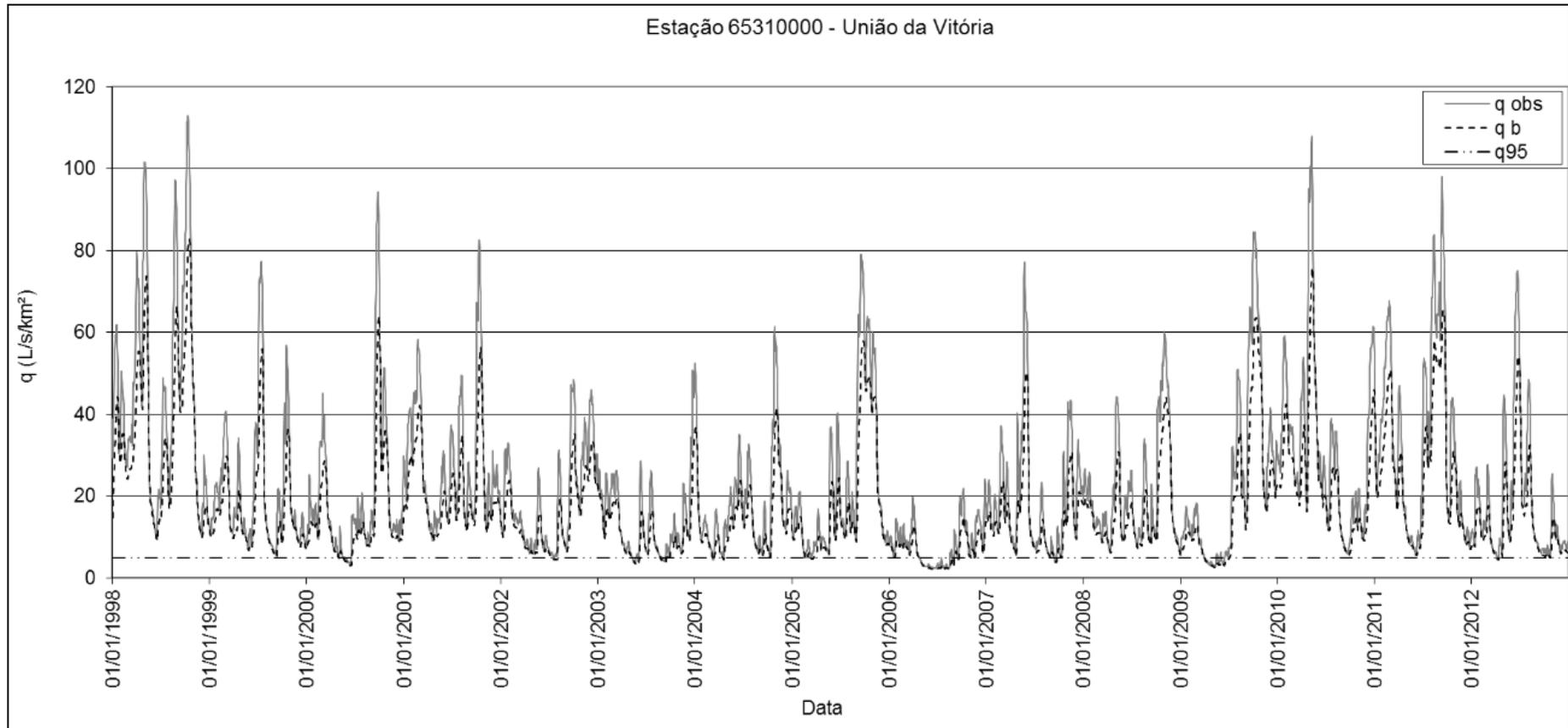


FIGURA 71 – HIDROGRAMA DA BACIA HIDROGRÁFICA UNIÃO DA VITÓRIA



ANEXO 2
CRMs MÉTODO MATCHING STRIPS

FIGURA 72 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA FAZENDINHA.

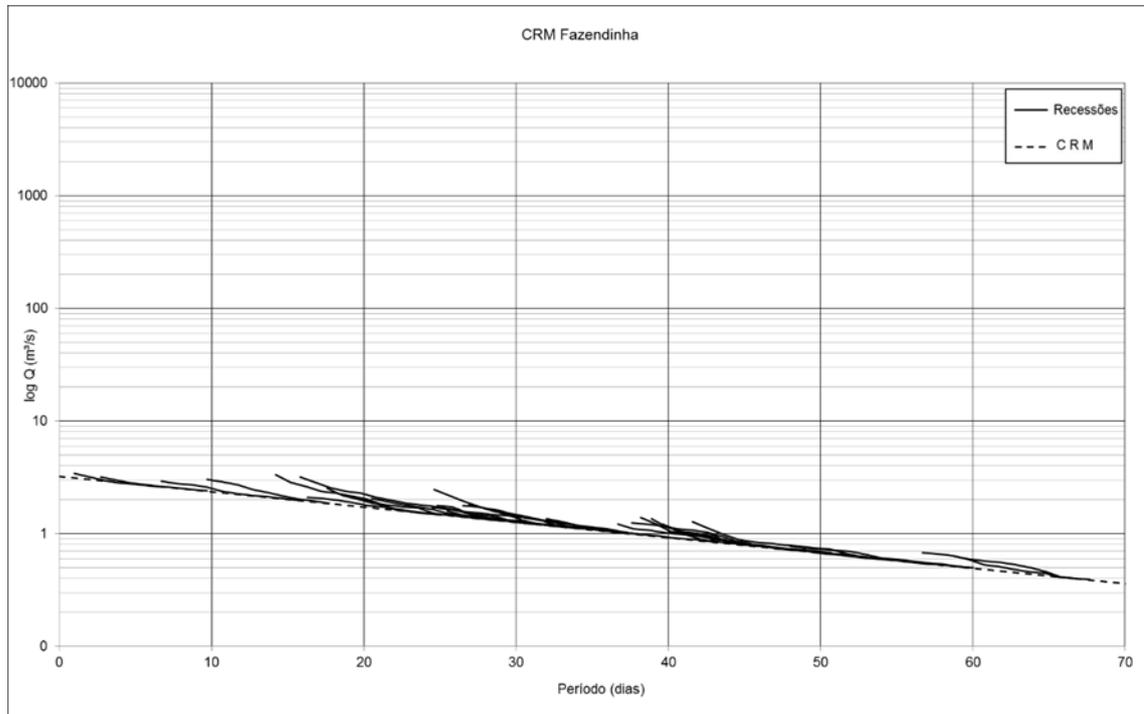


FIGURA 73 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO DA VÁRZEA.

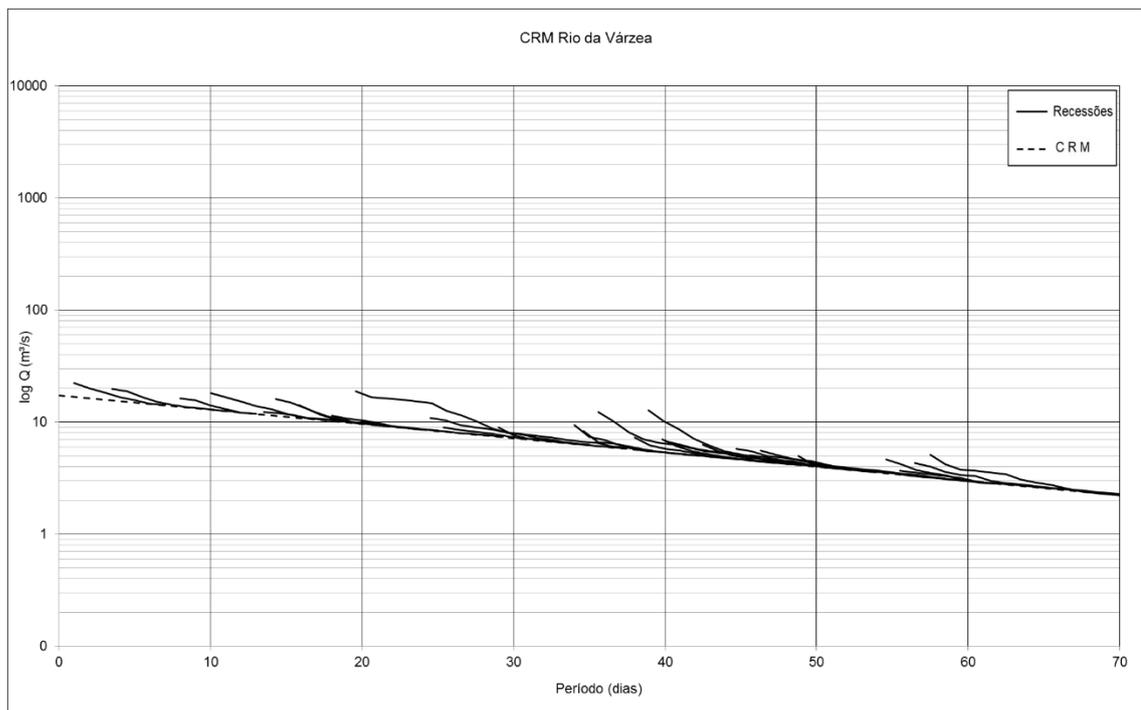


FIGURA 74 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA FOZ DO TIMBÓ

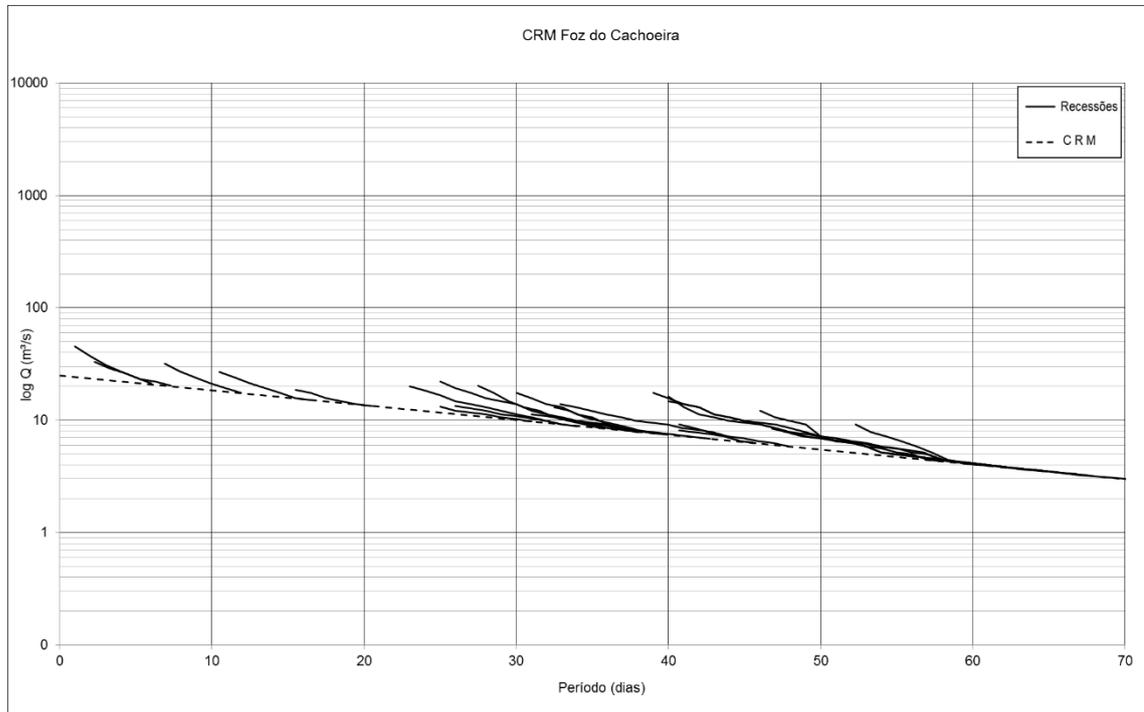


FIGURA 75 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA FRAGOSOS

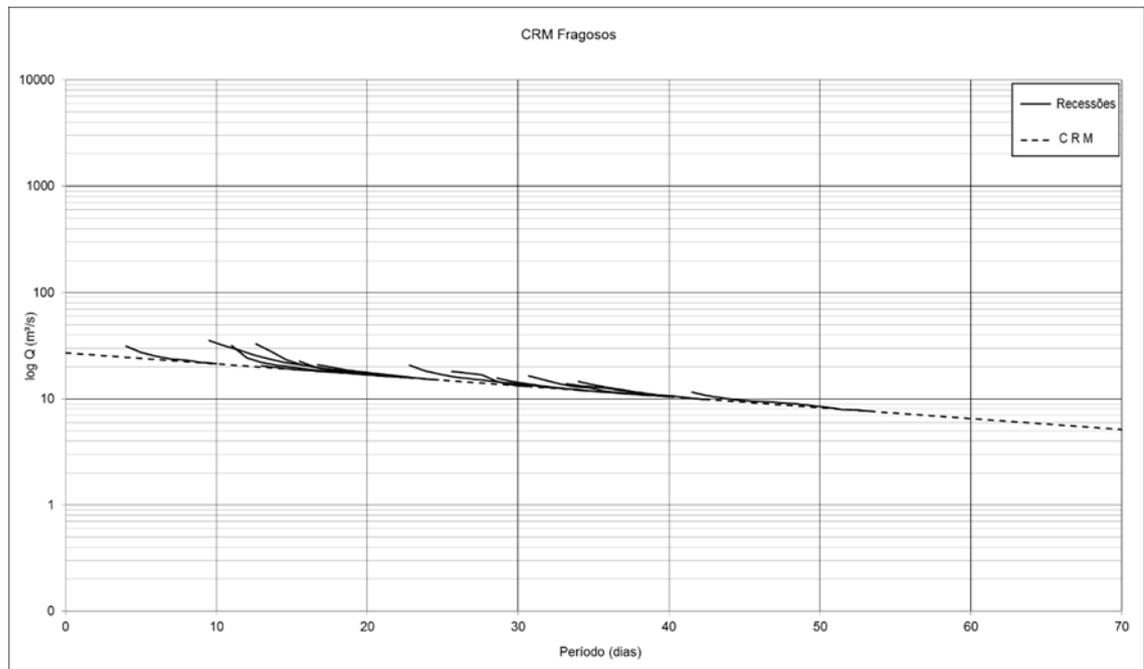


FIGURA 76 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO BENTO DO SUL

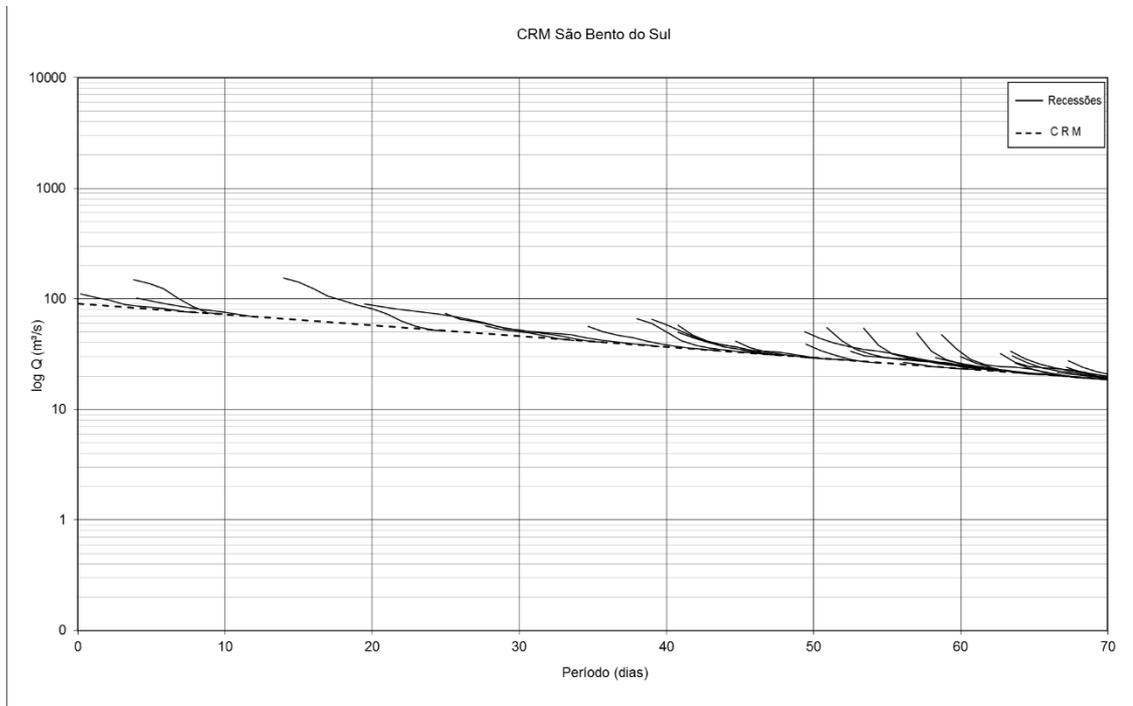


FIGURA 77 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA PONTILHÃO

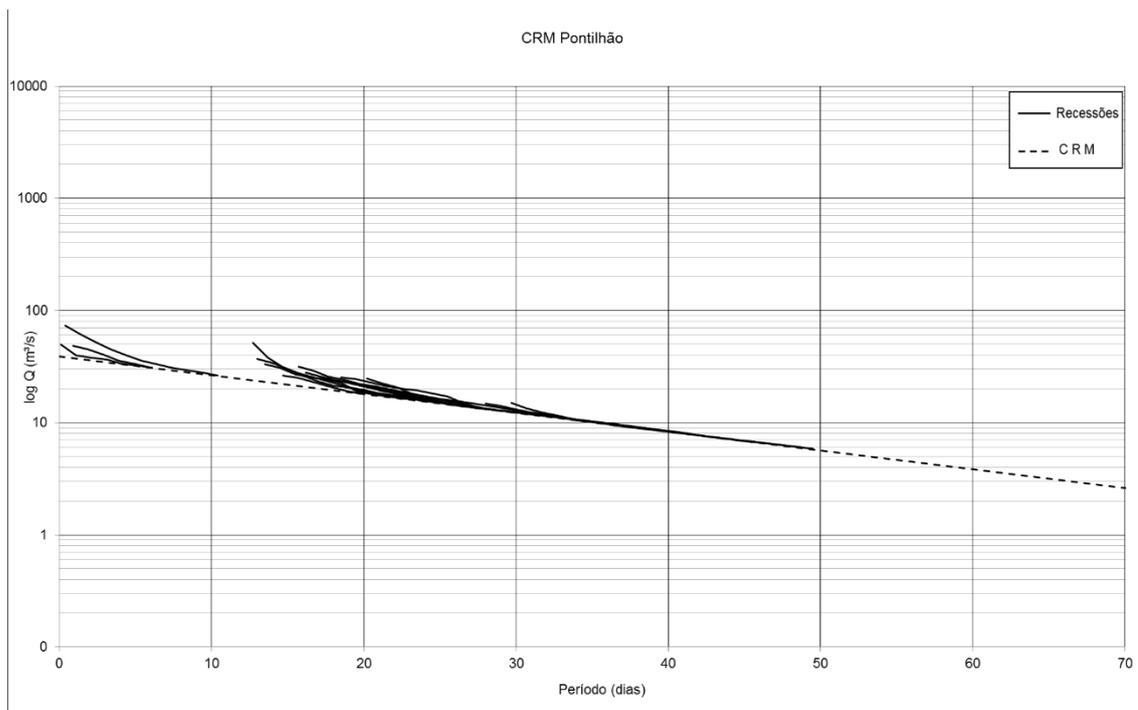


FIGURA 78 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA SANTA CRUZ DO TIMBÓ

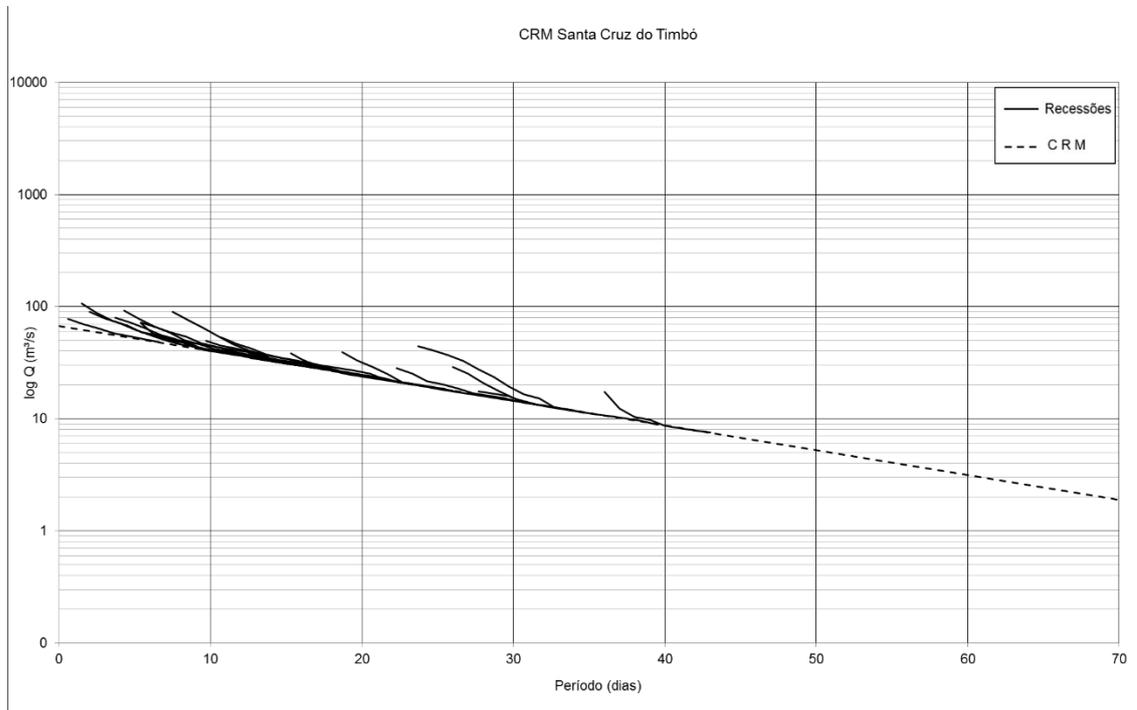


FIGURA 79 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA Balsa Nova

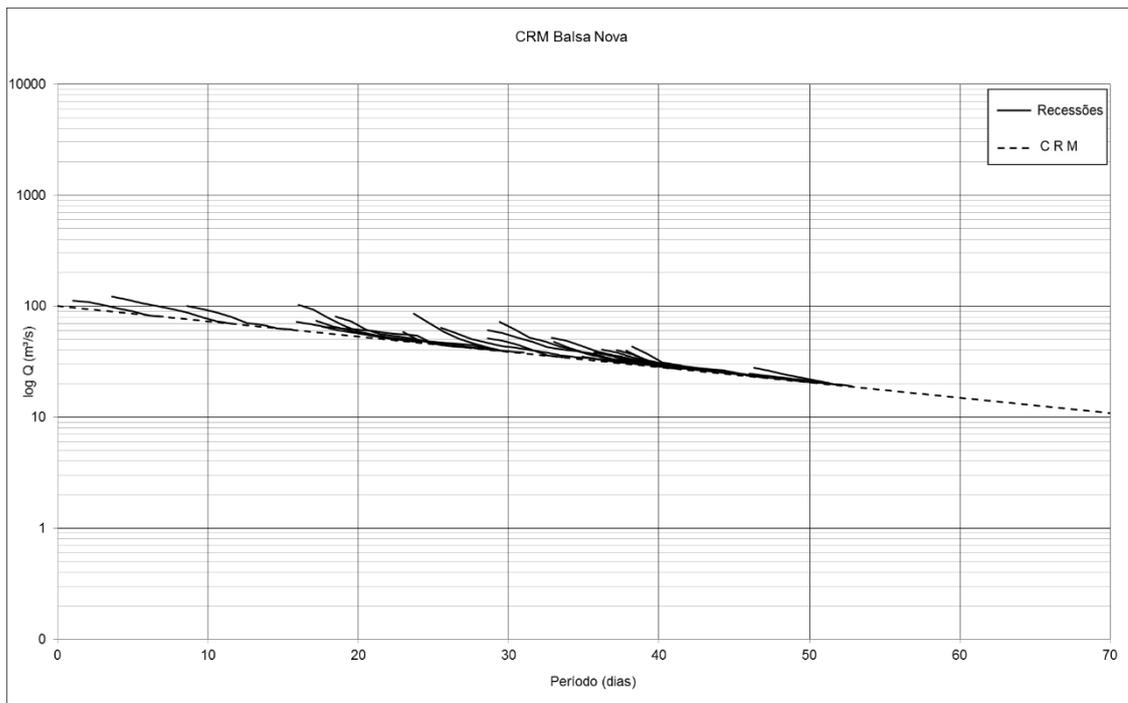


FIGURA 80 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO NEGRO

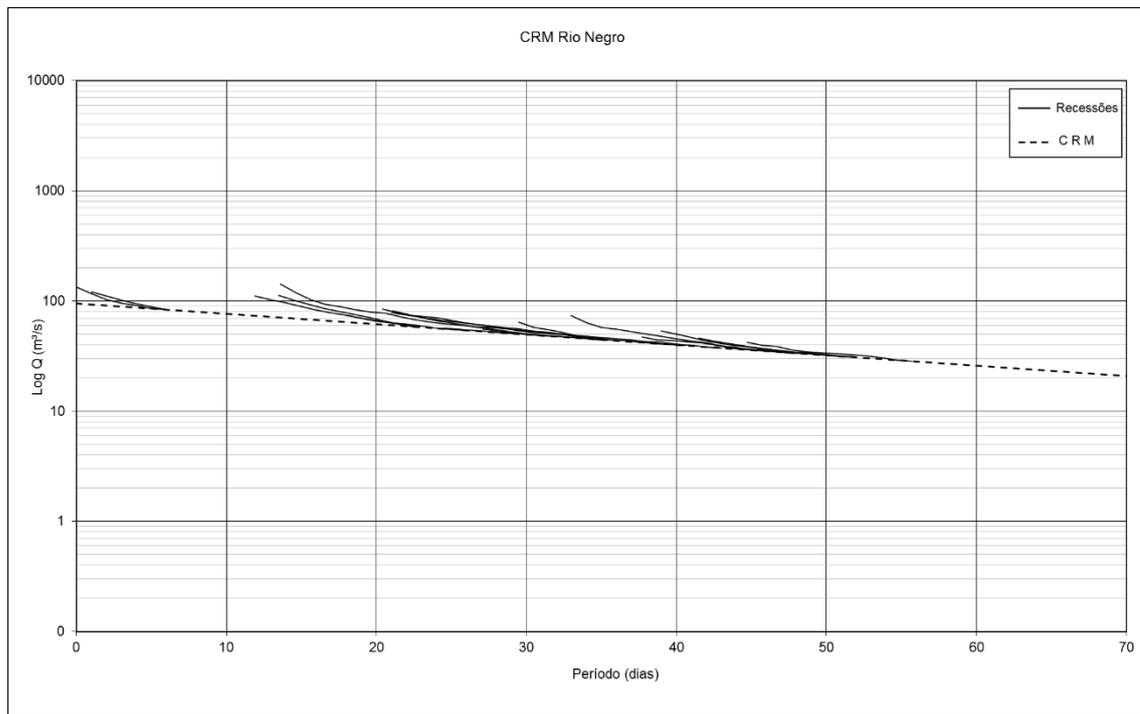


FIGURA 81 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA PORTO AMAZONAS

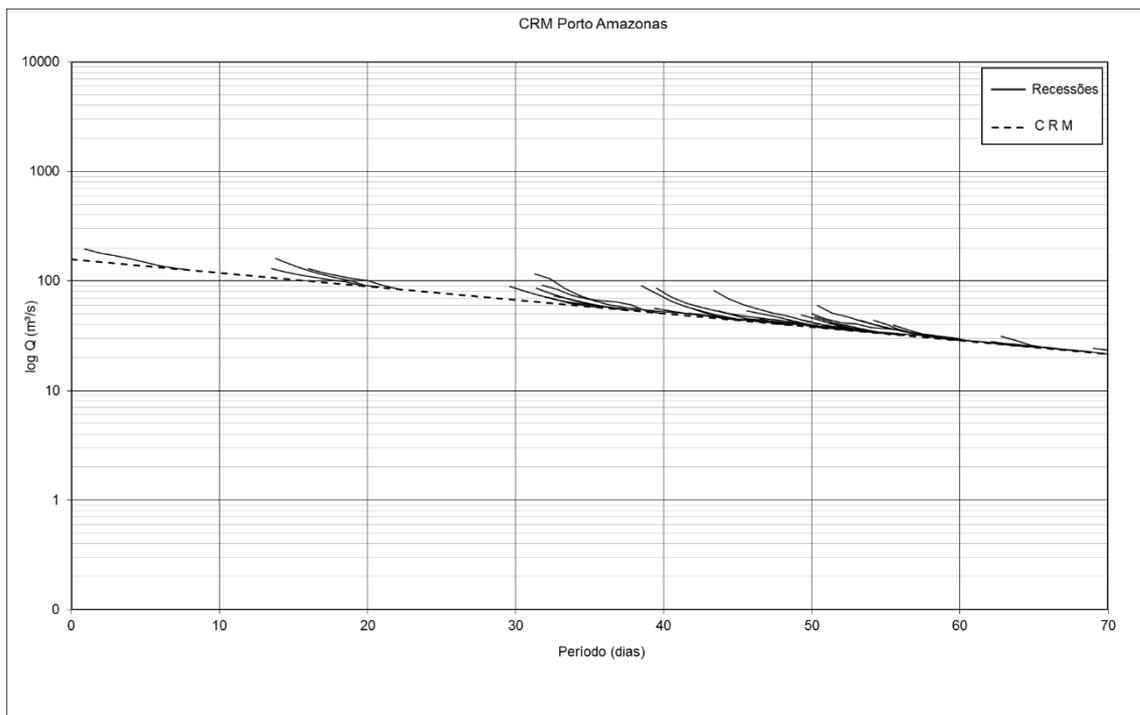


FIGURA 82 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO MATEUS DO SUL

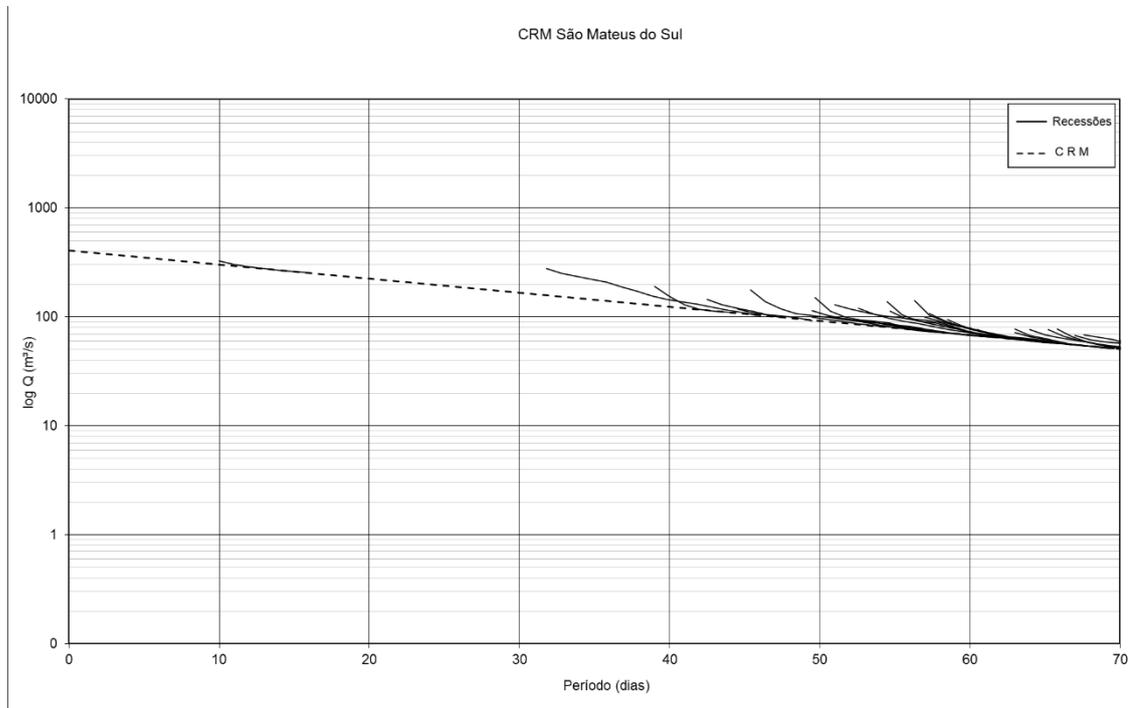


FIGURA 83 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA DIVISA

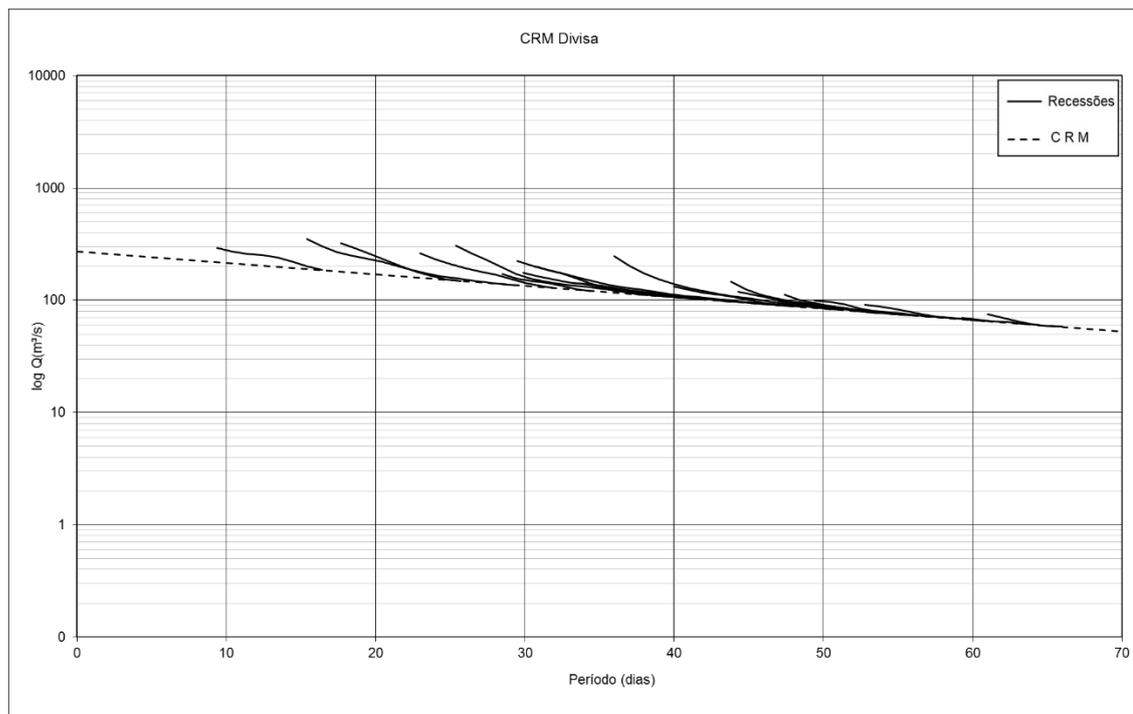


FIGURA 84 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA FLUVIÓPOLIS

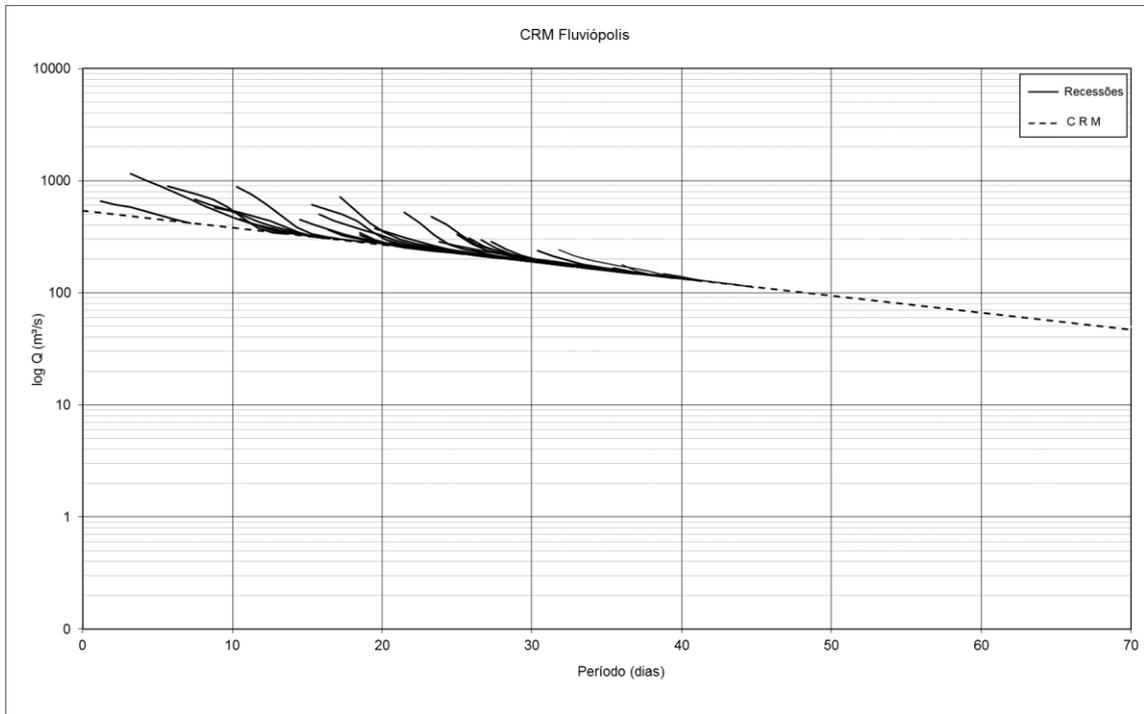
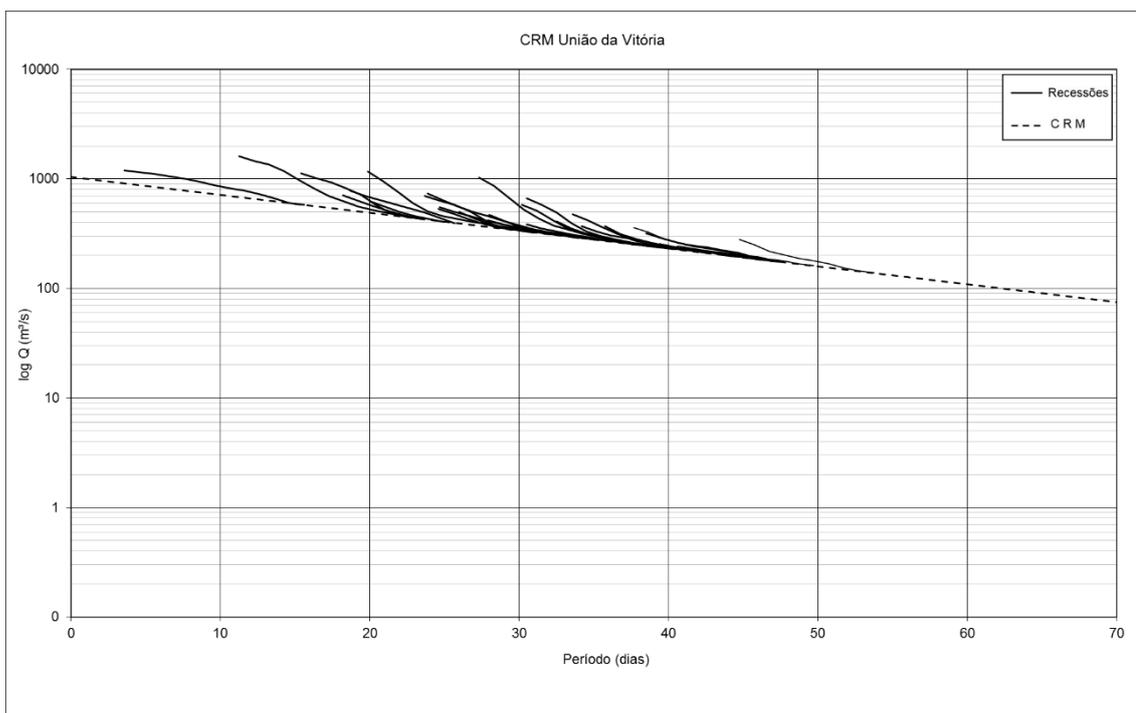


FIGURA 85 – CRM DO MÉTODO MATCHING STRIPS DA BACIA HIDROGRÁFICA UNIÃO DA VITÓRIA



ANEXO 3
CRMs MÉTODO DE CORRELAÇÃO

FIGURA 86 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FAZENDINHA

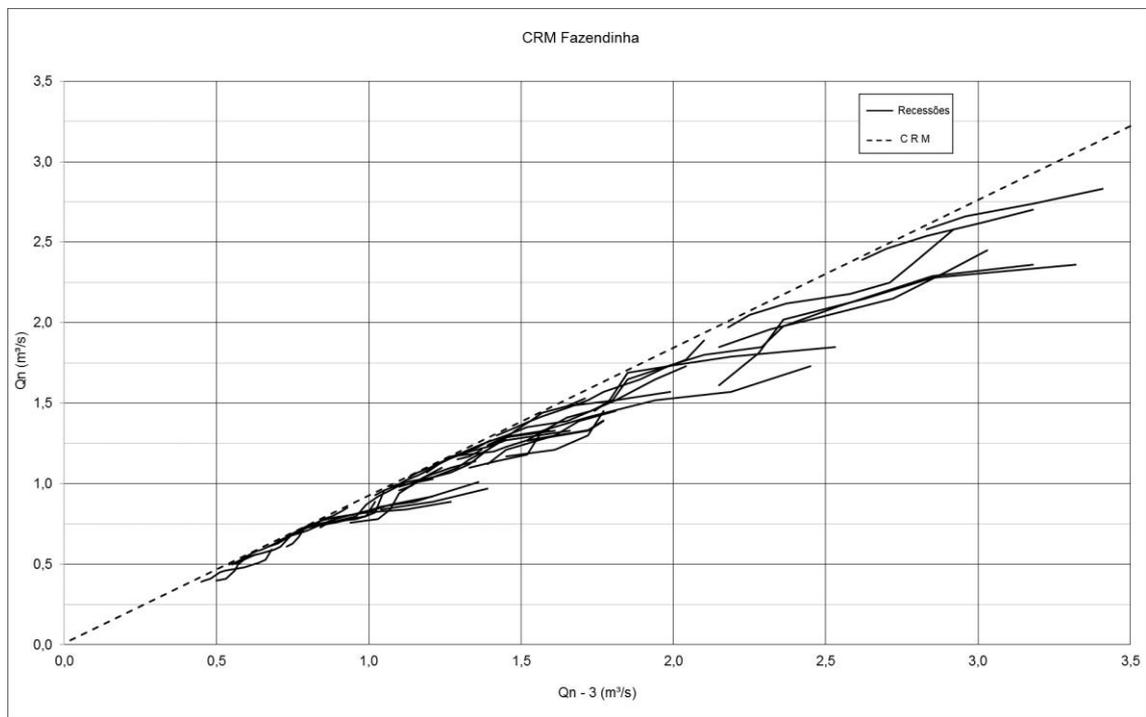


FIGURA 87 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO DA VÁRZEA

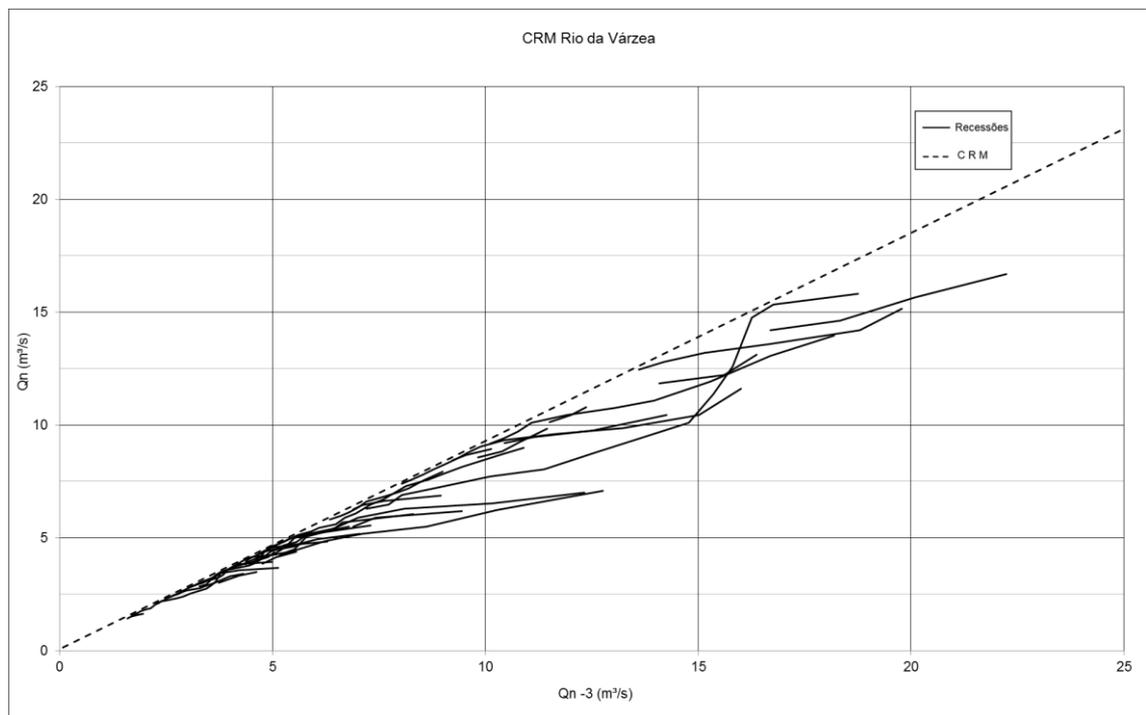


FIGURA 88 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FOZ DO TIMBÓ

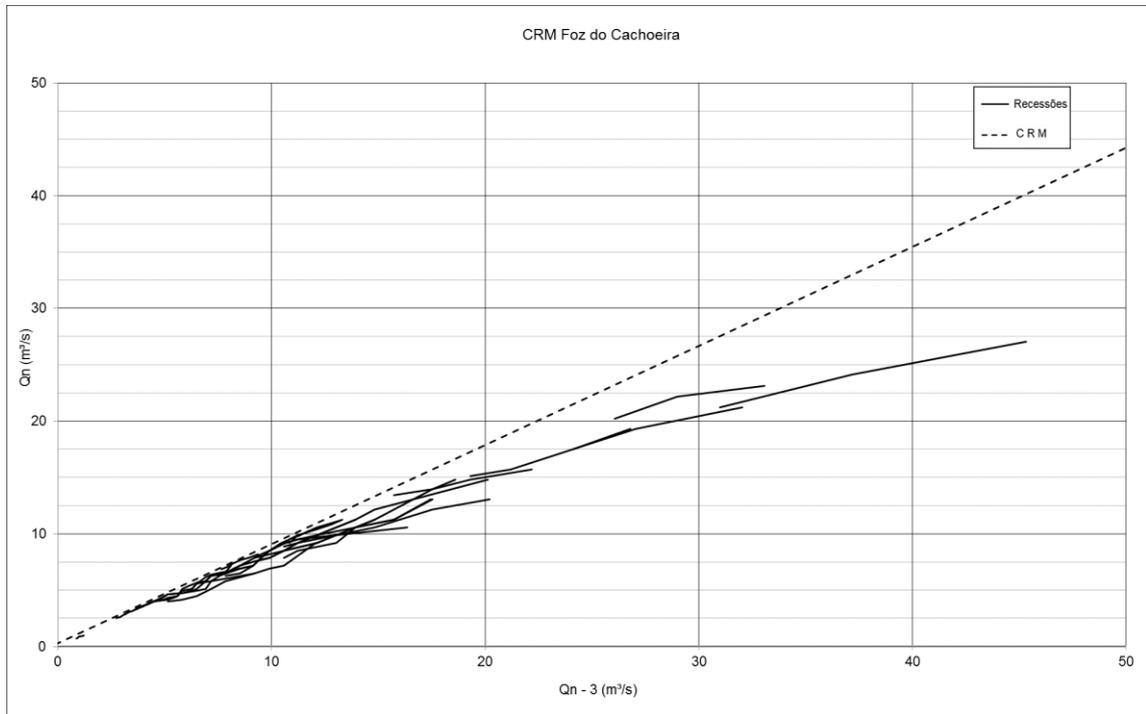


FIGURA 89 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FRAGOSOS

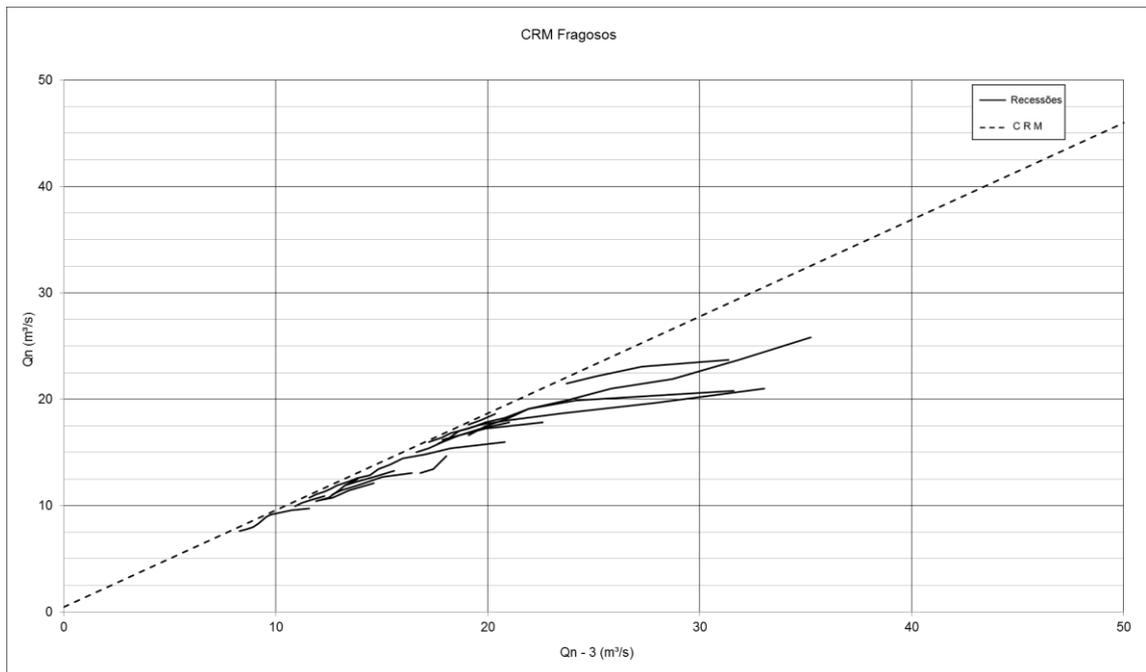


FIGURA 90 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO BENTO DO SUL

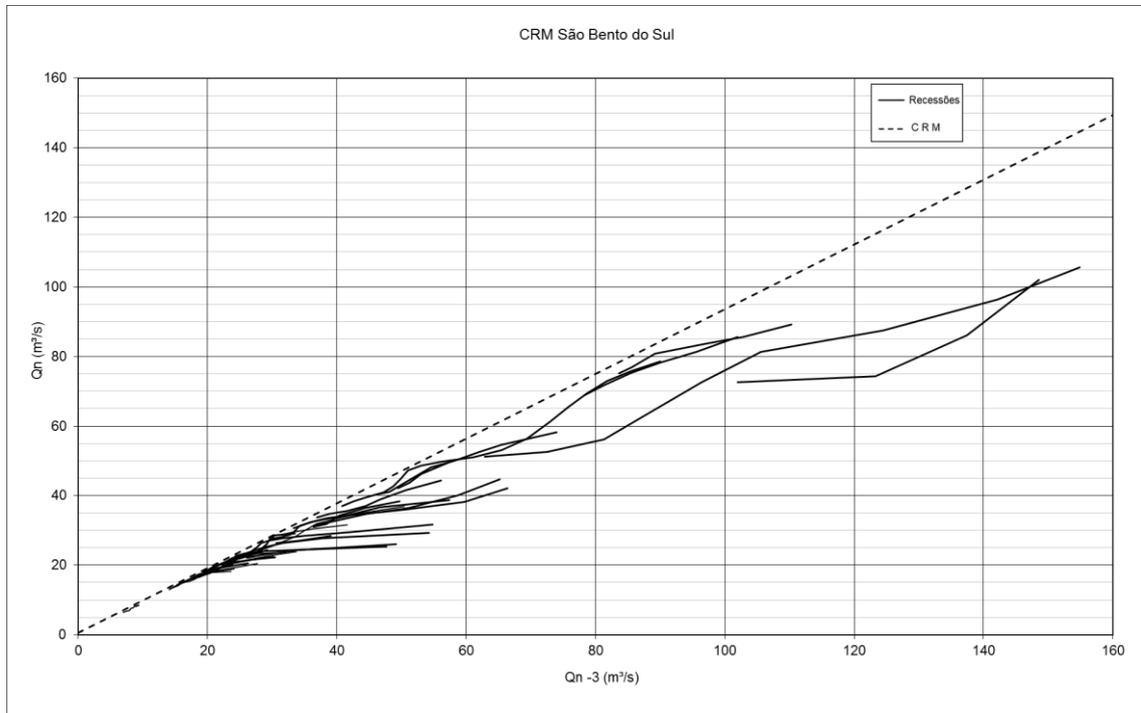


FIGURA 91 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA PONTILHÃO

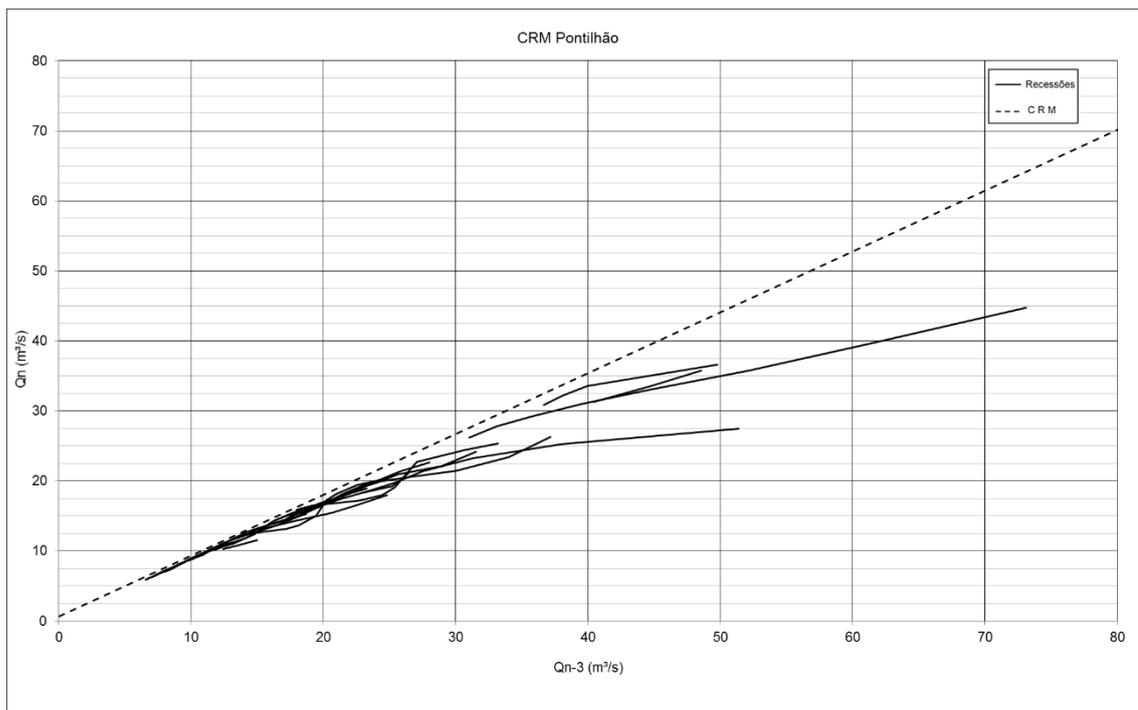


FIGURA 92 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA SANTA CRUZ DO TIMBÓ

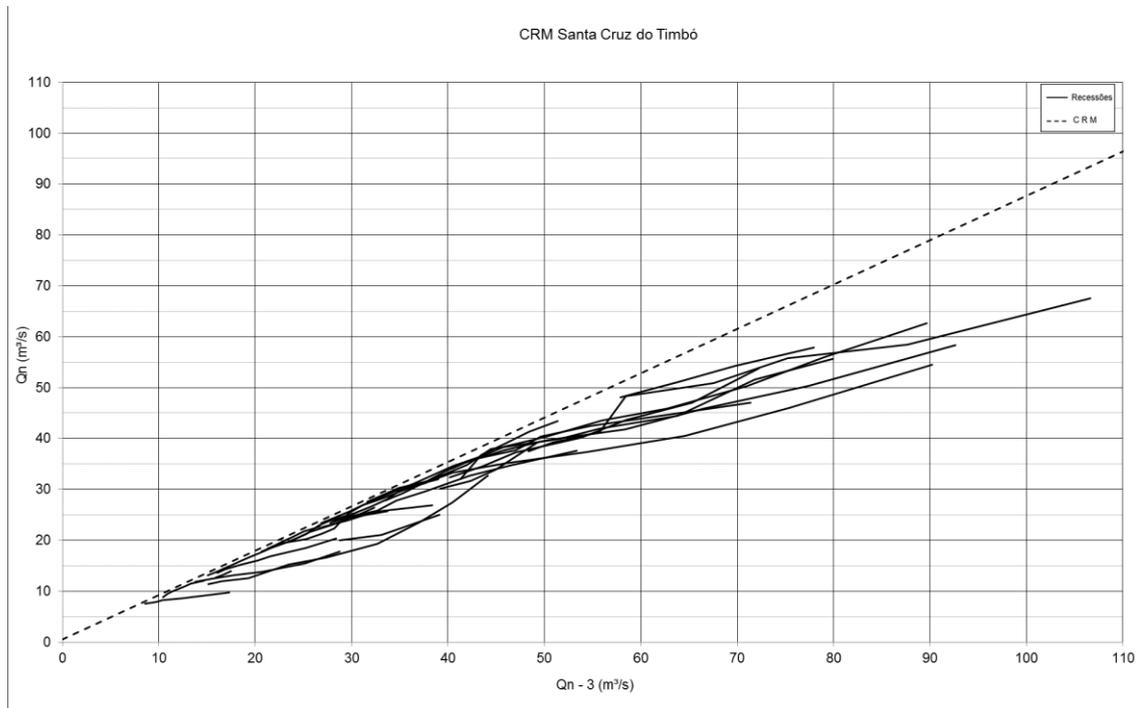


FIGURA 93 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA Balsa Nova

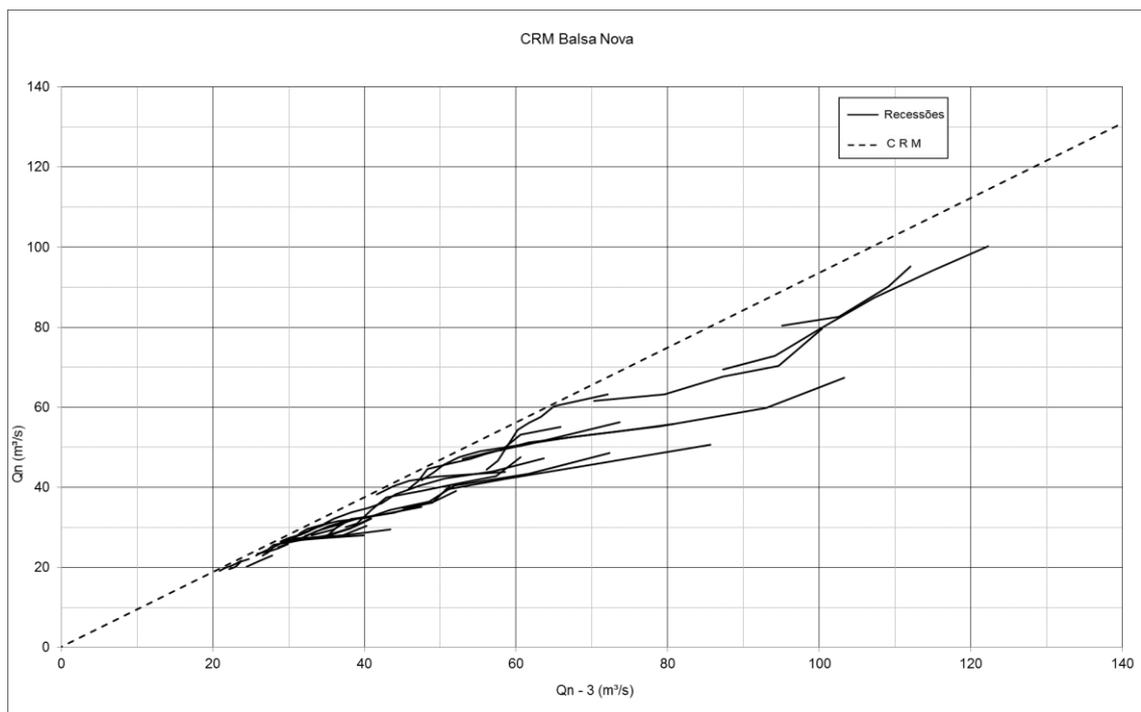


FIGURA 94 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA RIO NEGRO

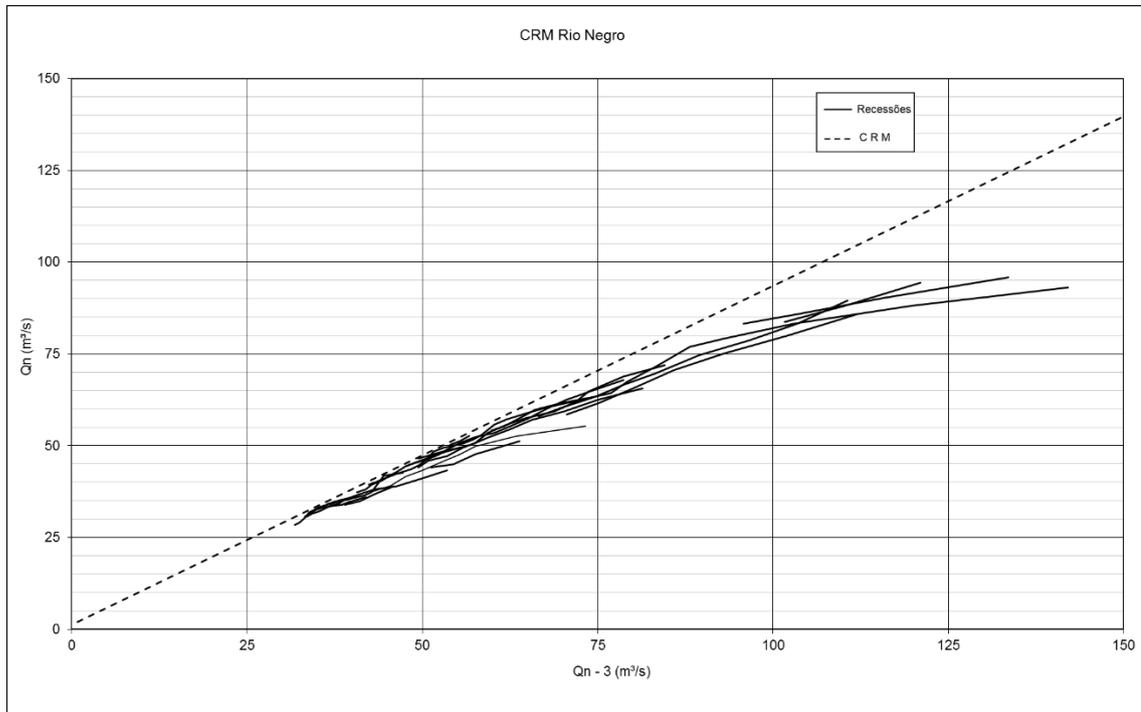


FIGURA 95 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA PORTO AMAZONAS

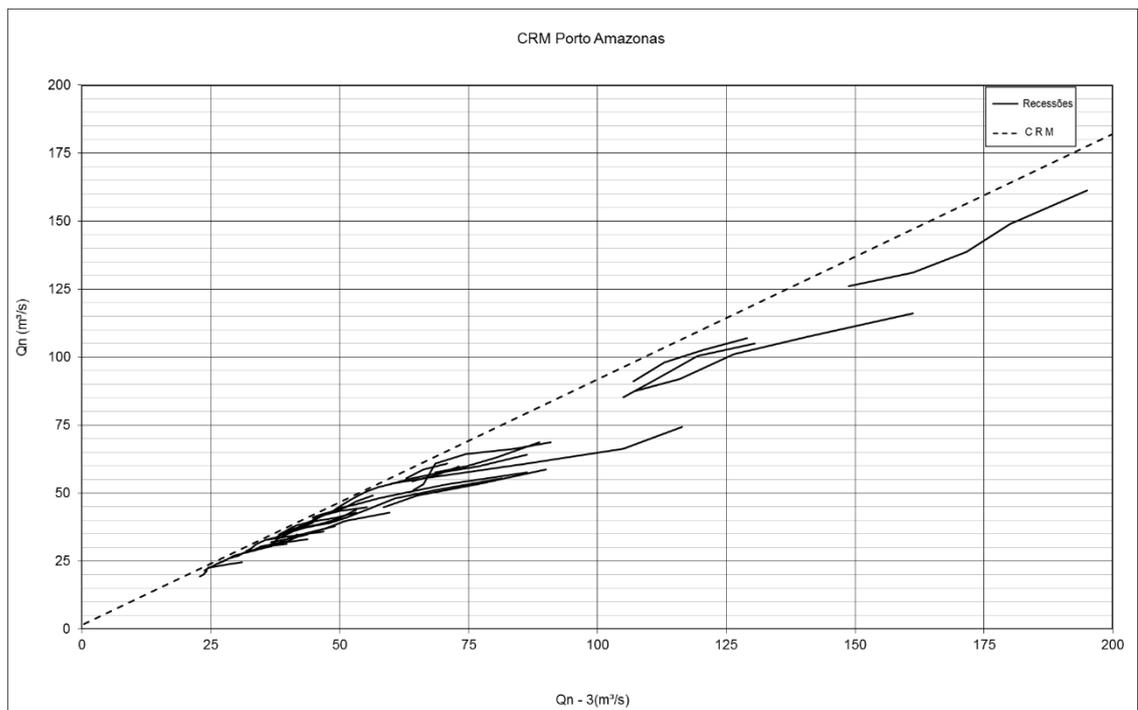


FIGURA 96 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA SÃO MATEUS DO SUL

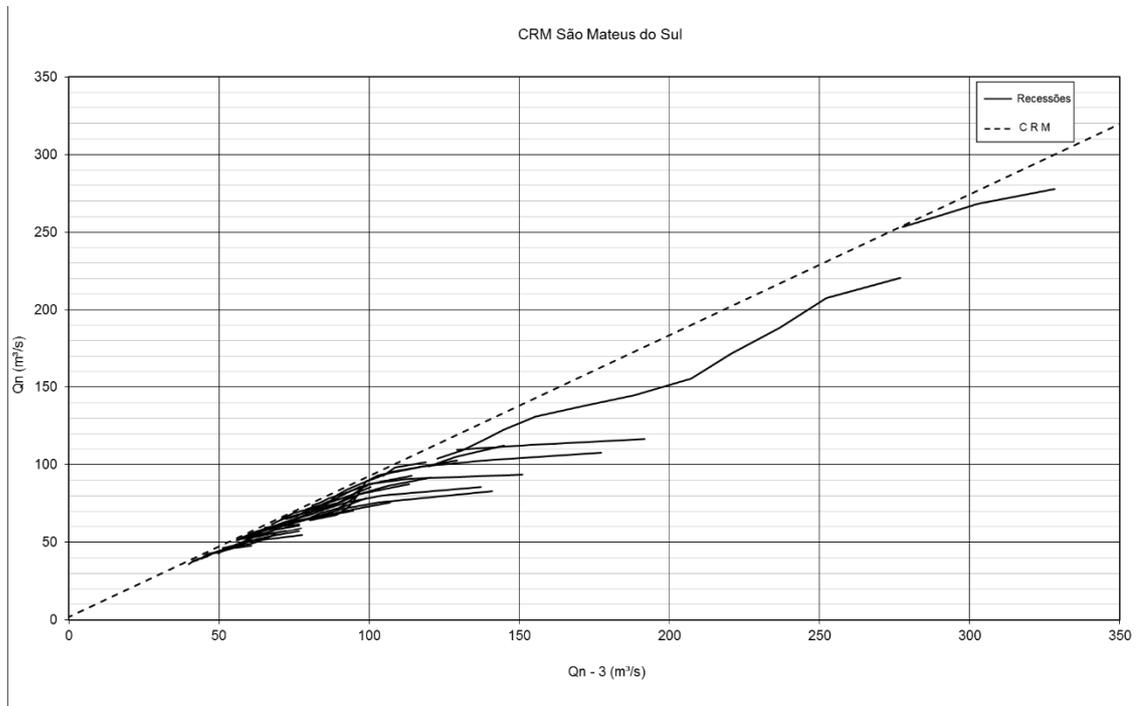


FIGURA 97 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DIVISA

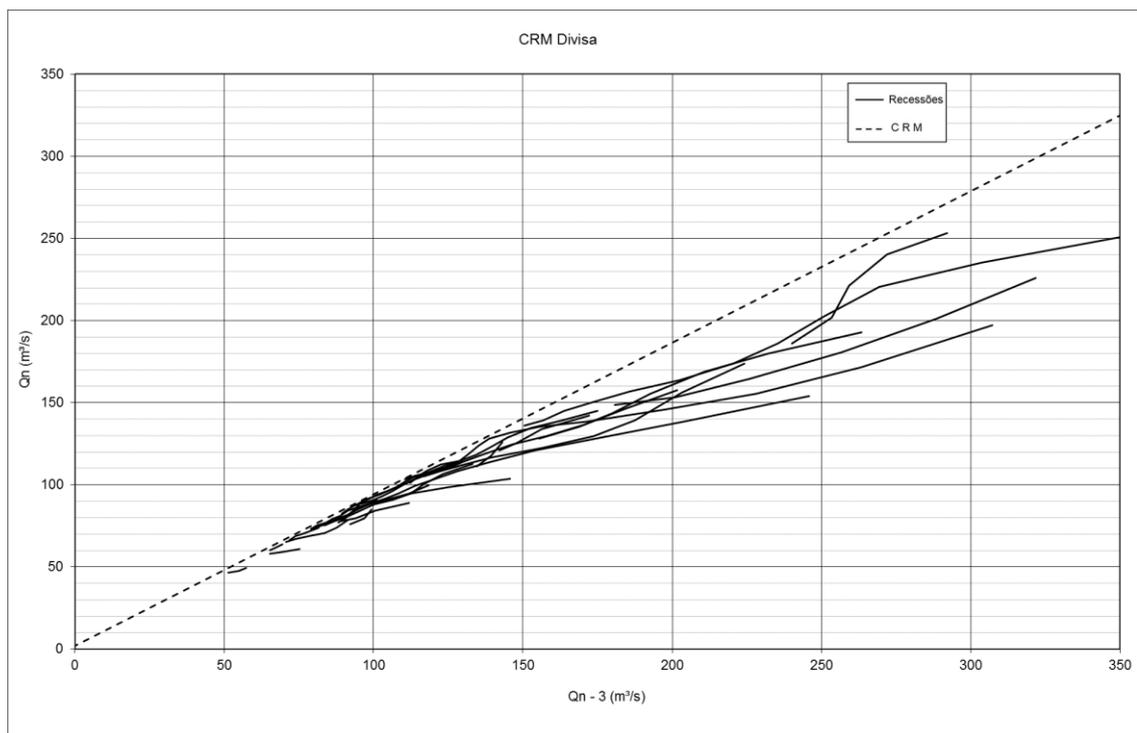


FIGURA 98 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA FLUVIÓPOLIS

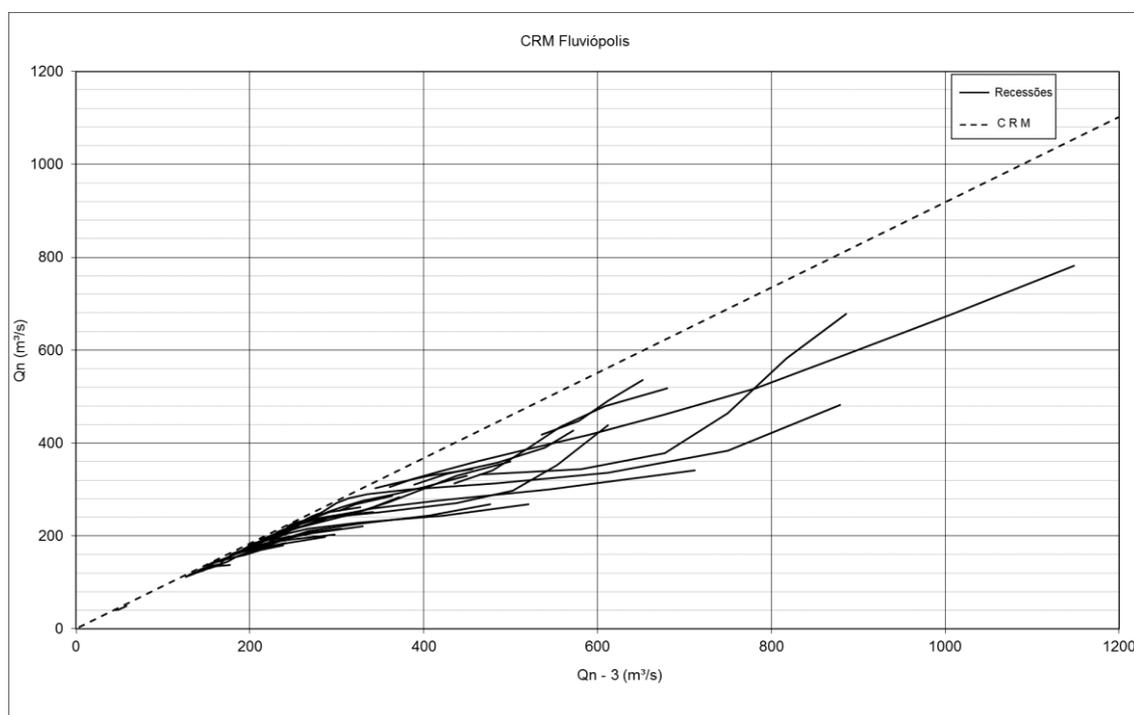


FIGURA 998 – CRM DO MÉTODO DE CORRELAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA UNIÃO DA VITÓRIA

